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

sid.inpe.br/mtc-m21b/2017/10.13.19.16-TDI

AVALIAÇÃO DO MODELO WRF PARA APLICAÇÃO EM PREVISÃO DE RECURSOS EÓLICOS NO NORDESTE BRASILEIRO

Lucía Iracema Chipponelli Pinto

Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Ciência do Sistema Terrestre, orientada pelos Drs. Enio Bueno Pereira, Fernando Ramos Martins, e José Antônio Marengo Orsíni, aprovada em 14 de agosto de 2017.

URL do documento original:
<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34P/3PQEHPS>

INPE
São José dos Campos
2017

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
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 Ducca 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, INOVAÇÕES E COMUNICAÇÕES
INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

sid.inpe.br/mtc-m21b/2017/10.13.19.16-TDI

AVALIAÇÃO DO MODELO WRF PARA APLICAÇÃO EM PREVISÃO DE RECURSOS EÓLICOS NO NORDESTE BRASILEIRO

Lucía Iracema Chipponelli Pinto

Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Ciência do Sistema Terrestre, orientada pelos Drs. Enio Bueno Pereira, Fernando Ramos Martins, e José Antônio Marengo Orsíni, aprovada em 14 de agosto de 2017.

URL do documento original:
<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34P/3PQEHPS>

INPE
São José dos Campos
2017

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

Pinto, Lucía Iracema Chipponelli.

P658a Avaliação do modelo WRF para aplicação em previsão de recursos eólicos no nordeste brasileiro / Lucía Iracema Chipponelli Pinto. – São José dos Campos : INPE, 2017.

xxxiv + 209 p. ; (sid.inpe.br/mtc-m21b/2017/10.13.19.16-TDI)

Tese (Doutorado em Ciência do Sistema Terrestre) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2017.

Orientadores : Drs. Enio Bueno Pereira, Fernando Ramos Martins, e José Antônio Marengo Orsíni.

1. Energia eólica. 2. Modelo WRF. 3. Previsão de vento. 4. Modelagem atmosférica. 5. Estimativa do vento. I.Título.

CDU 621.548:551.552

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

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

Aluno (a): *Lucia Iracema Chipponelli Pinto*

Título: "AVALIAÇÃO DO MODELO WRF PARA APLICAÇÃO EM PREVISÃO DE RECURSOS EÓLICOS NO NORDESTE BRASILEIRO".

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

Ciência do Sistema Terrestre

Dr. Gilberto Fernando Fisch

Presidente / IAE/DCTA / SJCampos - SP

Dr. Enio Bueno Pereira

Orientador(a) / INPE / SJCampos - SP

Dr. Fernando Ramos Martins

Orientador(a) / UNIFESP / Santos - SP

Dr. José Antônio Marengo Orsini

Orientador(a) / CEMADEN / Cachoeira Paulista - SP

Dr. Francisco José Lopes de Lima

Convidado(a) / UNIFESP / Santos - SP

Dr. Rosiberto Salustiano da Silva Junior

Convidado(a) / UFAL / Maceió - AL

Este trabalho foi aprovado por:

( ) maioria simples

(X) unanimidade

São José dos Campos, 14 de agosto de 2017

A minha família,

especialmente a meus pais e avó Aita (sempre presente), por tudo.

AGRADECIMENTOS

Estas primeiras páginas, e últimas palavras que escrevo neste trabalho, são dedicadas a todas as pessoas que me aconselharam, motivaram, orientaram, reforçaram, cuidaram, ouviram e colaboraram ao longo desta época especial em minha vida. Para além destas palavras escritas, espero encontrar a melhor forma e momento para dizer a todos o quanto sou agradecida e o quanto sinto que a todos devo um pouco deste trabalho.

Desta forma, dando continuidade à história, dedico algumas palavras àqueles que dela fazem parte direta ou indiretamente ou, ainda, pelo fato de simplesmente existirem.

Agradeço primeiramente a Deus por esta grande conquista, por estar sempre presente em minha vida e por ser fonte inesgotável de sabedoria e esperança.

Agradeço em especial a minha família, meu pai Jorge e minha mãe Delfina que sempre me apoiaram nas decisões e me incentivaram, a meus irmãos e sobrinhos Cecilia, Pablo, Joaquim, Paulinho, Nathalia e Valentina pela motivação, carinho e alegria. Também, à família 3orillas (Uruguay, Argentina e Brasil) por fazer com que eu ficasse sempre presente, apesar da distância física. Em especial a minha madrinha Ligia e a minha amiga de toda a vida Márcia por sempre acreditarem em mim. Gratidão!

Agradeço aos amigos que fui somando durante minha vida acadêmica, mesmo alguns com os quais fui perdendo contato, com certeza vocês são a melhor conquista desta vida acadêmica (UFPEL, UFV, UBA, INPE e UNESP). Vocês foram a minha segunda família, companheiros de altos “papos-cabeça”, festas, rodas de mate, almoços/jantas etc. Agradeço em especial aos amigos Thiago, Angelica, Michelli, Lorena, Mári, André, Thais e Jefferson que me receberam e ajudaram em diversas ocasiões. Todos vocês tornaram mais fácil e divertida esta passagem da minha vida.

Agradeço ao Dr. Enio Pereira, Dr. Fernando Martins e Dr. Jose Marengo pela orientação e apoio durante a execução do trabalho, obrigada por acreditarem em mim. Agradeço aos colegas do LABREN (Alice, André, Chica, Eduardo, Fabiana, Jefferson, Marcelo,

Rodrigo, Silvia, Serginho, Venize) e em especial ao Chico pela paciência, disposição para auxiliar na tese e scripts e por várias dicas, MUITO OBRIGADA.

Não poderia esquecer de três pessoas que marcaram minha infância, foram elas minhas queridas professoras da Escola Estadual Parque do Obelisco Delcira, Leda e Maria Luci (português, ciências e matemática, respectivamente), que já naquele período da minha inocente vida me motivavam a nunca deixar de ir em busca do conhecimento.

Turmis PGCST2012, o que falar...muitas histórias!!!!! Conseguimos nos manter de pé e unidos. Vocês foram as melhores companhias nesses anos de dor e amor (CHICA, 2017)! Muitas risadas, confraternizações, estudos, convivência... Com certeza a melhor turma da PGCST!!!!

Agradeço ao Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE) e à coordenação do curso de PGCST pelo amparo e oportunidade de trabalho, em especial a Ângela e Mariana pelo suporte, carinho e compreensão.

Agradeço à Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) pelo financiamento da bolsa de doutorado.

Gostaria de agradecer ao Dr. Edson Luiz Zaparoli e à empresa Casa dos Ventos pela disponibilização dos dados das torres anemométricas utilizados nesta pesquisa.

Há muito mais a quem agradecer. A todos aqueles que, embora não nomeados me brindaram com inestimável apoio em distintas circunstâncias e pela presença afetiva em inesquecíveis momentos, o meu reconhecimento e carinhoso Muito Obrigada!

Todos vocês são coatores deste trabalho.

RESUMO

As energias renováveis são fundamentais para reduzir as emissões de gases de efeito estufa (GEE) associadas ao consumo de combustíveis fósseis em níveis regionais e globais. Além disso, a possibilidade de expansão do aproveitamento de energia eólica para a geração de eletricidade no Brasil é uma realidade. O uso eficiente das fontes renováveis, como solar e eólica, está fortemente relacionado com as condições meteorológicas da região de interesse. Isso requer informações confiáveis sobre a disponibilidade e variabilidade do recurso energético para que estratégias políticas e sociais sejam aplicadas com maior precisão na instalação de novas usinas geradoras e também permitir o gerenciamento eficaz das já existentes. Os modelos meteorológicos de mesoescala são ferramentas que demandam investimentos relativamente baixos e vem apresentando resultados favoráveis. Porém, também possuem limitações intrinsecamente relacionadas à impossibilidade em reproduzir os processos físicos que ocorrem na atmosfera em escala inferior a resolução horizontal adotada para a modelagem. Este trabalho apresenta uma série de testes de sensibilidade realizados como modelo meteorológico de mesoescala WRF configurado com diferentes parametrizações físicas (camada limite, convecção, microfísica e radiação). O modelo WRF foi configurado com 3 domínios (grades) de resolução 5 x 5 km sobre a região em estudo. A localização destas grades foi determinada a partir da análise de agrupamento realizada previamente com dados de velocidade do vento observadosem121 estações meteorológicas automáticas operadas pelo INMET no Nordeste do Brasil (NEB) durante o período de 2008 a 2013. Os testes de sensibilidade configuraram um total de 12 experimentos, para os 3 primeiros dias do mês de maio de 2009. Os resultados mostraram que independente das parametrizações adotadas, há uma forte tendência a superestimação da intensidade dos ventos pelo modelo WRF. Algumas parametrizações mostraram-se mais adequadas para um domínio do que para outro, em função do NEB ser influenciado por diferentes sistemas meteorológicos. Também foram realizadas comparações entre previsões do modelo WRF para os meses de maio e novembro de 2009 e 2012 e as medidas de velocidade do vento para os diferentes domínios estabelecidos. Avaliou-se o desempenho das previsões de velocidade do vento com dados medidos em quatro torres anemométricas (80 e 100 m) para localidades onde já estão em funcionamento quatro parques eólicos no NEB. Onde, constatou-se que o modelo continua apresentando uma forte tendência para a superestimação nas previsões da intensidade dos ventos, com exceção da localidade no estado do Piauí. Os valores dos índices estatísticos (RMSE e Viés) das previsões da velocidade do vento para os níveis das torres continuam elevados. O estudo mostrou a dificuldade dos modelos numéricos de mesoescala, em específico o WRF, para prever a velocidade do vento, mas apesar disso quando configurado corretamente ele pode contribuir de forma importante na obtenção de informações confiáveis do vento e

consequentemente ser uma informação disponibilizada com confiabilidade para o setor de energia eólica.

Palavras-chave: Energia eólica. Modelo WRF. Previsão de vento. Modelagem atmosférica. Estimativa do vento.

EVALUATION OF THE WRF MODEL FOR WIND RESOURCE PREDICTION APPLICATION IN THE NORTHEAST OF BRAZILIAN

ABSTRACT

The renewable energy resources are key to reducing greenhouse gas (GHG) emissions associated with the consumption of fossil fuels at regional and global scales. The wind power generation has been increasing since 2002 and now achieves almost 7.5% in the Brazilian electricity matrix. One of the major obstacles for the renewable sources, such as solar radiation and wind, is strongly related to their dependence to the meteorological conditions. The reliable resource assessment is a requirement to overcome this barrier providing quality information to support political and social strategies and also to allow effective management energy resources. The mesoscale meteorological models are tools that demand relatively low financial investment and can provide wind data to the energy sector. However, these models have limitations intrinsically related to the inability to reproduce all the physical processes that occur in the atmosphere at a finer horizontal resolution than the resolution adopted for numerical modeling. This work describes the study aimed at evaluating the WRF mesoscale meteorological model performance when different configuration for physical parametrizations are using (boundary layer, convection, microphysics and solar radiation). Some parametrizations were more adequate for one domain than for another, as the NEB was influenced by different meteorological systems. The WRF model was configured with 5 x 5 km domains (grids) with spatial resolution over the Brazilian Northeastern region (NEB). The location of such grids was determined using the cluster analysis methodology performed with data of wind speed observed at 121 automatic meteorological stations operated by the INMET in NEB during the period of 2008 to 2013. Regardless of the numerical parameterizations adopted, results showed a strong overestimation of wind speed by the WRF model. Comparisons of wind velocity were carried out between WRF forecasts and wind measurements for the months of May and November 2009 and 2012 in the different established domains. A case study was developed to investigate the reliability of the wind velocity forecasts. Also, the wind forecasts were evaluated with wind data measured in four anemometric towers (80 and 100 m) for locations where four wind power plants in operation at the NEB. It was observed that the model presented a strong tendency to overestimate the forecasts of wind intensity, except for the locality in the Piauí state. The statistical deviations (RMSE and Bias) presented by wind forecasts were still high. The study pointed out the difficulty is to set the WRF mesoscale numerical model to predict the wind intensity, but, when properly configured, it can significantly contribute to reach

reliable information of wind velocity and consequently be reliable and readily available information for the wind energy sector.

Key words: Wind power. WRF model. Wind forecast. Atmospheric modelling. Wind simulation.

LISTA DE FIGURAS

Pág.

Figura 1.1 - Matriz elétrica brasileira (em GW) em maio 2016, por fonte de combustível..... 2

Figura 1.2 - Evolução da capacidade mundial instalada..... 5

Figura 2.1 - Balanço da radiação média do HN. Pode-se considerar que esse balanço também ocorre para o HS..... 10

Figura 2.2 - Modelo da circulação geral da atmosfera, indicando a estrutura vertical das células de circulação e os ventos próximos à superfície. A relação entre o tamanho da atmosfera e da Terra está ampliada para facilitar a visualização..... 11

Figura 2.3 - Camada limite planetária e as outras divisões da troposfera..... 14

Figura 2.4 - Camada limite planetária e suas divisões..... 15

Figura 2.5 - Perfil vertical diurno na CLP da temperatura potencial virtual ($\overline{\theta v}$), velocidade do vento ($\overline{U}$), razão de mistura ($\overline{r}$) e concentração de poluentes ($\overline{C}$)..... 16

Figura 2.6 - Perfil vertical do vento sobre diferentes tipos de rugosidade superficial..... 18

Figura 2.7 - Série temporal do vento (U) na CLP. (a) Apenas vento médio; (b) Apenas ondas e (c) Apenas turbulência..... 20

Figura 2.8 - Distúrbios do vento devido a um obstáculo..... 20

Figura 2.9 - Determinação do comprimento de rugosidade (z_0) através do perfil logaritmo do vento..... 21

Figura 2.10 - Esquema de um perfil topográfico ideal para deslocamento do vento..... 22

Figura 2.11 - Variação do perfil vertical do vento sobre diferentes padrões orográficos..... 23

Figura 2.12 - Evolução do aproveitamento da energia dos ventos..... 24

Figura 2.13 - (a) Turbina eólica de eixo vertical; (b) Turbina eólica de eixo horizontal..... 25

Figura 2.14 - Evolução tecnológica das turbinas eólicas comerciais entre os anos de 1985 e 2009..... 26
Figura 2.15 - Relação entre a potência e velocidade do vento..... 27
Figura 2.16 - Climatologia da precipitação anual da região NEB..... 28
Figura 2.17 - Distribuição em área dos regimes pluviométricos na região NEB..... 30
Figura 2.18 - Representação esquemática do sistema de modelagem do WRF..... 32
Figura 2.19 - (a) Representação de grade de Arakawa-C; (b) Coordenadas vertical sigma..... 33
Figura 4.1 - Distribuição espacial das estações meteorológicas localizadas no NEB. Um total de 121 EMAs do INMET estavam disponíveis para o estudo..... 60
Figura 4.2 - Fluxograma representativo do algoritmo empregado para qualificação dos dados de direção e velocidade do vento..... 61
Figura 4.3 - Distribuição intra e inter-anual das chuvas para a região NEB, no período de 2007-2015..... 71
Figura 5.1 - Média total anual da velocidade do vento e precipitação acumulada para o período em estudo para a verificação dos dados: (a) Recife-PE e (b) Castelo do Piauí-PI..... 76
Figura 5.2 - Dendrograma resultante da análise de agrupamento baseado no método hierárquico de Ward e utilizando apenas a velocidade do vento observada em 108 EMAs: (a) sem informar a localização geográfica e (b) considerando as coordenadas geográficas de cada uma das estações..... 78
Figura 5.3 - Dendrograma resultante da análise de agrupamento baseado no método hierárquico de Ward e utilizando apenas para precipitação observada em 108 EMAs: (a) sem informar a localização geográfica e (b) considerando as coordenadas geográficas de cada uma das estações..... 79
Figura 5.4 - Dendrograma resultante da análise de agrupamento baseado no método hierárquico de Ward e utilizando a velocidade do vento e precipitação observada em 108 EMAs: (a) sem informar a

localização geográfica e (b) considerando as coordenadas geográficas de cada uma das estações..... 80
Figura 5.5 - Distribuição espacial das regiões homogêneas em relação às estações para a velocidade do vento: (a) sem informar localização das estações, e (b) considerando as coordenadas geográficas de cada uma das estações (latitude e longitude)..... 81
Figura 5.6 - Distribuição espacial das regiões homogêneas em relação às estações para a precipitação: (a) sem considerar latitude e longitude, e (b) considerando as coordenadas geográficas de cada uma das estações (latitude e longitude)..... 82
Figura 5.7 - Distribuição espacial das regiões homogêneas em relação às estações para a velocidade do vento e precipitação: (a) sem considerar latitude e longitude, e (b) considerando as coordenadas geográficas de cada uma das estações (latitude e longitude)..... 83
Figura 5.8 - Médias anuais, mensais, diários e horários para as três regiões homogêneas para a velocidade do vento..... 85
Figura 6.1 - Grades aninhadas utilizadas nos experimentos com o modelo WRF..... 89
Figura 6.2 - Localização das EMAs do INMET utilizadas para os testes de sensibilidade..... 90
Figura 6.3 - Medidas do ME ($m.s^{-1}$) para o domínio 2 da velocidade do vento para as diferentes parametrizações: (a) convecção (*cumulus*); (b) microfísica; (c) camada limite planetária e (d) radiação..... 92
Figura 6.4 - Medidas do RMSE ($m.s^{-1}$) para velocidade do vento para os domínios das diferentes parametrizações de convecção (*cumulus*)... 95
Figura 6.5 - Medidas do ME ($m.s^{-1}$) para velocidade do vento para os domínios das diferentes parametrizações de convecção (*cumulus*)..... 95
Figura 6.6 - Evolução temporal da velocidade do vento para o modelo WRF para as diferentes configurações de convecção (*cumulus*): (a) Domínio 2; (b) Domínio 3 e (c) Domínio 4..... 96

Figura 6.7 - Medidas do RMSE ($m.s^{-1}$) para velocidade do vento para os domínios das diferentes parametrizações de microfísica..... 98
Figura 6.8 - Medidas do ME ($m.s^{-1}$) para velocidade do vento para os domínios das diferentes parametrizações de microfísica..... 99
Figura 6.9 - Evolução temporal da velocidade do vento para o modelo WRF para as diferentes configurações de microfísica: (a) Domínio 2; (b) Domínio 3 e (c) Domínio 4..... 100
Figura 6.10 - Medidas do RMSE ($m.s^{-1}$) para velocidade do vento para os domínios das diferentes parametrizações para CLP..... 102
Figura 6.11 - Medidas do ME ($m.s^{-1}$) para velocidade do vento para os domínios das diferentes parametrizações para CLP..... 103
Figura 6.12 - Evolução temporal da velocidade do vento para o modelo WRF para as diferentes configurações para CLP: (a) Domínio 2; (b) Domínio 3 e (c) Domínio 4..... 104
Figura 6.13 - Medidas do RMSE ($m.s^{-1}$) para velocidade do vento para os domínios das diferentes parametrizações de radiação..... 107
Figura 6.14 - Medidas do ME ($m.s^{-1}$) para velocidade do vento para os domínios das diferentes parametrizações de radiação..... 107
Figura 6.15 - Evolução temporal da velocidade do vento para o modelo WRF para as diferentes configurações de radiação: (a) Domínio 2; (b) Domínio 3 e (c) Domínio 4..... 108
Figura 6.16 - Medidas do RMSE ($m.s^{-1}$) para velocidade do vento para os domínios das diferentes parametrizações: (a) convecção (*cumulus*); (b) microfísica; (c) CLP; e (d) radiação..... 111
Figura 6.17 - Medidas do ME ($m.s^{-1}$) para velocidade do vento para os domínios das diferentes parametrizações: (a) convecção (*cumulus*); (b) microfísica; (c) CLP; e (d) radiação..... 113
Figura 7.1 - Localização das EMAs do INMET utilizadas para avaliar as previsões do WRF..... 118
Figura 7.2 - Diferença da evolução temporal da velocidade do vento para duas estações do domínio 2 para o mês de maio de 2009: (a) Acaraú/CE

- RMSE 0,9 ($m.s^{-1}$) e ME 0,1 ($m.s^{-1}$); (b) Mossoró/RN - RMSE 1,6 ($m.s^{-1}$) e ME 1,1 ($m.s^{-1}$)..... 121

Figura 7.3 - Diferença da evolução temporal da velocidade do vento para duas estações do domínio 3 para o mês de maio de 2009: (a) Serrinha/BA - RMSE 1,1 ($m.s^{-1}$) e ME -0,1 ($m.s^{-1}$); (b) Porto Seguro/BA - RMSE 1,5 ($m.s^{-1}$) e ME 1,2 ($m.s^{-1}$)..... 122

Figura 7.4 - Diferença da evolução temporal da velocidade do vento para duas estações do domínio 4 para o mês de maio de 2009: (a) Piatã/BA - RMSE 1,2 ($m.s^{-1}$) e ME 0,3 ($m.s^{-1}$); (b) Petrolina/PE - RMSE 2,5 ($m.s^{-1}$) e ME 2,2 ($m.s^{-1}$)..... 123

Figura 7.5 - Diferença da evolução temporal da velocidade do vento para duas estações do domínio 2 para o mês de maio de 2012: (a) Acaraú/CE - RMSE 1,1 ($m.s^{-1}$) e ME -0,2 ($m.s^{-1}$); (b) Mossoró/RN - RMSE 1,7 ($m.s^{-1}$) e ME -0,3 ($m.s^{-1}$)..... 125

Figura 7.6 - Diferença da evolução temporal da velocidade do vento para duas estações do domínio 3 para o mês de maio de 2012: (a) Serrinha/BA - RMSE 1,2 ($m.s^{-1}$) e ME -0,1 ($m.s^{-1}$); (b) Porto Seguro/BA - RMSE 1,5 ($m.s^{-1}$) e ME 1,1 ($m.s^{-1}$)..... 126

Figura 7.7 - Diferença da evolução temporal da velocidade do vento para duas estações do domínio 4 para o mês de maio de 2012: (a) Piatã/BA - RMSE 1,4 ($m.s^{-1}$) e ME 0,6 ($m.s^{-1}$); (b) Petrolina/PE - RMSE 2,3 ($m.s^{-1}$) e ME 1,9 ($m.s^{-1}$)..... 127

Figura 7.8 - Diferença da evolução temporal da velocidade do vento para duas estações do domínio 2 para o mês de novembro de 2009: (a) Acaraú/CE - RMSE 1,0 ($m.s^{-1}$) e ME -0,1 ($m.s^{-1}$); (b) Mossoró/RN - RMSE 2,0 ($m.s^{-1}$) e ME 0,9 ($m.s^{-1}$)..... 129

Figura 7.9 - Diferença da evolução temporal da velocidade do vento para duas estações do domínio 3 para o mês novembro de 2009: (a) Serrinha/BA - RMSE 1,5 ($m.s^{-1}$) e ME 0,9 ($m.s^{-1}$); (b) Porto Seguro/BA - RMSE 1,1 ($m.s^{-1}$) e ME 0,6 ($m.s^{-1}$)..... 130

Figura 7.10 - Diferença da evolução temporal da velocidade do vento para duas estações do domínio 4 para o mês de novembro de 2009: (a) Piatã/BA - RMSE 2,0 ($m.s^{-1}$) e ME 1,4 ($m.s^{-1}$); (b) Petrolina/PE - RMSE 3,0 ($m.s^{-1}$) e ME 2,7 ($m.s^{-1}$)..... 131
Figura 7.11 - Diferença da evolução temporal da velocidade do vento para duas estações do domínio 2 para o mês de novembro de 2012: (a) Acaraú/CE - RMSE 1,1 ($m.s^{-1}$) e ME -0,5 ($m.s^{-1}$); (b) Mossoró/RN - RMSE 1,8 ($m.s^{-1}$) e ME 0,8 ($m.s^{-1}$)..... 133
Figura 7.12 - Diferença da evolução temporal da velocidade do vento para duas estações do domínio 3 para o mês novembro de 2012: (a) Serrinha/BA - RMSE 1,4 ($m.s^{-1}$) e ME 0,5 ($m.s^{-1}$); (b) Porto Seguro/BA - RMSE 1,1 ($m.s^{-1}$) e ME 0,6 ($m.s^{-1}$)..... 134
Figura 7.13 - Diferença da evolução temporal da velocidade do vento para duas estações do domínio 4 para o mês de novembro de 2012: (a) Piatã/BA - RMSE 2,1 ($m.s^{-1}$) e ME 1,4 ($m.s^{-1}$); (b) Petrolina/PE - RMSE 2,3 ($m.s^{-1}$) e ME 1,6 ($m.s^{-1}$)..... 135
Figura 7.14 - Gráfico de dispersão para previsão do vento no horário 12 UTC para o mês de maio de 2009 para o domínio 2: (a) Acaraú/CE - RMSE 1,0 ($m.s^{-1}$) e ME 0,3 ($m.s^{-1}$); (b) Mossoró/RN - RMSE 2,0 (m.s-1) e ME 1,6 ($m.s^{-1}$)..... 137
Figura 7.15 - Gráfico de dispersão para previsão do vento no horário 12 UTC para o mês de maio de 2012 para o domínio 2: (a) Acaraú/CE - RMSE 1,1 ($m.s^{-1}$) e ME -0,4 ($m.s^{-1}$); (b) Mossoró/RN - RMSE 1,5 ($m.s^{-1}$) e ME 0,9 ($m.s^{-1}$)..... 138
Figura 7.16 - Gráfico de dispersão para previsão do vento no horário 12 UTC para o mês de maio de 2009 para o domínio 3: (a) Serrinha/BA - RMSE 0,9 ($m.s^{-1}$) e ME -0,5 ($m.s^{-1}$); (b) Porto Seguro/BA - RMSE 1,3 ($m.s^{-1}$) e ME 0,9 ($m.s^{-1}$)..... 138
Figura 7.17 - Gráfico de dispersão para previsão do vento no horário 12 UTC para o mês de maio de 2012 para o domínio 3: (a) Serrinha/BA -

RMSE 1,0 ($m.s^{-1}$) e ME -0,1 ($m.s^{-1}$); (b) Porto Seguro/BA - RMSE 1,3 ($m.s^{-1}$) e ME 0,7 ($m.s^{-1}$)..... 139

Figura 7.18 - Gráfico de dispersão para previsão do vento no horário 12 UTC para o mês de maio de 2009 para o domínio 4: (a) Piatã/BA - RMSE 0,9 ($m.s^{-1}$) e ME 0,1 ($m.s^{-1}$); (b) Petrolina/PE - RMSE 2,7 ($m.s^{-1}$) e ME 2,5 ($m.s^{-1}$)..... 139

Figura 7.19 - Gráfico de dispersão para previsão do vento no horário 12 UTC para o mês de maio de 2012 para o domínio 4: (a) Piatã/BA - RMSE 1,4 ($m.s^{-1}$) e ME 0,7 ($m.s^{-1}$); (b) Petrolina/PE - RMSE 2,8 ($m.s^{-1}$) e ME 2,6 ($m.s^{-1}$)..... 140

Figura 7.20 - Gráfico de dispersão para previsão do vento no horário 12 UTC para o mês de novembro de 2009 para o domínio 2: (a) Acaraú/CE - RMSE 1,0 ($m.s^{-1}$) e ME-0,5 ($m.s^{-1}$); (b) Mossoró/RN - RMSE 1,8 ($m.s^{-1}$) e ME 1,5 ($m.s^{-1}$)..... 141

Figura 7.21 - Gráfico de dispersão para previsão do vento no horário 12 UTC para o mês de novembro de 2012 para o domínio 2: (a) Acaraú/CE - RMSE 1,1 ($m.s^{-1}$) e ME-0,9 ($m.s^{-1}$); (b) Mossoró/RN - RMSE 1,6 ($m.s^{-1}$) e ME 1,0 ($m.s^{-1}$)..... 141

Figura 7.22- Gráfico de dispersão para previsão do vento no horário 12 UTC para o mês de novembro de 2009 para o domínio 3: (a) Serrinha/BA - RMSE 1,2 ($m.s^{-1}$) e ME 0,9 ($m.s^{-1}$); (b) Porto Seguro/BA - RMSE 1,0 ($m.s^{-1}$) e ME 0,1 ($m.s^{-1}$)..... 142

Figura 7.23 - Gráfico de dispersão para previsão do vento no horário 12 UTC para o mês de novembro de 2012 para o domínio 3: (a) Serrinha/BA - RMSE 1,0 ($m.s^{-1}$) e ME 0,2 ($m.s^{-1}$); (b) Porto Seguro/BA - RMSE 1,2 ($m.s^{-1}$) e ME 0,5 ($m.s^{-1}$)..... 142

Figura 7.24 - Gráfico de dispersão para previsão do vento no horário 12 UTC para o mês de novembro de 2009 para o domínio 4: (a) Piatã/BA - RMSE 2,4 ($m.s^{-1}$) e ME 2,1 ($m.s^{-1}$); (b) Petrolina/PE - RMSE 3,3 ($m.s^{-1}$) e ME 3,0 ($m.s^{-1}$)..... 143

Figura 7.25 - - Gráfico de dispersão para previsão do vento no horário 12 UTC para o mês de novembro de 2012 para o domínio 4: (a) Piatã/BA - RMSE 2,2 ($m.s^{-1}$) e ME 1,6 ($m.s^{-1}$); (b) Petrolina/PE - RMSE 2,6 ($m.s^{-1}$) e ME 1,8 ($m.s^{-1}$)..... 143
Figura 7.26 - Diferença do ciclo diário da velocidade do vento ($m.s^{-1}$) para o mês maio de 2009 e 2012, para seis localidades do domínio 2..... 145
Figura 7.27 - Diferença do Ciclo diário da velocidade do vento ($m.s^{-1}$) para o mês maio de 2009 e 2012, para oito localidades do domínio 3..... 147
Figura 7.28 - Diferença do ciclo diário da velocidade do vento ($m.s^{-1}$) para o mês maio de 2009 e 2012, para cinco localidades do domínio 4..... 148
Figura 7.29 - Diferença do ciclo diário da velocidade do vento ($m.s^{-1}$) para o mês novembro de 2009 e 2012, para seis localidades do domínio 2..... 150
Figura 7.30 - Diferença do ciclo diário da velocidade do vento ($m.s^{-1}$) para o mês novembro de 2009 e 2012, para oito localidades do domínio 3..... 151
Figura 7.31 - Diferença do ciclo diário da velocidade do vento ($m.s^{-1}$) para o mês novembro de 2009 e 2012, para cinco localidades do domínio 4..... 152
Figura 7.32 - Medidas do RMSE ($m.s^{-1}$) para velocidade do vento para o mês de maio..... 154
Figura 7.33 - Medidas do ME ($m.s^{-1}$) para velocidade do vento para o mês de maio..... 155
Figura 7.34 - Medidas do RMSE ($m.s^{-1}$) para velocidade do vento para o mês de novembro..... 156
Figura 7.35 - Medidas do ME ($m.s^{-1}$) para velocidade do vento para o mês de novembro..... 156
Figura 8.1 - Localização das torres anemométricas operadas pela Casa dos Ventos no Nordeste Brasileiro..... 160
Figura 8.2 - Diferença da evolução temporal da velocidade do vento ($m.s^{-1}$) para o modelo WRF altura de 80 m na estação de VA8801/CE..... 163
Figura 8.3 - Diferença da evolução temporal da velocidade do vento ($m.s^{-1}$) para o modelo WRF altura de 80 m na estação de VA8401/RN..... 163

Figura 8.4 - Diferença do ciclo diário da velocidade do vento ($m.s^{-1}$) a 80 m de altura na localidade de VA8801/CE..... 164
Figura 8.5 - Diferença do ciclo diário da velocidade do vento ($m.s^{-1}$) a 80 m de altura na localidade de VA8401/RN..... 164
Figura 8.6 - Medidas do RMSE ($m.s^{-1}$) para velocidade do vento a 80 m para o mês de maio/2009..... 165
Figura 8.7 - Medidas do ME ($m.s^{-1}$) para velocidade do vento a 80 m para o mês de maio/2009..... 165
Figura 8.8 - Diferença da evolução temporal da velocidade do vento ($m.s^{-1}$) para o modelo WRF altura de 100 m na estação de VA8712/PI..... 168
Figura 8.9 - Diferença da evolução temporal da velocidade do vento ($m.s^{-1}$) para o modelo WRF altura de 100 m na estação de VA8701/PE..... 168
Figura 8.10 - Diferença do ciclo diário da velocidade do vento ($m.s^{-1}$) a 100 m de altura na localidade de VA8712/PI..... 169
Figura 8.11 - Diferença do ciclo diário da velocidade do vento ($m.s^{-1}$) a 100 m de altura na localidade de VA8701/PE..... 169
Figura 8.12 - Medidas do RMSE ($m.s^{-1}$) para velocidade do vento a 100 m para o mês de maio/2012..... 170
Figura 8.13 - Medidas do ME ($m.s^{-1}$) para velocidade do vento a 100 m para o mês de maio/2012..... 170
Figura C.1 - Média total anual da velocidade do vento e precipitação acumulada para o período em estudo para a verificação dos dados para localidade de Porto seguro/BA..... 209

LISTA DE TABELAS

Pág.

Tabela 2.1 - Parametrizações *default* adotada pelo modelo WRF..... 35

Tabela 2.2 - Característica do modelo WRF..... 35

Tabela 4.1 - Parametrizações físicas utilizadas para realizar os testes de sensibilidade..... 64

Tabela 4.2 - Configuração do modelo WRF para os experimentos numéricos de avaliação do desempenho das parametrizações de convecção (*cumulus*)..... 67

Tabela 4.3 - Configuração do modelo WRF para os experimentos numéricos de avaliação do desempenho das parametrizações de microfísica..... 68

Tabela 4.4 - Configuração do modelo WRF para os experimentos numéricos de avaliação do desempenho das parametrizações de camada limite planetária..... 68

Tabela 4.5 - Configuração do modelo WRF para os experimentos numéricos de avaliação do desempenho das parametrizações de radiação de ondas longas e ondas curtas..... 68

Tabela 6.1 - Especificações dos domínios horizontais usadas nas simulações com o modelo WRF..... 88

Tabela 6.2 - Localização das EMAs para a validação dos testes de sensibilidade..... 91

Tabela 6.3 - Esquemas das principais parametrizações físicas para cada região (domínio) do NEB a ser utilizado no WRF..... 110

Tabela 7.1 - Localização das EMAs para a validação das previsões do WRF..... 119

Tabela 8.1 - Informações das estações das torres anemométricas..... 159

Tabela A.1 - Localização das EMAs do INMET usadas para realizar AA..... 201

Tabela B.1 - Localização das EMAs do INMET usadas para calcular ME dos testes de sensibilidade do modelo WRF..... 205

LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

AA	Análise de Agrupamento
ABEEOLICA	Associação Brasileira de Energia Eólica
ACM2	Asymmetric Convective Model version 2
AER	Atmospheric and Environmental Research
AFWA	Air Force Weather Agency
AGCMs	Atmospheric General Circulation Models
ARW	Advanced Research WRF
ASAN	Anticiclones Subtropicais do Atlântico Norte
ASAS	Anticiclones Subtropicais do Atlântico Sul
BRAMS	Brazilian Developments on the Regional Atmospheric Modelling System
CALMET	California Meteorological Model
CCST	Centro de Ciências do Sistema Terrestre
CGA	Circulação Geral da Atmosfera
CGCMs	Coupled Global Climate Models
CI	Camada de Inversão
CLA	Camada Limite Atmosférica
CLAT	Camada Limite Atmosférica Tropical
CLC	Camada Limite Convectiva
CLE	Camada Limite Estável
CLP	Camada Limite Planetária
CLN	Camada Limite Noturna
CLS	Camada Limite Superficial

CM	Camada de Mistura
CMIP5	Coupled Model Intercomparison Project Phase 5
CPTEC	Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos
CR	Camada Residual
CRESESB	Centro de Referência para Energia Solar e Eólica Sergio Brito
DWD	Deutschl and Modell do Deutscher Wetterdienst
ECMWF	European Centre for Medium Range Weather Forecasts
EPS	Ensemble Prediction System
EMA	Estação Meteorológica Automática
ENOS	El Niño-Oscilação Sul
ENSCI	Ensamble de Condição Inicial
ENSCI-FRONT	Ensamble de Condição Inicial e Fronteira
EPA	Environmental Protection Agency
ERA-Interim	ECMWF Atmospheric Reanalysi Interim
EWEA	European Wind Energy Association
FAA	Federal Aviation Administration
FSL	Forecast Systems Latoratory
GEE	Gases de Efeito Estufa
GFS	Global Forecast System
GWEC	Global Wind Energy Council
HadCM3	Hadley Centre Met Office
HIRLAM	High Resolution Limited Area Model
HN	Hemisfério Norte
HS	Hemisfério Sul

IEC	International Electrotechnical Commission
INMET	Instituto Nacional de Meteorologia
INPE	Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
IPCC	International Panel for Climate Change
LES	Large Eddy Simulation
LI	Linha de Instabilidade
LSM	Land Surface Model
MCGA	Modelo de Circulação Geral Atmosférico
MCGAO	Modelos de Circulação Geral Atmosfera-Oceano
McICA	Monte-Carlo Independente Column Proximation
ME	Viés ou Erro Sistemático
Met Office	Meteorological Office UK
MDV	Mesoescala Diagnóstico do Vento
MM5	Fifth-Generation Penn State/NCAR Mesoscale Model
MW	Megawatt
MYJ	Mellor Yamada Janjic
MYNN2,5	Mellor Yamada Nakanishiand Niinolevel 2,5
NCAR	National Center for Atmospheric Research
NCEP	National Centers for Environmental Prediction
NEB	Nordeste do Brasil
NH3D	Non-Hydrostatic 3-Dimensional Mesoscale Model
NOAA	National Oceanic and Atmospheric Administration
NREL	National Renewable Energy Laboratory
NRL	Naval Research Laboratory

NWP	Numerical Weather Prediction
OIEE	Oferta Interna de Energia Elétrica
OMM	Organização Meteorológica Mundial
OU	Oklahoma University
PBL	Planetary Boundary Layer
PRECIS	Providing REgional Climates for Impacts Studies
PVPN	Previsão do Vento em Parques Eólicos no Nordeste Brasileiro
QNSE	Quasi-Normal Scale Elimination
RAMS	Regional Atmospheric Modeling System
RH	Região Homogenia
RIAMCOMPACT	COMputational Predictionof Airflowover Complex Terrain
RMSE	Root Mean Square Error
RRTM	Rapid Radiative Transfer Method
RRTMG	Rapid Radiative Transfer Method McICA
SCV	Sub Camada Viscosa
SONDA	Sistema de Organização Nacional de Dados Ambientais
TEEH	Turbinas Eólicas de Eixo Horizontal
TEEV	Turbinas Eólicas de Eixo Vertical
TKE	Turbulence Kinetic Energy
TSM	Temperatura da Superfície do Mar
USGS	United States Geological Survey
UTC	Universal Time Coordinate
VCAN	Vórtice Ciclônico de Altos Níveis
WAsP	Wind Atlas Analysis and Application Program

WCRP	World Climate Research Program
WPS	WRF Preprocessing System
WSM3	WRF Single Momente 3 Classe
WSM6	WRF Single Momente 6 Classe
YUS	Yonsei University Scheme
ZCIT	Zona de Convergência Intertropical
ZE	Zona de Entranhamento

SUMÁRIO

		Pág.
1.	INTRODUÇÃO	1
1.1	Motivação	5
1.2	Questão científica	6
1.3	Objetivos	6
1.3.1	Objetivos específicos	6
1.4	Estrutura do documento	6
2.	FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA	9
2.1	Circulação geral da atmosfera	9
2.2	Ventos de superfície	12
2.2.1	Ventos locais	12
2.3	Camada limite planetária	13
2.3.1	Influência do terreno	20
2.4	Turbinas eólicas (aerogeradores)	23
2.4.1	Relação entre velocidade do vento e energia elétrica	27
2.5	Caracterização e localização da área de estudo	28
2.6	Modelo WRF (Weather Research and Forecasting)	31
2.7	Análise de agrupamento	36
3.	TRABALHOS RELEVANTES AO ESTUDO	37
4.	DADOS E METODOLOGIA	59
4.1	Dados observacionais	59
4.1.1	Controle de qualidade dos dados observados	60
4.2	Determinação das regiões homogêneas	62
4.2.1	Análise de agrupamento	62
4.3	Modelagem atmosférica em mesoescala: WRF	63
4.3.1	Teste de sensibilidade das parametrizações físicas do WRF	63
4.3.2	Simulações de previsão do vento com WRF	68
4.3.2.1	Escolha período das simulações	69
4.3.3	Extração de dados da saída do modelo WRF	71

4.4 Análise estatística 72
5. RESULTADOS: PARTE I - ANÁLISE ESTATÍSTICA DOS DADOS OBSERVADOS..... 75
5.1 Verificação da qualidade dos dados observados 75
5.2 Discussão dos resultados obtidos para as regiões homogêneas 76
6. RESULTADOS: PARTE II - DEFINIÇÃO DAS PARAMETRIZAÇÕES NUMÉRICAS PARA SIMULAÇÕES COM WRF..... 87
6.1 Configuração do modelo para previsão da velocidade do vento 87
6.2 Definição da parametrização de Convecção (*Cumulus*)..... 93
6.3 Definição da parametrização de Microfísica 98
6.4 Definição da parametrização de Camada Limite Planetária (CLP) 102
6.5 Definição da parametrização de Radiação 105
6.6 Discussão dos resultados alcançados 110
7. RESULTADOS: PARTE III - SIMULAÇÕES NUMÉRICAS COM MODELO WRF..... 117
7.1 Simulações numéricas para estação seca e chuvosa 117
7.2 Previsão da velocidade do vento..... 136
7.3 Ciclo diário 144
7.3.1 Maio..... 144
7.3.2 Novembro 149
7.4 Índices estatísticos 153
7.5 Discussão dos resultados alcançados 157
8. RESULTADOS: PARTE IV - ESTUDO DE CASO 159
8.1 Descrição do caso 159
8.2 Resultados para 2009 161
8.3 Resultados para 2012 166
8.4 Discussão dos resultados alcançados 171
9. CONCLUSÕES 173
9.1 Sugestões de trabalhos futuros 174
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS 177

APÊNDICE A 201
APÊNDICE B 205
APÊNDICE C 209

1. INTRODUÇÃO

Na atualidade, temas relacionados à degradação do meio ambiente e às mudanças climáticas têm feito parte frequente dos noticiários e de discussões entre cientistas, órgãos governamentais e mundo empresarial. A energia é um ingrediente essencial para o crescimento econômico e o consumo *per capita* pode ser usado como um indicativo de desenvolvimento social e da qualidade de vida de uma população (GOLDEMBERG, 1998). No entanto, a questão energética é preocupação urgente, já que os processos convencionais de geração de energia elétrica estão entre os principais responsáveis pelas emissões de Gases de Efeito Estufa (GEE) (PAZHERI et al., 2014). Desde a revolução industrial, o mundo passou por diversas crises de energia e o modelo energético adotado pelos países continuou baseado no uso de recursos não renováveis como carvão e petróleo. O problema nas últimas décadas tem se agravado por crises político-sociais nas regiões produtoras, custo dos combustíveis fósseis, aumento da demanda energética e necessidade de redução das emissões.

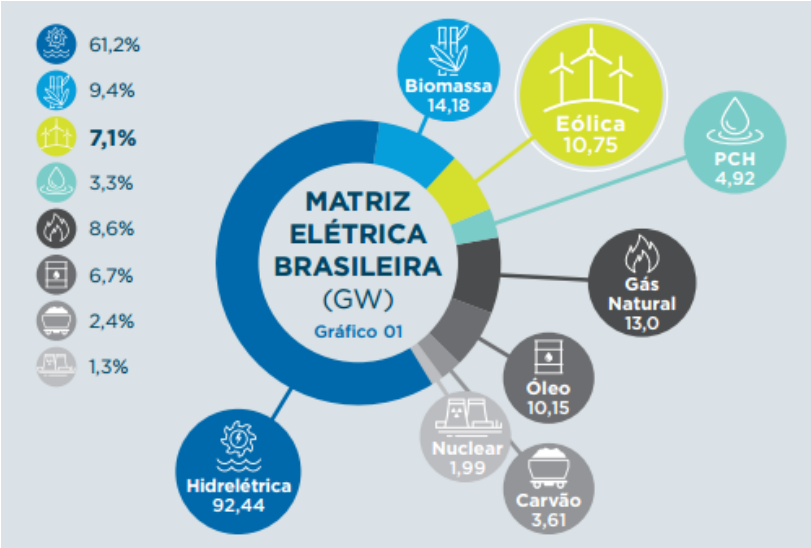
Nesse contexto, fontes de energia que reduzem as emissões de GEE tem apresentado um crescimento significativo em todo o mundo. A energia eólica está entre as fontes de energia renováveis mais usados na atualidade (VOS; SAWIN, 2012). Silva et al. (2013) trazem uma discussão sobre o desenvolvimento das chamadas tecnologias alternativas (renováveis) que refletem diretamente nas novas diretrizes institucionais e supera o paradigma tecnológico que se baseia no aumento da capacidade de expansão das usinas geradoras. Assim, são encorajadas as discussões sobre geração distribuída que consideram a exploração do potencial energético de cada região e sua contribuição para o desenvolvimento sustentável.

O vento sempre foi uma fonte imprescindível de energia para o ser humano (GOLDEMBERG; LUCON, 2008; CARVALHO, 2011). Desde a antiguidade o vento é utilizado para mover embarcações e para bombeamento de água ou moagem de grãos por meio de moinhos de vento. Estima-se que as máquinas eólicas foram introduzidas na Europa a partir do século XI. No século XV, os cata-ventos já eram amplamente

difundidos na Holanda e, em meados do século XIX, em vários países da Europa (SILVA, 2015).

O Brasil é um país privilegiado sob o aspecto energético, pois seu relevo, hidrografia e clima tropical permitem o aproveitamento das diversas fontes renováveis de energia, como a hidráulica, biomassa, eólica e solar (AMARANTE et al., 2001; MARTINS et al., 2008; COSTA et al., 2013; SCHMIDT et al., 2016). A Figura 1.1 mostra a participação das diversas fontes de energia na matriz elétrica brasileira, sendo que as usinas hidrelétricas contribuem com mais da metade da geração de eletricidade.

Figura 1.1 - Matriz elétrica brasileira (em GW) em maio 2016, por fonte de combustível.



Fonte: ABEEOLICA - Boletim de dados (2016).

O Brasil vem mantendo um esforço contínuo para manutenção de uma matriz energética limpa no intuito de atender os compromissos internacionais assumidos (MALAGUETA et al., 2014; MRE, 2015; SANTOS et al., 2017). A Oferta Interna de Energia Elétrica (OIEE) no Brasil, para o ano de 2015, ficou em 615,9 TWh. Por fonte, os aumentos de 5,8% de eletricidade gerada a partir do bagaço de cana e de 7,1% de energia gerada por lixívia e outras bioenergias merecem destaque. A geração eólica também apresentou um crescimento vertiginoso no mesmo período, registrando uma oferta de energia 77,1% superior ao período anterior. Por outro lado, a oferta de eletricidade gerada a partir de óleo de origem fóssil e de gás natural recuaram 19,0% e 2,0%, respectivamente para o

ano de 2015 (MME, 2016). Vale ressaltar que houve um pequeno recuo na oferta interna de energia no período 2014-2015 em razão da crise econômica que o país atravessou e que contribuiu para o recuo significativo no consumo de gás natural.

O ano de 2016 terminou com 10,75 GW de potência eólica instalada, o que representou um crescimento de 23,06% de potência em relação a dezembro de 2015, quando a capacidade instalada era cerca de 9000 MW. Considerando todas as fontes de geração de energia elétrica, em 2016, foram instalados 9,43 GW de potência, cujo crescimento foi liderado principalmente pelas fontes hidrelétrica e eólica, que representaram 60,15% e 21,35%, respectivamente (ABEEOLICA, 2017).

Existem três fatores de grande importância na análise da viabilidade econômica do aproveitamento da energia eólica: (i) o regime local dos ventos; (ii) o custo da energia produzida com uso de outros combustíveis; (iii) e os fatores institucionais. Nenhum desses três fatores pode ser considerado isoladamente e a importância dos fatores institucionais não pode ser desprezada (FARIA, 2010).

A disponibilidade de informações atualizadas de campos de vento locais e regionais é fundamental para uma gestão eficiente e previsão da produção de energia eólica. Estudos para estruturar sistemas regionais de monitoramento do vento, baseados na integração de diferentes redes de observações meteorológicas, vem sendo realizados em países onde o aproveitamento eólico já está consolidado (PEREZ et al., 2014).

A confiabilidade das previsões do vento num local ou região de interesse é essencial. A aplicação da modelagem atmosférica no prognóstico do tempo é muito importante, e traz uma série de benefícios para as mais diversas atividades econômicas da sociedade: turismo; agricultura; aviação civil; geração de energia, transporte marítimo; planejamento urbano, entre outros (RAMOS et al.; 2013). Atualmente o mapeamento de áreas com elevado potencial eólico para a exploração comercial é realizada com o uso de modelos atmosféricos que demandam um investimento relativamente baixo (COSTA, 2004; CHOU et al., 2006; MARTINS et al., 2008). Os modelos atmosféricos de mesoescala também vêm sendo utilizados para a previsão em curto e médio prazo do vento, imprescindíveis para o planejamento da operação dos parques eólicos e do sistema de

distribuição de energia (DE MARIA et al., 2008; LYRA, 2007; MONTEIRO et al., 2009; LIMA et al., 2012; SIQUEIRA et al., 2012).

O aproveitamento eólico continental (*onshore*) está em franco desenvolvimento, porém relevo complexo, ocupação urbana e fatores restritivos ambientais podem ser limitadores do seu avanço em algumas regiões do Brasil (SILVA, 2015).

Como já foi mencionado, aproximadamente de 60% da matriz elétrica brasileira é composta pela fonte hidráulica. Porém, diversos problemas decorrem das variações hidrológicas e climáticas. Crises hídricas vêm afetando o país a mais de três décadas. Desde os anos 70, o Brasil convive com o risco no fornecimento de energia. Inúmeros blecautes já foram registrados e entre os de maior impacto energético podemos citar o apagão de 2001. Nesse período foi registrada uma grande estiagem na região sudeste brasileiro, entre os anos de 1999 a 2001 (MARENGO; ALVES, 2016).

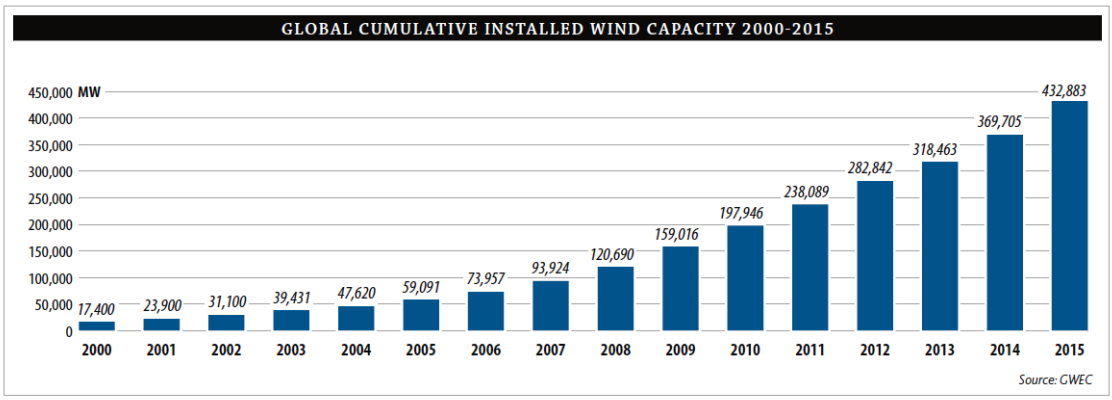
Períodos longos com registros de precipitação abaixo da média climatológica e o aumento da demanda obriga o país a suprir a demanda com o uso de termoelétricas. Contudo, o que deveria ser uma solução emergencial e temporária tornou-se uma solução duradoura e corriqueira. Uma das soluções é diversificar ao máximo a matriz energética, fazendo com que essas crises "hídricas" tenham impacto social, econômico e ambiental reduzido (JARDIM, 2015).

A quantificação da energia eólica é um dos passos necessários, uma vez que é fundamental o conhecimento apurado tanto da disponibilidade quanto da variabilidade espacial e temporal que estão fortemente relacionadas com as condições de tempo e clima, seja em escala regional ou local. Uma forma de avaliação do potencial eólico em uma dada região de interesse são campanhas para aquisição de dados de campo, que possuem um custo relativamente elevado, e nem sempre representativos da variabilidade de longo tempo, condição está requerida para o bom desenvolvimento de projetos eólicos. Em razão da falta de medições dos ventos em diferentes níveis de altura (HASAGER et al., 2015), as simulações numéricas estão sendo aplicadas em diversos estudos para prever e caracterizar o comportamento do vento para um determinado local ou região (MATTAR; BORVARAN, 2016).

1.1 Motivação

Em alguns países que apresentam extensão territorial pequena, a energia eólica contribui com até 40% da produção de energia elétrica, enquanto que em países com maior extensão territorial o crescimento da potência instalada em termos absolutos é substancial, sem chegar a porcentagens tão elevadas da produção total de eletricidade. (ALFREDSSON; SEGALINI, 2017). Até o final de 2015, a capacidade total instalada de turbinas eólicas no mundo atingiu um recorde de 432.883 MW de potência e continua com ritmo de crescimento exponencial. Apenas de 2000 até o presente, a capacidade instalada mundial aumentou cerca de 25 vezes, mostrando um notável impulso à produção de eletricidade através de turbinas eólicas (WAIMANN, 2016). A Figura 1.2 mostra a evolução da capacidade instalada total do mundo ao longo dos anos.

Figura 1.2 - Evolução da capacidade mundial instalada.



Fonte: GWEC (2016).

É importante, dessa forma, para o setor energético, sob o ponto de vista da segurança energética, identificar e caracterizar o regime dos ventos nas áreas de produção eólica. No contexto brasileiro, o número de estudos voltados para o setor de energia eólica tem aumentado consideravelmente, principalmente para o Nordeste Brasileiro (NEB) onde se concentram o maior número de usinas eólicas em operação no Brasil (aproximadamente 351) (ABEEOLICA, 2017). Porém, ainda existem vários pontos que demandam maior investigação para a produção de dados confiáveis e com incertezas menores a fim de dar suporte ao setor energético (PINTO et al., 2014; LYRA et al., 2016; JONG et al., 2017; MARIANO et al., 2017; OLIVEIRA; SOUZA, 2017). Tendo em vista que a modelagem

numérica para previsão do tempo está muito bem consolidada no Brasil no que diz respeito a precipitação e temperatura, esta pesquisa busca contribuir com aprimoramento das previsões de velocidade do vento para o setor de energia eólica no NEB.

1.2 Questão científica

Com base no que foi colocado, formulou-se a seguinte questão a ser respondida nessa pesquisa: **"Com atual estado da arte no que diz respeito a modelos de atmosféricos de mesoescala, como esses recursos devem ser utilizados para prever a velocidade do vento com confiabilidade requerida para contribuir com a gestão dos parques eólicos do NEB? "**

1.3 Objetivos

O objetivo geral deste estudo foi desenvolver uma metodologia para previsão do regime de vento através do modelo de mesoescala WRF (Weather Research and Forecasting) considerando os aspectos climatológicos do regime de vento no Nordeste Brasileiro de modo a reduzir incertezas das previsões regionais deste recurso energético e possibilitar o planejamento da operação de parques eólicos e do sistema elétrico.

1.3.1 Objetivos específicos

Almeja-se também com este projeto prover informações para outros pontos de relevância:

i. identificar e classificar áreas no NEB em função de similaridades no regime de ventos;

ii. identificar melhores parametrizações numéricas para a simulação dos processos físicos associados aos fenômenos meteorológicos regionais típicos nas áreas identificadas como similares no NEB.

1.4 Estrutura do documento

O documento foi organizado em oito capítulos que seguem esta introdução. O capítulo 2 apresenta a fundamentação teórica para a contextualização do assunto investigado na pesquisa de doutoramento. O capítulo 3 apresenta uma revisão bibliográfica detalhada

sobre o uso de modelos atmosféricos para previsão do vento. O capitulo 4 mostra as metodologias e dados utilizados para desenvolvimento deste trabalho. O capítulo 5 descreve a aplicação da técnica de análise multivariada utilizada para determinação da localização das grades (domínios) do modelo WRF na região de estudo, juntamente com a discussão dos resultados encontrados neste tópico. O capítulo 6 descreve os testes de sensibilidade realizados para identificação das parametrizações físicas aplicadas a cada domínio estabelecido com base nos resultados do capítulo anterior. O capítulo 7 apresenta os resultados obtidos para a simulação numérica do vento com a execução do modelo WRF configurado em conformidade com os resultados anteriores. Em seguida, o capítulo 8 descreve a aplicação dos resultados alcançados na previsão do vento em quatro estudos de casos isolados para parques eólicos já em operação no NEB. O documento segue com o capítulo 9 apresentando as conclusões e sugestões de trabalhos futuros a serem desenvolvidos.

2. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

Este capítulo tem como finalidade principal apresentar a base de fundamentação científica para o aproveitamento do recurso energético eólico com foco na geração de energia elétrica. Neste sentido, o capítulo está baseado em informações contidas em trabalhos recentes mais relevantes para o estudo de vento sob o ponto de vista observacional e de modelagem numérica, em especial para geração de energia eólica no Brasil e principalmente no NEB são apresentados.

2.1 Circulação geral da atmosfera

O movimento do fluído atmosférico pode ser dividido em duas classes, as quais devem a sua existência à distribuição desigual do aquecimento adiabático da atmosfera. Os movimentos impulsionados diretamente ou indiretamente pelos gradientes horizontais de aquecimento da atmosfera estável estratificada representam mais de 98% da energia cinética da atmosfera. Os movimentos impulsionados pela instabilidade atmosférica são responsáveis pelo restante da energia cinética atmosférica (WALLACE; HOBBS, 2006).

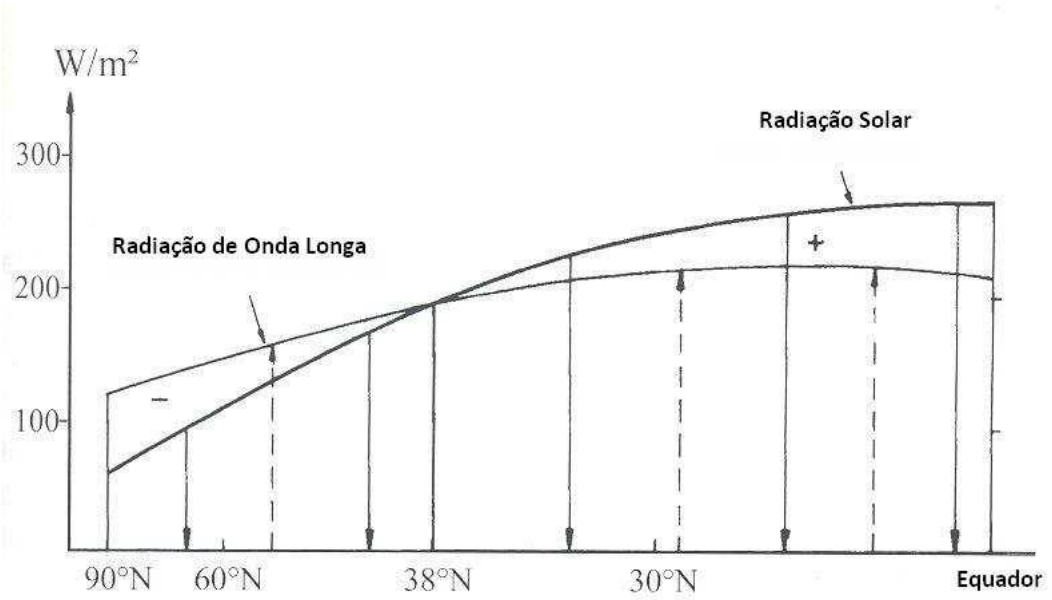
O movimento da atmosfera se processa em diferentes escalas de espaço e de tempo. Existem turbilhões convectivos com diâmetro da ordem de centímetros e duração de segundos (escalas micrometeorológicas), até configurações sinóticas quase permanentes com diâmetro de milhares de quilômetros. Todas essas escalas de movimento envolvem transformações de energia (interna, potencial ou cinética).

No geral, a radiação solar sofre diversas interações com os constituintes atmosféricos, as nuvens e com a superfície do planeta. Basicamente, os processos mais importantes que influenciam a intensidade de radiação solar que atinge a superfície da Terra são a absorção e o espalhamento atmosféricos (LIOU, 1976). Ao ser irradiada para o espaço na forma de onda longa, parte da radiação emitida pela Terra é absorvida ou refletida pelo vapor d'água e o dióxido de carbono impedindo que essa transponha a atmosfera (LIOU, 2002).

Devido à forma esférica e a inclinação do eixo de rotação da Terra, a radiação solar total que chega a superfície diminui em latitudes maiores, ou seja, em direção aos polos, ocasionando uma maior concentração de energia em torno da linha do Equador e um

déficit nas regiões polares conforme representado na Figura 2.1. As curvas mostram que a radiação de onda longa emitida na região dos polos é maior que a radiação de onda curta recebida. Na linha do equador essa relação é contrária.

Figura 2.1 - Balanço da radiação média do HN. Pode-se considerar que esse balanço também ocorre para o HS.



Fonte: Adaptado de Gasch e Twele (2002).

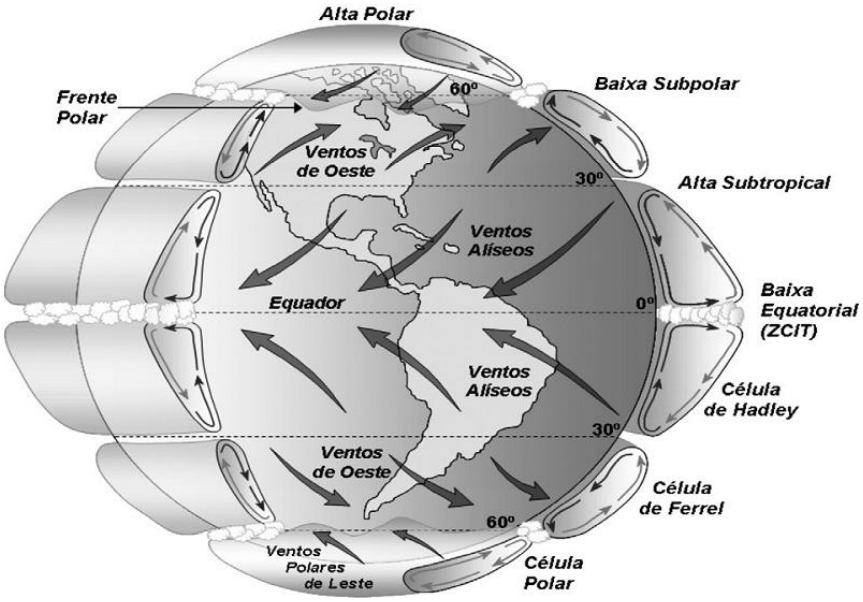
O aquecimento diferenciado da superfície terrestre leva a diferenças de pressão na superfície, e consequentemente são gerados gradientes de pressão. Para compensar essa diferença, o calor é distribuído do equador para os polos norte e sul por meio da troca de massas de ar. Devido ao maior aquecimento no Equador terrestre, células de circulação de ar surgem, determinando a circulação geral da atmosfera. A circulação geral atmosférica representa os movimentos predominantes e correspondem a uma média do comportamento atmosférico observado ao longo do ano e em todos os meridianos (média longitudinal) (WALLACE; HOBBS, 2006).

Existem três células de circulação meridional em cada hemisfério que atuam na troposfera onde o limite de camada superior de cada uma estaria imediatamente sobre a tropopausa (VAREJÃO, 2001). Entre 0° e 30° encontra-se a Célula de Hadley, entre a baixa equatorial e a alta subtropical, com ramo ascendente próximo a linha do Equador e subsidente em 30°. Entre a alta subtropical e a baixa subpolar, situadas nas latitudes

médias, entre 30°e 60°, a Célula de Ferrel estabelece a circulação com sentido contrário a Célula de Hadley, com ramo subsidente em 30° e ascendente e em 60°. Após 60° encontra-se a Célula Polar.

Ao longo do ano e em escalas espaciais menores, movimentos diferentes daqueles apresentados na Figura 2.2 são observados associados com deslocamentos de sistemas locais de baixas e altas pressões, passagens de frentes, etc. Os ventos locais são também influenciados por particularidades da superfície (gradientes de altura entre vales e montanhas), vegetação, proximidade mar-terra (brisa mar-terra), etc.

Figura 2.2 - Modelo da circulação geral da atmosfera, indicando a estrutura vertical das células de circulação e os ventos próximos à superfície. A relação entre o tamanho da atmosfera e da Terra está ampliada para facilitar a visualização.



Fonte: Adaptado por Martins et al. (2008).

Conforme a representação da Figura 2.2, os ventos de superfícies provenientes da zona subtropical de alta pressão devem convergir para a zona da baixa equatorial impulsionados pela força gradiente de pressão e defletidos pela força de Coriolis. Dessa forma, no Hemisfério Norte (HN) os ventos alísios são de nordeste e no Hemisfério Sul (HS) os ventos alísios são de sudeste. Nas regiões polares os ventos predominantes são de leste e nas regiões entre 30° e 60° os ventos predominantes em superfície são de oeste.

Entender como funciona a Circulação Geral da Atmosfera (CGA) pode ajudar a interpretar saídas de modelos ou até mesmo detectar deficiência na previsão, principalmente quando o foco do estudo é a previsão do vento.

2.2 Ventos de superfície

Quando as massas de ar se deslocam próximas de uma superfície, elas têm a sua velocidade diminuída devido ao atrito com a superfície rugosa, e uma camada limite na superfície é criada. Ela possui a característica de estratificar verticalmente a velocidade dos ventos de zero até o vento geostrófico.

A camada limite varia entre dezenas e centenas de metros, dependendo da rugosidade e da estratificação da temperatura do ar acima da superfície. As turbinas eólicas sempre operam dentro da camada limite, como será visto mais no decorrer da fundamentação teórica.

2.2.1 Ventos locais

Os ventos locais são fortemente influenciados pelas condições de superfície, principalmente vegetação, relevo e obstáculos. Um tipo de circulação local que pode ocorrer desde a microescala até a mesoescala são as brisas. Os principais tipos de brisa são as que ocorrem entre continente-oceano e vale-montanha.

A brisa terrestre e a brisa marítima são sistemas locais de circulação que resultam da diferença barométrica entre continente e oceano. Durante o dia, a superfície continental aquece mais rapidamente que o oceano, resultando no deslocamento de ar da região de alta pressão atmosférica (menor temperatura) para baixa pressão (maior temperatura). No período noturno o processo é invertido, pois o oceano apresenta maior capacidade calorífica que o continente para reter o calor recebido ao longo do dia. Assim, a direção da brisa será do continente para o oceano em superfície (FEDOROVA, 2001).

A brisa de vale e brisa de montanha ocorre sobre regiões com variação de relevo bem acentuada, e baseia-se em processos térmicos e mecânicos. O aquecimento superficial durante o dia faz o ar tornar-se menos denso no vale, assim ascendendo sobre a montanha,

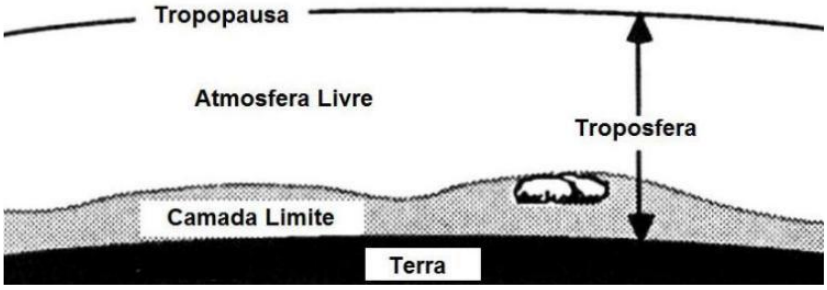
processo conhecido como vento anabático, trazendo consigo umidade e calor, condições favoráveis para formação de nuvens no topo da montanha. No período noturno, os ventos catabáticos são os ventos que descem da montanha como um ar frio e denso, sendo comum no inverno, sendo o escoamento canalizado em regiões circundadas de cadeias montanhosas (VIANELLO; ALVES, 2000).

2.3 Camada limite planetária

Um entendimento da dinâmica da Camada Limite Atmosférica (CLP) é de extrema importância, pois é nesta região da atmosfera onde as turbinas eólicas operam. A CLP é a região da baixa troposfera representada na Figura 2.3 (STULL, 1988). O mesmo autor define a CLP como a interface até onde a influência dos parâmetros de superfície se faz sentir, respondendo a estas forçantes em uma escala temporal do segundo a hora. Transporte de calor e umidade, fluxos de energia, evaporação e transpiração, dispersão de poluentes, dentre outros, são as principais forçantes presentes na CLP. Sua altura pode ir de dezenas de metros até 2 a 3 km, dependendo do horário, tipo de cobertura da superfície e condições do tempo.

Diversos estudos buscam entender melhor o desenvolvimento da CLP, desde seu crescimento até dissipação, seja com dados observados (HENNEMUTH; LAMMERT, 2006) ou soluções numéricas ou analíticas (HYUN et al., 2005; SANTOS; FISCH, 2007; NUNES, 2008). Os problemas que envolvem a representação da CLP com condições de instabilidade atmosférica são mais complexos, porém muito se tem avançado no seu estudo observacional (GRYNING, 2005).

Figura 2.3 - Camada limite planetáia e as outras divisões da troposfera.



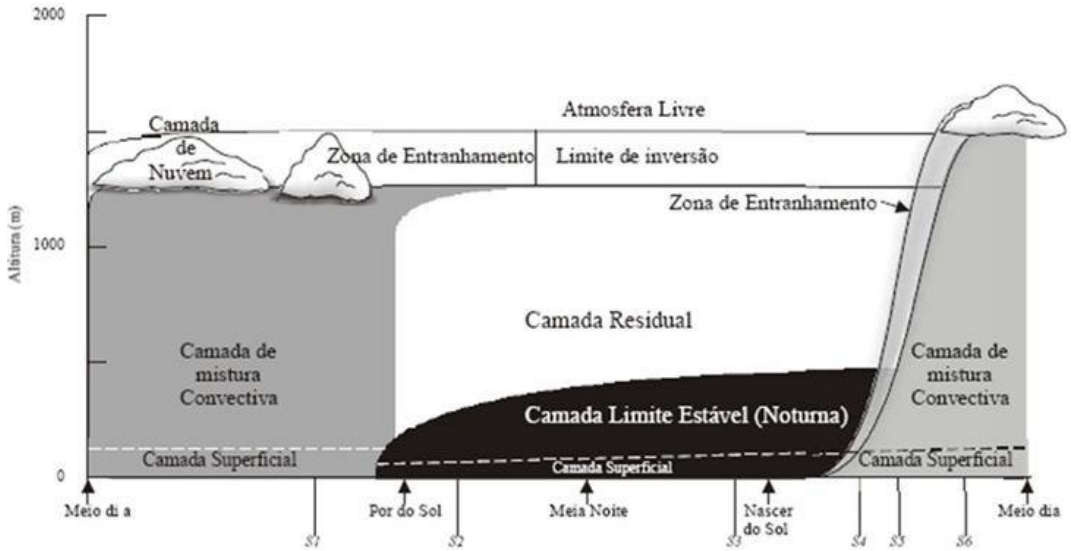
Fonte: Adaptado de Stull (1988).

Os modelos teóricos de CLP existentes são, na maioria, para latitudes médias, que possuem regimes de estabilidade atmosférica e mecanismos turbulentos diferentes da região tropical. A principal característica da CLA Tropical (CLAT) é a sua maior espessura e turbulência na Camada de Mistura (CM) em relação à CLP extratropical, já que a influência térmica da superfície é maior, assim como a evapotranspiração das florestas tropicais (OLIVEIRA JR; KWON, 2007). A aplicação de modelos de CLP nos trópicos utiliza na maioria dos casos, ajustes e condições de contorno que adaptem as simulações para o cenário mais próximo do real.

A evolução da CLP ao longo do dia acarreta na criação de subcamadas, onde os processos físicos envolvidos são distintos no interior de cada uma delas (Figura 2.4). A classificação destas subcamadas é dividida em CLP Diurna e CLP Noturna. A CLP Diurna é composta por: Subcamada Viscosa (SCV); Camada Limite Superficial (CLS); Camada de Mistura (CM) e Zona de Entranhamento (ZE). Já a CLP Noturna é subdivida em: Camada Limite Estável (CLE) ou Noturna (CLN); Camada Residual (CR) e Camada de Inversão (CI). A CLP Diurna também é chamada de Camada Limite Convectiva (CLC), pois a contribuição térmica da superfície favorece aos movimentos convectivos, que são força motriz para neste espaço de tempo atingir o seu maior desenvolvimento vertical (STULL, 1988 apud RAMOS, 2012).

A influência da superfície é especialmente dominante na CLS, compreendendo os primeiros 50 - 100 m da atmosfera, onde ocorrem os intercâmbios de momento, calor e umidade entre a superfície e o ar atmosférico (MARTINS et al., 2008).

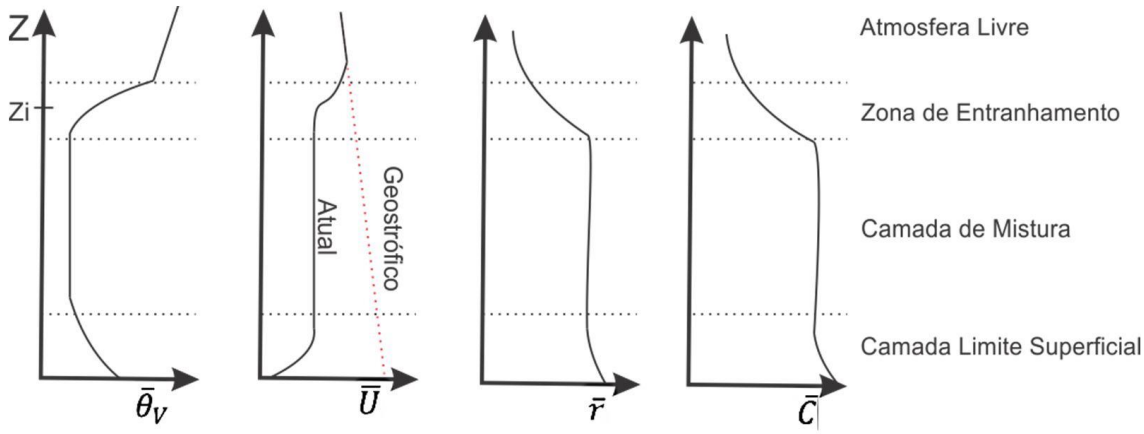
Figura 2.4 - Camada limite planetária e suas divisões.



Fonte: Adaptado de Stull (1988).

Stull (1988) mostra que a identificação destas subcamadas da CLP, em latitudes médias, é possível através de perfis verticais (Figura 2.5) de variáveis como: razão de mistura, velocidade do vento e temperatura potencial, temperatura potencial virtual, entre outros. Na região tropical estes padrões são bem diferentes, pois a alta umidade e energia térmica geram uma CLP bem mais turbulenta e misturada (FISCH, 1995). Os perfis térmicos são utilizados para diagnóstico geral da estabilidade atmosférica, e também definem a termodinâmica da CLP. No topo da CM, uma camada estável é formada, atuando como uma barreira para os termais ascendentes da superfície, assim limitando o domínio da turbulência.

Figura 2.5 - Perfil vertical diurno na CLP da temperatura potencial virtual ($\bar{\theta}_v$), velocidade do vento ($\bar{U}$), razão de mistura ($\bar{r}$) e concentração de poluentes ($\bar{C}$).



Fonte: Adaptado de Stull (1988).

A temperatura potencial (θ), descrita na Equação 2.1 é a temperatura na qual uma parcela de ar seco com pressão *p* e temperatura *T* teria se seu volume fosse alterado (expandido ou comprimindo) adiabaticamente a um nível de pressão de referência p_0, geralmente adotada como 1000 mb. O perfil vertical de θ e θ_v possibilitam a determinação da altura da CLP (Z_i) através da obtenção do nível vertical onde ocorre uma inversão térmica logo acima da camada estratificada neutra (ARYA, 1988; STULL, 1988).

$$\theta = T\left(\frac{p_o}{p}\right)^{0,286} \qquad \text{Equação 2.1}$$

$$\theta_V = \theta(1 + 0,61r) \qquad \text{Equação 2.2}$$

Onde: *r* é a razão de mistura e θ e a temperatura potencial (K).

Ao utilizar os perfis verticais de θ ou suas derivações, o resfriamento na CLS é notável, e possui uma taxa de crescimento vertical desta camada maior no período da manhã até o meio dia local. Outra característica da CLS é que perfil vertical do vento, que possui tendência a uma curva logarítmica, partindo de zero na superfície até atingir o vento geostrófico (V_g) no topo da CLP.

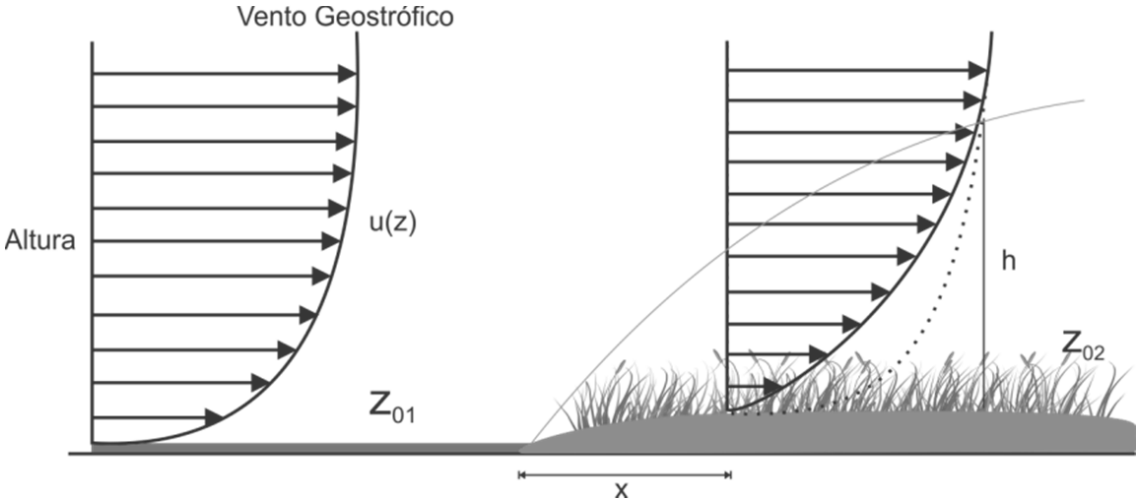
O V_g é resultado do equilíbrio entre a força gradiente de pressão e força de Coriolis, que acontece em altitudes na qual a fricção com a superfície é desprezível. É um vento

horizontal não acelerado, que se desloca paralelo às isóbaras, e por ser um vento teórico, sua magnitude é aproximada, embora em latitudes médias seja cerca de 15% próxima ao vento real (HOLTON, 2004; LEMES; MOURA, 2004).

Estima-se que a altura da CLS alcance em média 10% da altura da CLP, e nesta camada são dominantes grandes variações verticais de umidade, temperatura e cisalhamento do vento. Na região mais próxima da superfície, a turbulência mecânica é maior devido à presença de obstáculos, topografia e rugosidade do terreno, influenciando fortemente no deslocamento das parcelas de ar. A velocidade é considerada nula logo acima da superfície devido ao atrito viscoso ser maior (OKE, 1988; STULL, 1988).

Em mecânica dos fluídos, o escoamento de um fluído entre duas superfícies horizontais partindo do repouso, tenderá a ser linear até quando a superfície superior se deslocar, com a superfície inferior continuando fixa. Quando a superfície abaixo se movimenta, resultará numa força tangente à placa superior, chama de tensão de cisalhamento, causando fricção no deslocamento do fluido. Aplicando este conceito na CLP (Figura 2.6), o vento ao deslocar-se sobre uma superfície que mínimo atrito ao movimento do ar (como na figura, um corpo d'água - z_{01}), seu perfil vertical - $u(z)$ perderá menos energia com o atrito. No entanto, ao atingir uma superfície com diferente cobertura superficial (z_{02}), o perfil é reduzido acentuadamente nos primeiros metros de altura devido a maior fricção. A altura h onde o perfil do vento atinge mesmos valores em ambos os tipos de superfície é função da distância x. A linha tracejada sobre a superfície vegetada indica a perda de energia do vento. Quando o vento não sofrer mais interferência da rugosidade superficial tenderá ao V_g, sendo este ponto considerado como o topo da CLP (FOKEN, 2008).

Figura 2.6 - Perfil vertical do vento sobre diferentes tipos de rugosidade superficial.



Fonte: Ramos (2012).

Considerando uma atmosfera neutra, o perfil vertical do vento sobre uma superfície terrestre pode ser representado usando o logaritmo natural da altura como coordenada vertical, através da Equação 2.3 (OKE, 1988).

$$\overline{u_z} = \frac{u_*}{k} ln \frac{z}{z_o} \qquad \text{Equação 2.3}$$

Onde: $\bar{u}_z$ - velocidade média do vento (m.s^{-1}) na altura z;

u_* - velocidade de fricção (m.s^{-1});

K - constante de Von Karman (0,4);

z_0 - comprimento de rugosidade (m).

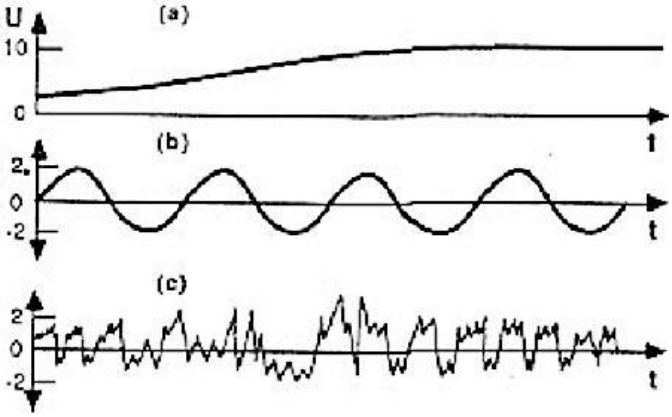
A velocidade de fricção (u_*) e o comprimento de rugosidade (z_0) são termos referentes às características da superfície terrestre também chamado de parâmetros aerodinâmicos. A obtenção de u_* é realizada através da Teoria da Similaridade de Monin Obukhov (MONIN; OBUKHOV, 1954; FOKEN, 2006), como também por modelos analíticos (LYRA; PEREIRA, 2007). Soluções semianalíticas também têm sido utilizadas para representação do perfil vertical do vento na CLP utilizando derivações da Equação de Navier Stokes (BULIGON, 2009), trazendo ainda parâmetros de grande escala do

escoamento cinemático, através de termos advectivos não lineares e condições de contorno.

Para a região do NEB, o perfil vertical do vento mostra que durante a estação seca a velocidade do vento é mais intensa graças à junção dos ventos alísios com as brisas marítimas (FISCH, 1999; ROBALLO; FISCH, 2008). A turbulência na estação seca é menor que na estação chuvosa que possui ventos com menor intensidade e maior variação. A influência de fenômenos meteorológicos na estrutura vertical do vento é mais intensa durante a estação chuvosa quando a direção do vento possui maior variação devido à presença da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) e Brisas Marítimas, e na estação seca, a Linhas de Instabilidade (LI) e pelo Vórtice Ciclônico de Altos Níveis (VCAN) (GISLER, 2009).

O vento na CLP pode classificado em três categorias (Figura 2.7): vento médio, ondas e turbulento. Geralmente as séries temporais do vento incluem estas três categorias, mas também é possível cada uma existir separadamente (STULL, 1988). O vento médio é responsável pelo transporte horizontal de energia e matéria. As ondas estão comumente presentes na CLN, responsáveis pelo transporte de energia e momentum, porém deslocam pouca umidade. O vento turbulento é relacionado com o cisalhamento da superfície próximo ao solo, e aos regimes de estabilidade atmosférica. Ao estudar este tipo de vento turbulento, geralmente é feita uma aproximação ao representá-lo através de uma média adicionado à uma perturbação (STULL, 1988).

Figura 2.7 - Série temporal do vento (U) na CLP. (a) Apenas vento médio; (b) Apenas ondas e (c) Apenas turbulência.

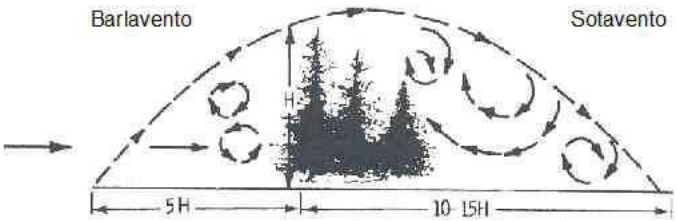


Fonte: Stull (1988).

2.3.1 Influência do terreno

A mudança da orografia (estrutura da superfície), variações na vegetação, prédios, obstáculos naturais ou artificiais tem efeitos locais na variação do perfil do vento. A barlavento pode-se assumir que um obstáculo de altura H causa um distúrbio por uma distância igual a cinco vezes a altura H (Figura 2.8). No lado oposto, a incidência do vento no obstáculo (atrás do obstáculo), os distúrbios na corrente de ar alcançam uma distância ente 10 e quinze vezes a altura H (PES, 2009).

Figura 2.8 - Distúrbios do vento devido a um obstáculo.

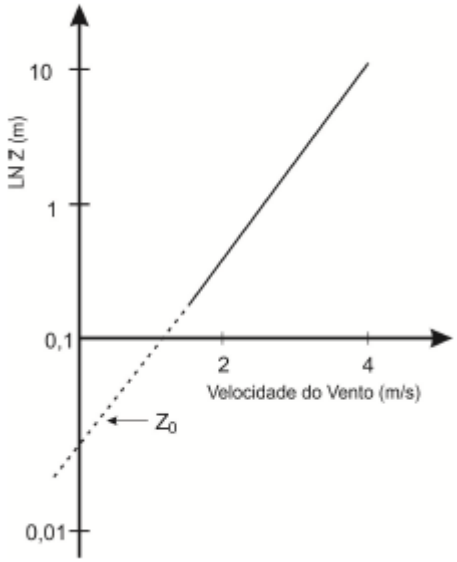


Fonte: Adaptado de Gasch e Twele (2002).

O termo z_0 da Equação 2.3 é determinado por uma dimensão de comprimento que caracteriza a rugosidade correspondente ao tipo de superfície local. Há diversos métodos de determinação de z_0, sendo um deles através da inclinação da reta entre u e lnz (Figura 2.9). Para confecção deste tipo de gráfico, a velocidade do vento deve ser conhecida em pelo menos dois níveis verticais, teoricamente. Na prática, é necessária maior quantidade

possível de níveis de medição de velocidade do vento para uma representação numérica mais adequada.

Figura 2.9 - Determinação do comprimento de rugosidade (z_0) através do perfil logaritmo do vento.



Fonte: Adaptado de Foken (2008).

Relacionando a velocidade do vento em duas alturas, u (z_2) e u (z_1), com os logaritmos naturais destas alturas, ln (z_1) e ln (z_2), divide-se as expressões entre si, e depois isolando z_0, tem-se a Equação 2.4:

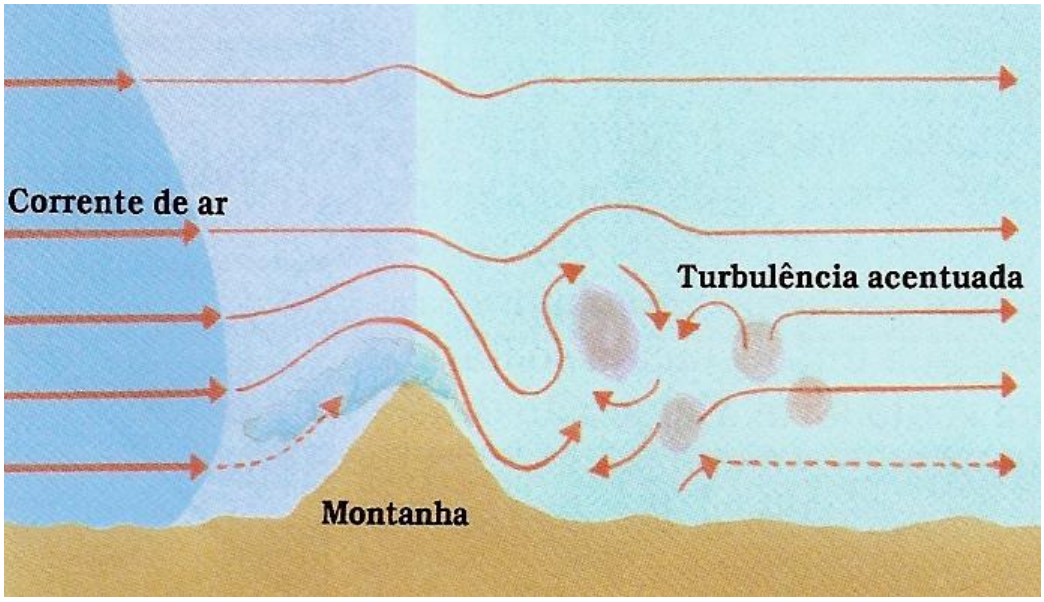
$$z_0 = exp\left(\frac{u(z_2)\ln(z_1) - u(z_1)\ln(z_2)}{u(z_2) - u(z_1)}\right) \qquad \text{Equação 2.4}$$

O avanço tecnológico permitiu que z_0 também fosse estimado espacialmente com um nível de detalhamento maior com uso de sensoriamento remoto. Modelos de rugosidade via sensoriamento remoto são elaborados utilizando imagens de satélite de alta resolução espacial, com refinamentos e filtragens baseados em leis físicas da interação biosfera atmosfera (AMARANTE et al., 2001).

Outra condição de terreno importante é o relevo, pois modificam não só a velocidade, mas também a direção do vento. A forma geométrica e o posicionamento de uma cadeia topográfica podem intensificar o vento com uma canalização, ou atuar como obstáculo,

desviando consideravelmente o vento para outra direção. Um modelo de relevo similar a uma colina suavizada (Figura 2.10) é o melhor cenário para deslocamento do ar, pois sua influência na distribuição horizontal e vertical do vento é mínima, quando o vento incide perpendicularmente à colina, possibilitando ainda uma intensificação da velocidade do vento devido à compreensão do ar no seu topo (NGO; LETCHFORD, 2008).

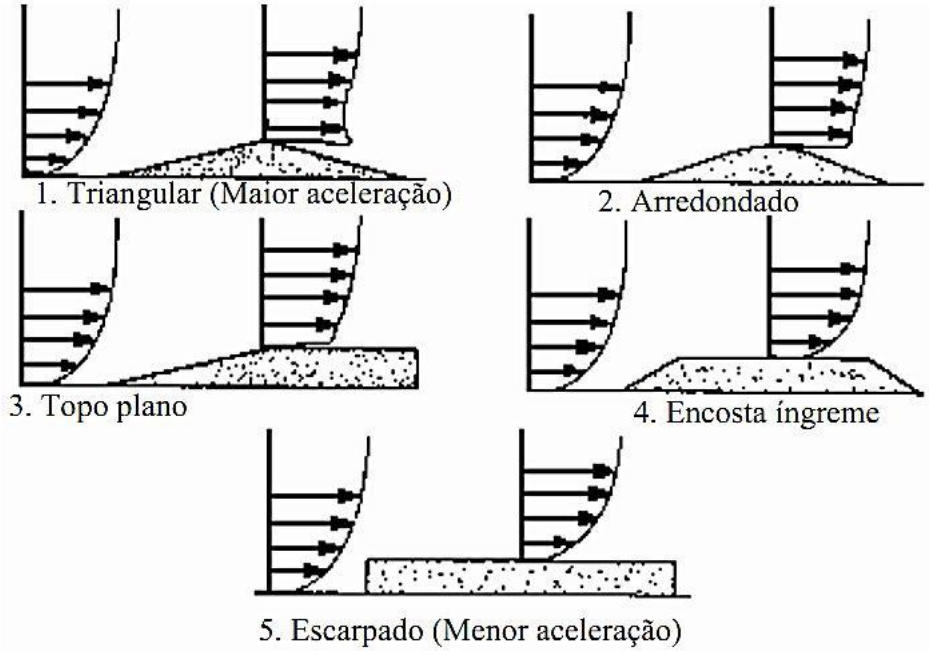
Figura 2.10 - Esquema de um perfil topográfico ideal para deslocamento do vento.



Fonte: Adaptado Esteves, (2004).

A direção das correntes de ar sobre a topografia também implica nos diferentes perfis verticais de velocidades do vento. A Figura 2.11 traz cinco tipos de perfis verticais do vento em relação à forma do relevo presente. Observa-se na situação apresentada na Figura 2.11(1), melhor cenário onde ocorre uma aceleração do vento próximo à superfície em decorrência do relevo (triangular) até o pior (Figura 2.11(5)) que é um platô que ocasiona diminuição da velocidade do vento e também pode apresentar turbulência e recirculações (ESTEVES, 2004).

Figura 2.11 - Variação do perfil vertical do vento sobre diferentes padrões orográficos.



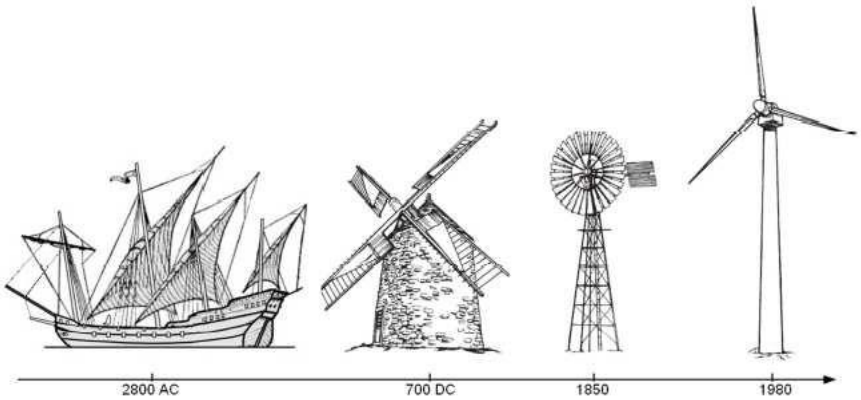
Fonte: Esteves (2004).

Toda esta contextualização da CLP e influência do terreno são de extrema importância sempre para entendimento do escoamento do vento. A presença de obstáculos como aeroportos, edifícios, fazendas, vilarejos, entre outros, também implicam em perda de energia do vento nos primeiros metros de altura (MORTENSEN et al., 1998).

2.4 Turbinas eólicas (aerogeradores)

Os moinhos de vento foram muito utilizados no passado (Figura 2.12). O surgimento do moinho americano de pás múltiplas pode ser considerado como um dos maiores avanços na tecnologia para aproveitamento do vento. Esse moinho é amplamente utilizado para bombeamento de água e suas características fundamentaram os projetos dos aerogeradores modernos (LOPEZ, 2012) utilizados para a geração de eletricidade.

Figura 2.12 - Evolução do aproveitamento da energia dos ventos.



Fonte: Adaptado por Custodio (2009).

O processo de conversão de energia em uma turbina eólica resume-se em quatro etapas: extração de energia cinética do vento, transmissão mecânica da energia, geração de energia elétrica e sua integração à rede elétrica (PATEL, 1999; FERREIRA, 2005). Tais etapas são realizadas, respectivamente, pelo rotor aerodinâmico, sistema de transmissão mecânica, gerador elétrico e subestação. Além disso, as turbinas eólicas possuem um sistema de controle interno responsável pela segurança e otimização de sua operação (OLIVEIRA, 2013).

Estudos como o de Sagbansua e Balo (2017) ressaltam que a energia eólica tem as menores emissões e o menor consumo de água, mas tem custos comparativamente elevados. Apesar desse fato, a decisão de planejamento de parque eólico ainda requer uma operação de balanceamento de vários aspectos técnicos, econômicos, ecológicos e ambientais ao longo do tempo e espaço. No artigo, os autores discutem uma metodologia para escolher uma turbina conveniente sob várias perspectivas para o desenvolvimento do parque eólico. Determinar os critérios relacionados e agrupá-los em categorias principais é a abordagem inovadora fornecida por esta pesquisa, porém ressaltam que ter o conhecimento prévio do recurso eólico (quantificar o vento) é fundamental para escolha dos equipamentos.

Existem dois tipos de turbinas eólicas em funcionamento: as turbinas de eixo vertical e as turbinas de eixo horizontal (Figura 2.13).

i. Turbinas Eólicas de Eixo Vertical (TEEV) - possuem rotor e pás em posição vertical e giram perpendicularmente ao vento. De um modo geral, as turbinas de eixo vertical têm como vantagens não necessitarem de mecanismos de ajuste entre a direção da turbina e a direção do vento, e podem ser diretamente implantadas no solo prescindindo da estrutura da torre. Como desvantagens, devido ao movimento de rotação, suas pás têm constantemente alterados os ângulos de ataque e de deslocamento em relação à direção do vento, originando forças resultantes alternadas, que para além de limitarem o rendimento da turbina, causam vibrações acentuadas em toda a sua estrutura (OLIVEIRA, 2013).

ii. Turbinas Eólicas de Eixo Horizontal (TEEH) - contém o eixo montado horizontal e paralelamente ao solo, normalmente com duas ou três pás aerodinâmicas que podem ser orientadas de acordo com a direção do vento. Aerodinamicamente, elas são mais eficientes e trabalham com maior rotação que as TEEV. Uma das principais vantagens é apresentar na sua grande maioria, arranque automático. Além disso, esse tipo de turbina pode ser instalada em locais remotos como no mar (*offshore*). Desta forma é possível elevar a eficiência do sistema eólico, pois a turbina está sujeita a ventos mais regulares (RIBEIRO, 2008). Dentre as desvantagens pode-se citar o fato que elas requerem uma mecânica mais elaborada, com mais peças móveis implicando em demandas maiores de manutenção.

Figura 2.13 - (a) Turbina eólica de eixo vertical; (b) Turbina eólica de eixo horizontal.

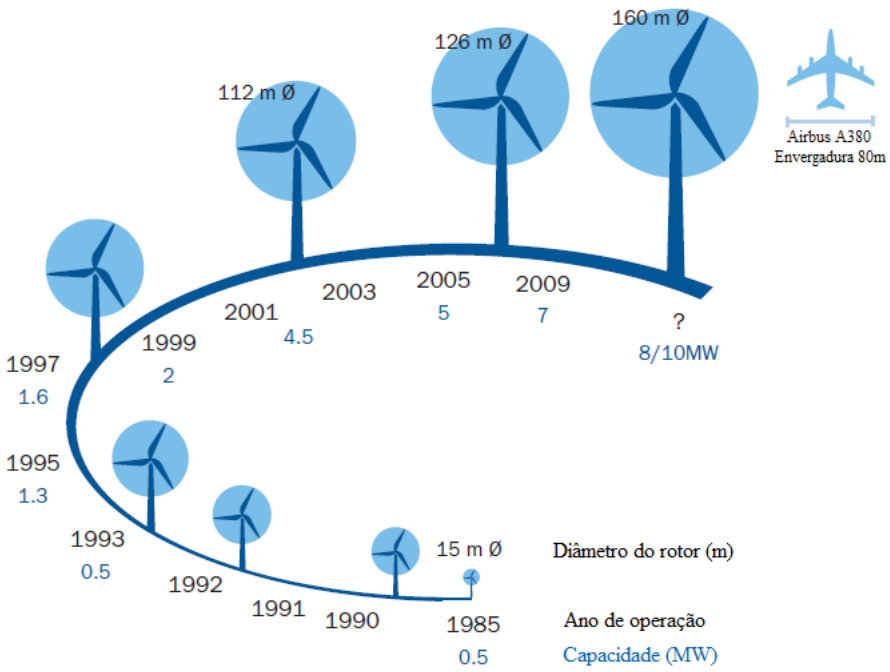
(a)

(b)

Fonte: CRESESB (http://www.cresesb.cepel.br)

A dimensão das turbinas eólicas depende sobre tudo da potência desejada. Assim, quanto mais elevada for a potência instalada de energia elétrica, maior o dimensionamento das turbinas eólicas (OLIVEIRA, 2013). De acordo com Boyle (1996) as primeiras turbinas eólicas desenvolvidas em escala comercial tinham potências nominais entre 10 kW e 50 kW. No início da década de 1990, a potência das máquinas aumentou para a faixa de 100 kW a 300 kW. Em 1995, a maioria dos fabricantes de grandes turbinas ofereciam modelos de 300 kW a 750 kW. Em 1997, foram introduzidas comercialmente turbinas eólicas de 1 MW e 1,5 MW, iniciando a geração de máquinas de grande porte. Com os avanços tecnológicos nos geradores eólicos, atualmente podemos encontrar turbinas num patamar dos 4,5 MW e 5 MW que estão comercialmente disponíveis (SILVA, 2008). Uma ilustração da evolução tecnológica das turbinas eólicas comerciais pode ser visualizada na Figura 2.14.

Figura 2.14 - Evolução tecnológica das turbinas eólicas comerciais entre os anos de 1985 e 2009.



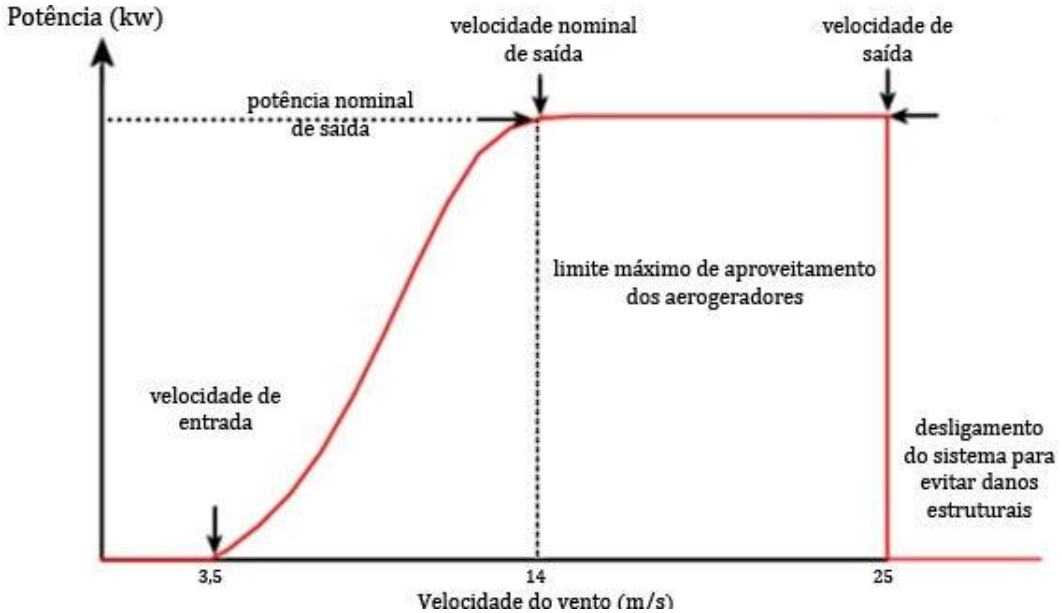
Fonte: Adaptado por Pes (2015).

2.4.1 Relação entre a velocidade do vento e energia elétrica

A curva de potência de uma turbina eólica fornece uma relação intrínseca entre a velocidade do vento e a energia gerada para cada velocidade. É suposto ser uma relação única para cada tipo de turbina eólica e representativo para todas as turbinas eólicas do mesmo modelo (WAIMANN, 2016). Ao projetar um aerogerador, sua curva de potência deve ser calculada e certificada a partir de medições de velocidade do vento. O processo é complexo e rigoroso para atender às exigências internacionais (IEC, 2005).

A Figura 2.15 apresenta uma curva típica de aerogeradores de grande porte atuais. Ventos com velocidades inferiores a 3,5 $m.s^{-1}$ e superior a 25 $m.s^{-1}$estão fora da região de aproveitamento da curva nominal de potência desses aerogeradores. Valores da magnitude do vento fora dessa faixa de velocidade não são aproveitados pelas turbinas eólicas de eixo horizontal, tendo em vista a limitação da tecnologia e para prevenir dados estruturais ao sistema (PES, 2015).

Figura 2.15 - Relação entre a potência e velocidade do vento.

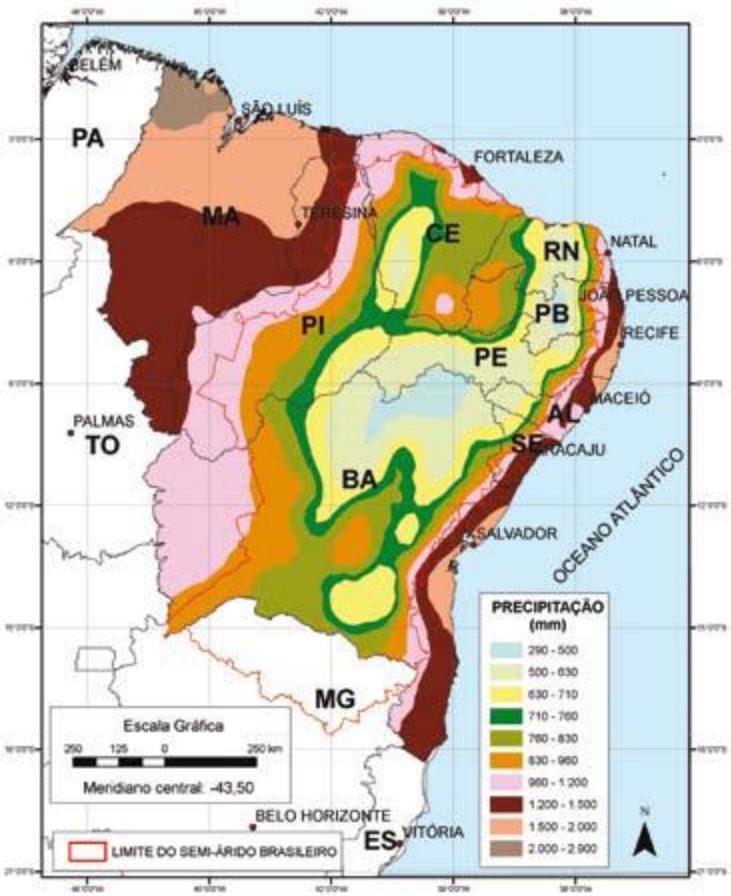


Fonte: Adaptado por Pes (2015).

2.5 Caracterização e localização da área de estudo

A região em estudo compreende o NEB e está localizada entre as latitudes 1°02’ S a 18°20’ S e longitudes 34°47’ W a 48°45’ W. Possui uma área com cerca de 1,5 milhão de km^2 (~18 % do território brasileiro). Aproximadamente 760.000 km^2 desta área apresentam um clima semiárido (MOURA et al., 2007). Apesar de sua localização, o NEB não apresenta uma distribuição de chuvas típica de áreas equatoriais sendo influenciado principalmente por três tipos de clima: clima litorâneo úmido (se estendendo do litoral da Bahia ao litoral do Rio Grande do Norte); clima tropical (em áreas dos estados da Bahia, Ceará, Maranhão e Piauí); e clima tropical semiárido (em todo o sertão nordestino) (CAVALCANTI et al., 2009), Figura 2.16.

Figura 2.16 - Climatologia da precipitação anual da região NEB.

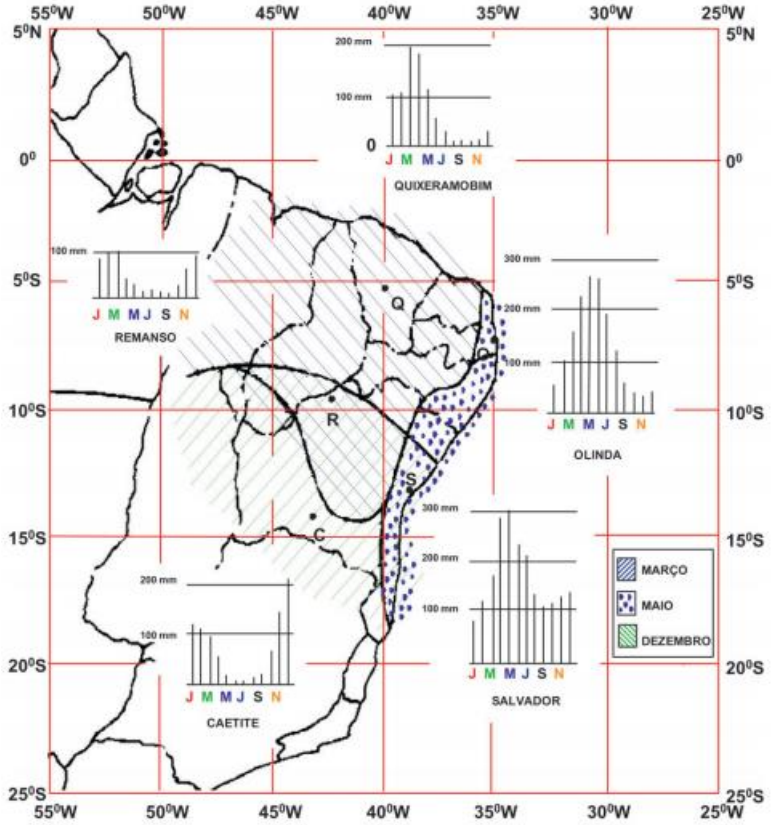


Fonte: Moura et al. (2007).

O NEB apresenta elevados valores de médios anuais de temperatura do ar, que variam de 20 a 28°C, em virtude da alta incidência de radiação solar, o que também lhe confere o maior potencial de energia solar disponível no Brasil (PEREIRA et al., 2017).

A precipitação no NEB possui uma distribuição desigual, tendo grande variabilidade espaço-temporal (Figura 2.17). A precipitação está associada a sistemas sinóticos ou circulações atmosféricas regionais, tais como os Anticiclones Subtropicais do Atlântico Sul (ASAS) e Atlântico Norte (ASAN) e o cavado equatorial (KAYANO; ANDREOLI, 2009). Sendo assim, a caracterização das chuvas no NEB é bastante complexa, sendo possível identificar três regimes de precipitação: no norte da região (Ceará, Rio Grande do Norte, interior da Paraíba e Pernambuco) as chuvas ocorrem no outono associadas ao deslocamento mais ao sul da ZCIT (KOUSKY, 1979; MOLION; BERNARDO, 2002; MENEGHETTI; FERREIRA, 2009); no litoral leste (desde o litoral do Rio Grande do Norte até a Bahia) as precipitações são devido à influência das massas de ar tropical ou por distúrbios ondulatórios de leste (MENEGHETTI; FERREIRA, 2009), e na parte sul (Bahia epartes do Maranhão, Piauí e Pernambuco) a precipitação ocorre no verão pela atuação de sistemas frontais, convecção local e vórtices ciclônicos (COSTA, 2006; MENEGHETTI; FERREIRA, 2009).

Figura 2.17 - Distribuição em área dos regimes pluviométricos na região NEB.



Fonte: Molion e Bernardo (2002) Apud Nobre e Molion (1987).

Essa variabilidade espacial e temporal da precipitação sobre o NEB está relacionada a processos de interação entre a superfície terrestre (condições de cobertura do solo, relevo, localização relativa), a atmosfera e o oceano, envolvendo cada um sua dinâmica em diferentes escalas espaciais e temporais. A compreensão dos mecanismos responsáveis pela precipitação (e sua previsibilidade) pode auxiliar as medidas de mitigação dos efeitos de eventos extremos (secas e enchentes) (LUCENA, 2008).

Como visto no item 2.1 deste trabalho o regime de ventos no NEB resulta da atuação de diversos sistemas de circulação atmosférica de várias escalas, por exemplo, El Niño-Oscilação Sul (ENOS), VCAN, ZCIT, ASAS, sistemas frontais, e etc. Porém dependendo da região a influência de um sistema atmosférico pode ser mais frequente que outro e também em intensidade diferentes. As circulações de mesoescala e microescala, que ocorrem em função da variação das propriedades da superfície, podem influenciar nos regimes de vento, gerando ventos locais que podem diferir significativamente do perfil

de larga escala da circulação atmosférica (COMPAGNUCCIE; SALLES, 1997; PES, 2015).

De acordo com o Atlas do Potencial Eólico Brasileiro as regiões do Brasil com maiores médias anuais de vento são as regiões nordeste, sul e sudeste para altura de 50m. E como visto anteriormente no NEB, os ventos em superfície estão associados principalmente pelos ventos alísios de nordeste e de sudeste, os quais determinam a velocidade média anual do vento entre 6,5 e 8,5 $m.s^{-1}$ e com direção predominante de nordeste para altura de 50 m (AMARANTE et al., 2001). Estudos recentes mostram que o potencial eólico é maior em altitudes mais elevadas (80, 100 e 120 m) favorecendo o uso dos aerogeradores de tecnologias mais recentes (PINTO et al., 2014).

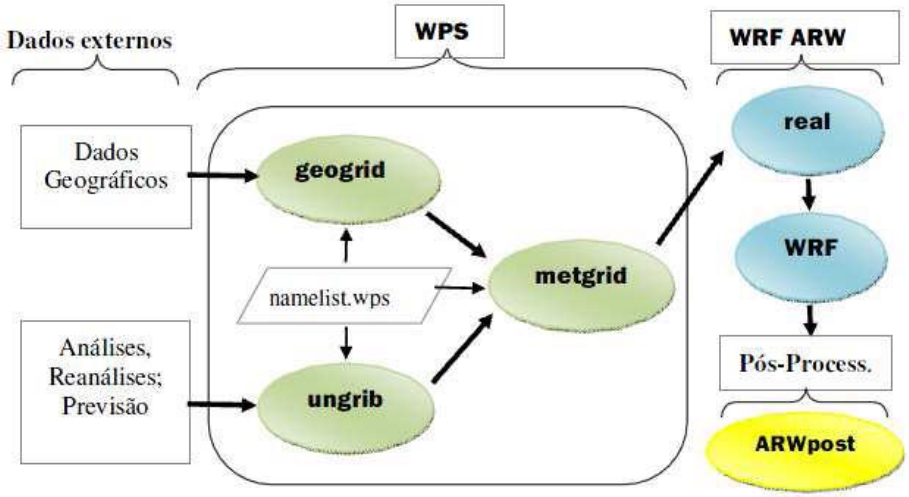
2.6 Modelo WRF (Weather Research and Forecasting)

O modelo atmosférico WRF vem sendo utilizado amplamente para previsão numérica de tempo, desenvolvido tanto para fins de pesquisa quanto operacionais. Foi desenvolvido conjuntamente por uma série de universidades, institutos de pesquisa e agências governamentais para ser uma ferramenta flexível e eficiente para simulação dos processos físicos na atmosfera em variadas plataformas de computação.

O modelo WRF é de domínio público sendo disponibilizado gratuitamente (SKAMAROCK et al., 2005, 2008). Ele tem um código fonte simples, o que facilita o seu entendimento e aplicação. Possui um sistema de assimilação de dados com captação em três dimensões. Além disso, pode ser configurado para resoluções horizontais desde a escala de metros até milhares de quilômetros. As principais parametrizações físicas deste modelo estão divididas em cinco categorias distintas: microfísica, parametrização de nuvens, parametrização da CLP, modelos de ocupação do solo e radiação. As opções de esquemas físicos foram sendo incorporadas ao WRF com a intenção de produzir um único sistema de modelagem. Assim, o maior problema enfrentado pelo usuário consiste em escolher um grupo de parametrizações que seja adequado às condições da região a ser estudada e também à capacidade computacional disponível (LIMA, 2015).

O sistema de modelagem do WRF compreende diversos componentes (Figura 2.18). Os principais são: no pré-processamento com o WPS; inicialização do WRF (real); execução do WRF; e pós-processamento (ARWpost). O WPS é um conjunto de três sub sistemas que prepara os dados de entrada para a simulação: *geogrid, ungrib* e *metgrib*. O *geogrid* define o domínio do modelo e interpola os dados terrestres para as grades. O *ungrib* extrai os campos meteorológicos do formato GRIB necessários para iniciar o modelo. O *metgrid* interpola horizontalmente os campos meteorológicos extraídos pelo *ungrib* para as grades do modelo definida pelo *geogrid*. O trabalho de interpolar verticalmente os campos do WRF é feito dentro do programa real. O WRF é responsável pela execução do modelo propriamente dito. Por fim, o ARWpost é usado para converter as saídas do modelo para um formato que possam ser visualizados por aplicativos gráficos (Figura 2.18).

Figura 2.18 - Representação esquemática do sistema de modelagem do WRF.



Fonte: Adaptado ARW (2012).

O funcionamento do WRF no plano horizontal é baseado na grade de Arakawa-C, Figura 2.19a. Esta adota as componentes do vento *u* e *v* da velocidade horizontal no centro das faces das células com as demais variáveis termodinâmicas inseridas no centro de cada célula. As simulações são realizadas em quatro dimensões, pois a cada passo de tempo a malha horizontal repete-se em todos os níveis verticais. O WRF permite aninhamento de domínios (grades), ou seja, é possível inserir domínios menores dentro dos domínios maiores.

Os níveis verticais são fornecidos ao modelo em coordenadas sigma que, junto ao solo, acompanham o contorno do terreno, conforme ilustra a Figura 2.19b. A coordenada sigma é relacionada com a pressão atmosférica, então possui formulação mais simples, favorecendo a resolução eficiente da equação do movimento na simulação de campos de advecção de temperatura e vento, principalmente sobre terrenos suavizados (Equação 2.5).

$$\eta = \left(\frac{p_h - p_{top}}{p_s - p_{top})}\right) \qquad \text{Equação 2.5}$$

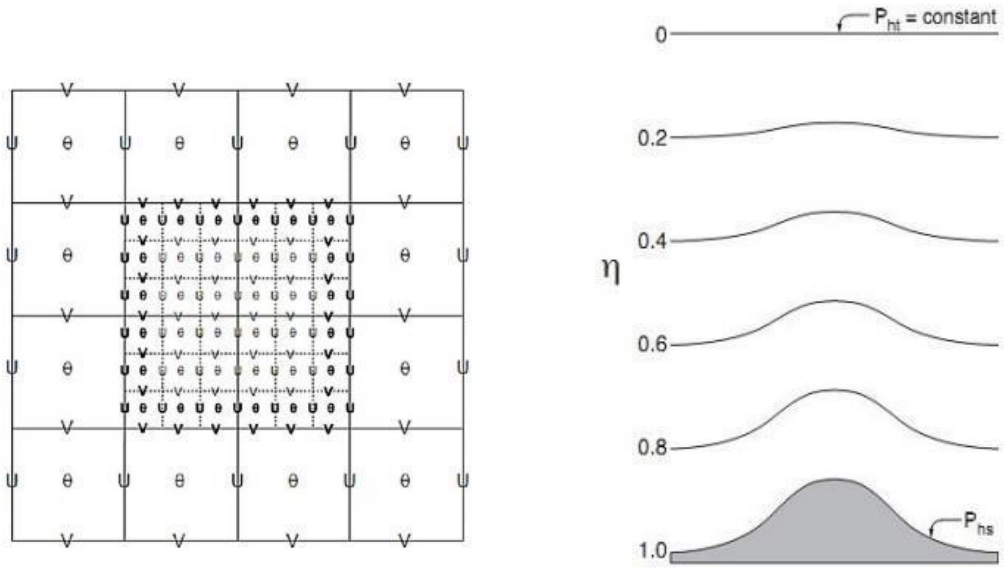
Onde: p_h - pressão em cada nível;

p_{top} - pressão no topo da atmosfera (constante);

p_s - pressão à superfície;

η - varia de 0 a 1, sendo 0 no topo da atmosfera e 1 na superfície.

Figura 2.19 - (a) Representação de grade de Arakawa-C; (b) Coordenada vertical sigma.



(a) (b)

Fonte: Skamarock et al. (2005, 2008).

A configuração de um modelo numérico para a previsão de tempo com maior resolução vertical possibilita melhor representação dos processos físicos na estrutura vertical da

atmosfera como estudado em diversos trabalhos (MASS et al., 2002; NOLAN et al., 2009). Também existem estudos mostrando que há melhoria na previsão usando grade horizontal mais refinada (MASS et al., 2002; PINTO et al., 2013). Ambas se relacionam na forma de que uma maior resolução horizontal exige maior resolução vertical. Como exemplo, é interessante notar a evolução do modelo Eta, utilizado operacionalmente no CPTEC/INPE (Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos/Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais), que teve um incremento de 38 para 50 níveis verticais ao aumentar sua resolução horizontal para 5 km (após as versões anteriores de 80, 40 e 20 km).

Apesar desta relação diretamente proporcional, existe um limite a partir do qual o incremento no número de níveis verticais não mais resulta em melhoria na qualidade da simulação. Aligo et al. (2009) testaram 21, 29, 33, 37, 57 e 62 níveis verticais e concluíram que 62 níveis tiveram um impacto negativo nas simulações em comparação às demais configurações utilizadas para o modelo WRF.

Processos microfísicos, tais como radiação, nuvens *Cumulus*, trocas com a superfície, CLP e convecção, têm cada um sua escala característica de ocorrência. Ao aumentar a resolução da grade de simulação, ela pode se tornar menor que a escala de alguns destes processos e eles se tornam explícitos. Entretanto, para estimar estes processos quando não podem ser representados explicitamente pelos modelos, ou seja, são menores que o espaçamento da grade (processos de sub grade), usam-se as chamadas parametrizações físicas.

Diversos esquemas de parametrização foram desenvolvidos para os diferentes processos físicos que ocorrem na atmosfera, e ainda continuam em processo de desenvolvimento e adaptação aos diferentes modelos. Cada esquema tem sua adequação de acordo com as particularidades da região e do caso a serem estudados. Por isto muitos trabalhos têm sido realizados para testar a melhor escolha de parametrizações para cada estudo que se pretende realizar (JANKOV et al., 2005; FERREIRA, 2007; CARVALHO et al., 2012; OLIVEIRA et al., 2013; OLIVEIRA, 2014; BATTISTI et al., 2017).

Existe uma configuração padrão (*default*) do modelo para a escolha das parametrizações físicas (Tabela 2.1). Nesta configuração, o modelo utiliza a resolução vertical em 28

níveis e com pressão no topo da atmosfera de 50 hPa. As parametrizações físicas empregadas nesta configuração são: WSM3 (HONG et al., 2004) para microfísica (convecção explícita); RRTM (MLAWER et al., 1997) para radiação de onda longa; Dudhia (DUDHIA, 1989) para radiação de onda curta; MM5 similaridade (PAULSON, 1970; DYER; HICKS, 1970) para camada superfície; Noah-LSM (CHEN; DUDHIA, 2001) para processos de superfície; Yonsei University Scheme (HONG et al., 2006) para CLP e Kain-Fritsch (KAIN; FRITSCH, 1990 e 1993) convecção rasa e profunda. Na Tabela 2.2 são mostradas as características adicionais do WRF.

Tabela 2.1 - Parametrizações *default* adotada pelo modelo WRF.

Parâmetro ou processo físico	**Valor ou parametrização**
Microfísica (convecção explicita)	WSM3 (Hong et al., 2004)
Radiação onda longa	RRTM (Mlawer et al., 1997)
Radiação onda curta	Dudhia (Dudhia, 1989)
Camada superficial	MM5 similaridade (Paulson, 1970)
Processos de superfície	Noah-LSM (Chen; Dudhia, 2001)
Camada limite planetária	Yonsei University (Hong et al., 2006)
Convecção rasa e profunda	Kain-Fritsch (Kain; Fritsch, 1990; 1993)

Fonte: Adaptado Carvalho et al. (2013).

Tabela 2.2 - Característica do modelo WRF.

Equações básicas	**Totalmente compressíveis**
Coordenadas verticais	Terrain following para altura de pressão
Estrutura horizontal da grade	Arakawa-C
Método de integração	3ª ordem Runge-Kutta
Equações	Conservação da massa, momento e escalares usando equação prognostica na forma de fluxo
Advecção	Diferenças centradas de 6ª ordem ou 5ª ordem "up wind"

Fonte: Adaptado Carvalho et al. (2013)

2.7 Análise de agrupamento

A análise de agrupamento (AA) é uma técnica estatística de análise multivariada que tem como objetivo classificar os indivíduos de uma população em grupos por suas características similares (LIMA et al., 2010; SILVA et al., 2013). As técnicas de agrupamento diminuem a subjetividade, pois quantificam a similaridade ou dissimilaridade entre os indivíduos. A classificação dos indivíduos em grupos distintos é feita a partir de uma função de agrupamento denominada distância ou dissimilaridade e de um critério matemático de agrupamento (LIMA, 2015).

A distância euclidiana é a medida de dissimilaridade mais comumente usada em agrupamentos, embora muitas outras medidas de distância existam. Uma discussão detalhada de várias funções de dissimilaridades é apresentada em (DURAN; ODELL, 1974). De acordo com Wilks (2006) esta função é usada como critério para medir a distância entre dois pontos X_i, e X_j ou para estabelecer o quanto eles são semelhantes. Logo, esta distância entre dois indivíduos é dada pela Equação 2.6.

$$d_{ij} = [X_i - X_j] = \left[\sum_{k=1}^{n} \left(X_{i,k} - X_{j,k}\right)^2\right]^{1/2} \quad \text{Equação 2.6}$$

O método hierárquico de Ward (1963) procura por partições que minimizem a perda associada a cada agrupamento (EVERITT, 1974; BUSSAB et al., 1990; MINGOTI, 2005). Essa perda é quantificada pela diferença entre a soma dos erros quadráticos entre cada membro e a média da partição em que está contido. Assim, a perda de informação, que resulta do agrupamento de indivíduos em grupos, pode ser medida pela soma total do quadrado dos desvios de todos os pontos em torno da média do grupo para o qual estão contidos. A soma dos erros quadrados é definida na Equação 2.7.

$$SQD = \sum_{i=1}^{n} (X_i - \bar{X}_i)^2 \quad \text{Equação 2.7}$$

3. TRABALHOS RELEVANTES AO ESTUDO

Diversos trabalhos utilizam modelos numéricos para a estimativa ou previsão de vento evidenciando o quanto estes são ferramentas úteis quando aplicadas à geração de eletricidade a partir do recurso eólico. Além disso, os modelos numéricos são utilizados para prover a previsão a curto e longo prazo, auxiliando na escolha do melhor momento para a manutenção preventiva realizada nas turbinas eólicas de forma a minimizar os possíveis prejuízos (PINTO et al., 2012).

Waldl e Giebel (2000) investigaram os valores relativos do modelo dinamarquês HIRLAM (High Resolution Limited Area Model), e o DWD (Deutschland Modell do Deutscher Wetterdienst) e uma combinação de ambos para um parque eólico na Alemanha. O erro quadrático médio (RMSE) do DWD foi ligeiramente melhor do que o do HIRLAM, embora a média aritmética simples de ambos os modelos produza um RMSE mais baixo (GIEBEL et al., 2003).

Gazzilli et al. (2001) utilizaram um modelo de Mesoescala Diagnóstico do Vento (MDV), baseado na conservação de massa, para explicar a climatologia do vento para os Alpes, ao sul da Itália, a fim de identificar as áreas adequadas para instalação de usinas eólicas. A análise climatológica realizada parece completamente eficaz em selecionar as áreas favoráveis onde uma investigação mais detalhada baseada em modelos de camada limite e em estudos observacionais de campo pode conduzir à especificação final das posições apropriadas para explorações das fazendas eólicas nas montanhas. No entanto, os autores ressaltam que para uma análise completa deve-se também analisar aspectos adicionais que não são considerados pelo modelo MDV, tal como a fricção (rugosidade da superfície) e a turbulência, o que tornaria os resultados mais confiáveis.

Roulston et al. (2003) avaliaram os valores de previsões do Modelo do European Centre for Medium Range Weather Forecasts (ECMWF) para o mercado de energia. Usando um modelo de mercado simplificado, eles encontraram que a melhor maneira de usar o conjunto de previsões foi o que eles chamaram de climatologia condicionada em EPS (Ensemble Prediction System). O uso do conjunto das previsões nas decisões de produção

melhorou o desempenho dos geradores, e elevou a renda líquida em até 20% a mais, além de estender o intervalo útil das previsões por um dia extra.

Miranda et al. (2003) realizaram um estudo do potencial eólico da zona do Paúl da Serra, na Ilha da Madeira, usando séries de observações do vento no planalto do Paúl da Serra para testar a qualidade da simulação do campo de vento com dois modelos meteorológicos de mesoescala, não hidrostáticos (MM5 e NH3D). Comparando os resultados das observações com o das simulações de ambos os modelos, os autores verificaram a viabilidade prática do uso de modelos numéricos não apenas para e na previsão dia-a-dia do potencial eólico disponível, assim como no mapeamento do potencial eólico em terrenos complexos de orografia acentuada onde pode-se esperar efeitos não lineares e de estratificação.

Roy et al. (2004) utilizaram o modelo RAMS (Regional Atmospheric Modeling System) para criar um experimento hipotético e assim avaliar os possíveis impactos de um grande parque eólico em regiões de grandes planícies na meteorologia local sobre escala de tempo sinótico sob condições típicas de verão. Uma turbina de vento foi aproximada como um dissipador de energia e fonte de turbulência. Os resultados mostraram que o parque eólico reduz significativamente a velocidade do vento no nível da altura do rotor da turbina. Além disso, a turbulência gerada na esteira dos rotores pode aumentar a mistura vertical que afeta significativamente a distribuição vertical de temperatura e umidade, bem como os fluxos de calor sensível e latente na superfície. Segundo os autores, esse efeito é mais intenso nas primeiras horas do dia quando a camada limite está estavelmente estratificada e a velocidade do vento ao nível da altura do rotor da turbina é mais forte devido aos jatos de baixo nível noturno. Já os impactos na evapotranspiração foram pequenos.

Pryor et al. (2005) fizeram uso da técnica de *downscaling* empírico de cinco Modelos de Circulação Geral Atmosfera-Oceano (MCGAO) de última geração para investigar possíveis mudanças na velocidade do vento e na densidade de energia no norte da Europa. Os indicadores para o *downscaling* que pareceram mais aptos para reproduzir foram: média e desvio padrão de vorticidade relativa em 500 hPa e gradientes de pressão ao nível

médio do mar no período 1961-2000 em relação ao conjunto de dados de reanálise do EMCWF. Os autores constataram que não há diferença significativa entre as condições durante 2046-2065 e 1961-1990 com base no conjunto de resultados do *downscaling*.

Em diversos estudos também são utilizados os modelos de mesoescala para avaliar o potencial eólico *offshore*. Sukegawa et al. (2006) usaram o modelo RAMS com este propósito para investigar o potencial eólico costeiro na região de Iwaki no Japão. Foram realizadas simulações, com resolução horizontal de 2 km, para os anos de 2004 e 2005, para estimar a velocidade do vento sobre a área de estudo. A velocidade do vento estimada foi comparada com as medições em uma plataforma para extração de gás natural localizada a 40 km da costa. A verificação dos dados do modelo mostrou boa concordância com os dados observados, com erro de previsão da velocidade do vento média anual de 6,4%. Segundo os autores na área a 40 km da costa a velocidade do vento é superior a 7,0 $m.s^{-1}$ em qualquer lugar.

Como visto anteriormente a orografia e rugosidade de um terreno possui influência direta para prever o vento. O aprimoramento numérico é um constante desafio na modelagem numérica. Howard e Clark (2007) sugeriram um método de correção da orografia baseado na teoria linear de fluxo da camada limite neutra ao longo das montanhas. Tal método foi testado no sistema de previsão *nowcasting* (Numerical Weather Prediction - NWP) do Met Office. Fatores de correção são fundamentados em parâmetros físicos característicos dos locais de interesse, embora algum ajuste estatístico traga benefício, o esquema não ajustado funciona bem. Além disso, melhorias significativas foram observadas, em particular durante os eventos de ventos fortes.

Jimenez et al. (2007) compararam duas abordagens diferentes para comparar as estimativas de vento ao longo do Golfo Alemão, no Mar do Norte, utilizaram o programa de avaliação de recursos de vento WAsP (Wind Atlas Analysis and Application Program) e modelo de mesoescala MM5. As simulações com o MM5 foram realizadas para o ano de 2004, com entrada a partir das reanálises do National Centers for Environmental Prediction (NCEP), sem utilizar diretamente os dados de medição. As estimativas do WAPs foram calculadas com base em seis estações de medição: três em ilhas, duas no

mar e uma no continente. Os resultados mostraram que as previsões com o programa WAPs dependem em grande parte da estação de medição utilizada como referência. Já para o modelo MM5, os resultados mostraram que o modelo subestimou o vento costeiro em aproximadamente 4%, para o vento a 10 m acima do solo. De forma geral, o MM5 mostrou boa concordância com medições em alturas abaixo de 30 e 40 m, mas o aumento da velocidade do vento com a altura foi subestimado com 4% de diferença para 100 m de altura.

Barthelmie et al. (2007) realizaram simulações a partir de modelos numéricos de mesoescala e as análises de dados *in situ* e de sensoriamento remoto para três parques eólicos *offshore* na Dinamarca. Os resultados sugerem que a distância do litoral ao longo da qual os perfis verticais da velocidade do vento não estão em equilíbrio com a superfície do mar estende-se de 20 km até 70 km da costa. Utilizando esta definição operacional da zona costeira, esses resultados implicam, assim, que a largura típica da zona costeira no norte da Europa esteja entre 20 e 70 km. A largura da zona costeira e os gradientes verticais (cisalhamento) e horizontal do vento dentro da zona costeira dependem da estabilidade atmosférica. Sabendo-se que a estabilidade da zona costeira é, frequentemente, não neutra, o que leva a desvios logarítmicos do perfil de vento e dificuldades na precisão da extrapolação de medições de superfície próximas à altura do rotor da turbina, o uso de uma correção de estabilidade pode melhorar a previsão da velocidade do vento a altura do rotor da turbina, quando comparado com as observações. De acordo com os autores, esses três casos ilustram a necessidade de modelagem ampla e medição das variáveis atmosféricas, para que a velocidade do vento e, consequentemente, a potência de saída, sejam previstas corretamente para parques eólicos costeiros em períodos longos e curtos.

Lyra (2007) avaliou as previsões da velocidade do vento próximo a superfície utilizando o modelo Eta para cinco localidades do NEB. Foram realizados experimentos numéricos com resoluções horizontais de 5 e 10 km, resoluções verticais com 38 e 50 níveis, mudanças na relação dos comprimentos de rugosidade, de calor e momentum, nas funções de estabilidade de Paulson do esquema de parametrização da camada limite superficial. Também foram realizados testes de sensibilidade com a estimativa da altura da camada

limite atmosférica e com a substituição da cobertura de solo. Os testes com 5 km de resolução horizontal obtiveram um melhor desempenho que a versão de 10 km. Os testes com o parâmetro de Zilitinkevich mostraram que o aumento desse parâmetro trouxe melhorias na representação da temperatura de superfície na cidade de Macau/RN no horário de maior aquecimento. O parâmetro que controla a altura da camada limite atmosférica apresentou impacto diferente sobre o oceano e o continente. O experimento com mudança na cobertura do solo apresentou diferenças pouco significativas, provavelmente devido à pequena área de cobertura de solo alterada. Em geral, os resultados do vento à 10 e 50 m de altura modelado pelo Eta mostraram alguma sensibilidade aos parâmetros testados, embora pequena.

De Maria et al. (2008) utilizou o modelo RAMS para previsão de ventos em curto prazo para aplicações em geração de energia eólica. Diferentes resoluções espaciais e parametrizações foram testadas, sendo a comparação entre as simulações realizadas com a base em uma análise estatística. Com a metodologia aplicada para escolha das melhores opções de espaçamento de grade horizontal, parametrização de turbulência e peso do relaxamento newtoniano na representação dos campos de vento do litoral cearense em quatro dias do período de transição entre as estações seca e chuvosa. Os testes revelam que, dentre as opções testadas, a configuração que melhor reproduz as observações ao longo do litoral, conta com espaçamento de grade horizontal de 1 km, turbulência parametrizada com a versão anisotrópica do esquema proposto por Smagorinsky (1963) e escala de tempo do relaxamento newtoniano de 12 h.

No artigo publicado por Louka et al. (2008), a aplicação do filtro de Kalman foi estudado como um método de pós-processamento em previsões numéricas da velocidade do vento geradas por dois modelos atmosféricos de área limitada. Com a aplicação do filtro de Kalman aos dados de saída desses modelos, obteve-se à eliminação de todos os erros sistemáticos possíveis, mesmo nos exemplos com baixa resolução, contribuindo para a redução significativa do tempo de processamento. No caso da previsão para energia eólica, os resultados obtidos mostraram uma melhoria notável na habilidade do modelo de previsão. Tais melhorias podem facilitar extremamente a integração da energia eólica

em sistemas de energia convencionais favorecendo assim um aumento da participação da energia eólica como uma fonte de energia renovável na matriz energética de um país.

Países com topografia complexa acabam desenvolvendo projetos de pesquisa mais robustos para avaliar o potencial eólico, pois escolher o posicionamento dos aerogeradores é uma tarefa mais difícil. Uchida; Ohya (2008) desenvolveram um modelo numérico variável chamado RIAMCOMPACT (COMputational Prediction of Airflowover Complex Terrain) com base em modelos de simulação de grandes turbilhões (*Large Eddy Simulation* - LES). Vários experimentos e simulações foram realizados para testar a exatidão do RIAMCOMPACT. Os resultados numéricos obtidos demonstraram que as mudanças induzidas no campo de vento pelo efeito topográfico, tais como a aceleração do vento local e a separação de fluxo, foram simuladas com sucesso. A velocidade do vento foi avaliada considerando a correlação com os dados observados. Assim para a velocidade média mensal do vento, o erro relativo ao valor observado foi menor que 10%.

Benelli et al. (2009) compararam os dados obtidos pela Companhia Paranaense de Energia no "Projeto Ventar", concluído em 1999, com os dados obtidos durante o "Desenvolvimento e Validação de Nova Metodologia para Avaliação Técnico Econômica de Empreendimentos Eólicos", concluído em 2007, também pela mesma companhia. Essa nova metodologia inclui o uso de tecnologias inovadoras no processo de mapeamento, incluindo a avaliação preliminar da energia eólica, e na seleção de áreas promissoras, usando simulação numérica com modelos de mesoescala, modelos de terreno e imagens de sensoriamento remoto de alta resolução. Segundo os autores a nova metodologia oferece maior precisão e confiabilidade na estimativa da geração eólica e na identificação das melhores áreas para a implantação de usinas eólicas. Este estudo apresenta resultados preliminares da metodologia adotada para elaborar o Atlas da Energia Eólica do Estado do Paraná, que será a primeira referência a buscar informações e identificação das melhores áreas para a criação de projetos voltados para a implantação de usinas eólicas.

Uma descrição climática precisa depende de uma rede de observação regional abrangente, característica que muitas vezes não está disponível. Nestes casos, o uso da modelagem

atmosférica de mesoescala pode fornecer uma análise em larga escala com características regionais. Considerando as limitações existentes, esta abordagem pode ser usada para suportar uma classificação inicial e seleção de locais para projetos de parques eólicos. Visto esta problemática o trabalho publicado por Chagas et al. (2009) utilizou as condições iniciais de grande escala do banco de reanálise do NCEP nos 4 horários sinóticos (00, 06, 12 e 18 UTC - *Universal Time Coordinate*), para realizar simulações de vento com o modelo WRF. As simulações foram realizadas com resolução horizontal que varia entre 6 km e 1 km dependendo da complexidade do terreno, e 42 camadas na vertical. Os experimentos realizados mostram que o modelo é capaz de determinar a velocidade média mensal do vento, com um desvio dos dados observados geralmente abaixo de 5%.

Melo et al. (2009) realizaram seis simulações com o modelo RAMS como objetivo encontrar a melhor configuração para alguns dos parâmetros físicos do modelo atmosférico para a região do vale do rio Jaguaribe, localizado no Estado do Ceará. Um dos resultados encontrados nos testes de sensibilidade, foi que a configuração que utilizou a parametrização física para a turbulência proposta por Smagorinsky (1963), apresentou erro de instabilidade numérica, sendo descartada para o restante das análises.

Yim et al. (2009) combinaram dados observacionais e os modelos MM5 e CALMET acoplados para avaliar o potencial eólicos obre a região de Guangdong (sul da China) um período de três anos (2004-2006). O MM5 foi executado em modo aninhado com espaçamentos de grade de 40,5 km, 13,5 km, 4,5 km e1,5 km. O CALMET foi executado com espaçamentos de grade de 3 km. As simulações mostram que, a velocidade do vento é superior a velocidade de corte (~5 $m.s^{-1}$) das turbinas eólicas típicas em quase 70% do tempo em um ano.

Sun et al. (2009), a fim de estabelecer um sistema para a previsão de energia eólica, investigaram a questão da previsão da velocidade do vento para parques eólicos em áreas costeiras, e usaram o modelo RAMS para fazer a simulação da brisa terra-mar. Os perfis de vento apresentam grandes diferenças quando sopram do continente e do mar. O cisalhamento do vento é menor quando sopra do mar. Durante a previsão da velocidade

do vento para os parques eólicas costeiras, se houver brisa terra-mar, pode-se determinar o perfil do vento usando o método estatístico para corrigir a previsão do modelo.

Lazic et al. (2010) examinaram a aplicação e o desempenho do modelo atmosférico regional Eta para previsões de velocidade do vento para parques de energia eólica. Os autores realizaram dois conjuntos de previsões, um com uma grade aninhada de 3,5 km, centrada na usina de Nasudden, na ilha de Gotland-Suécia, e outro com resolução de 22 km, utilizado para as condições de contorno das rodadas aninhadas. As simulações do modelo Eta foram comparadas com o vento observado na estação de superfície e com o vento observado a 10 m. Os resultados do modelo foram comparados ainda com o vento a partir de observações nas torres aos níveis de 38, 54, 75 e 96 m. Os resultados mostram uma boa concordância com os dados medidos em superfície (10 m), sendo assim o modelo Eta é bastante útil como um guia meteorológico para a modelagem e previsão de energia eólica.

Lucena et al. (2010) também realizaram um estudo usando um *downscaling* de 50 x 50 km das projeções do modelo global inglês HadCM3 feito pelo modelo regional PRECIS para os cenários climáticos A2 e B2 do IPCC (International Panel for Climate Change). Neste estudo, constatou-se um aumento no potencial eólico brasileiro devido às Mudanças Climáticas Globais. Além disso, o estudo sugere o aumento do potencial eólico nas regiões costeiras, principalmente na costa do NEB.

As aplicações de avaliação de recursos de energia eólica requerem medidas precisas do vento. A maioria dos estudos publicados usou dados da rede de estação meteorológica existente operada por serviços meteorológicos. Devido ao custo relativamente alto das estações meteorológicas, a resolução da rede da estação meteorológica é grosseira para aplicações de energia eólica. Normalmente, estações meteorológicas estão instalam em locais de interesse específico, como aeroportos, portos e áreas com população de alta densidade. Devido a estas limitações Al-Yahyai et al. (2010) revisaram vários artigos que tratavam da utilização dos dados de vento de modelos numéricos de previsão do tempo para a avaliação das aplicações dos recursos de energia eólica, e a partir dessa avaliação, constataram que os dados de vento derivados dos modelos de previsão numérica do tempo

foram tendenciosos, ou seja, a maioria dos estudos mostrou uma subestimação de aproximadamente 5% da velocidade do vento especialmente próximo à superfície. Segundo os autores, limitações como a formulação do modelo, a simplificação da física e as incertezas do estado inicial e das condições de contorno lateral e de superfície podem comprometer a confiabilidade dos dados de saída do modelo.

Ren (2010) propôs uma relação genérica da lei de potência entre o aquecimento global e a energia eólica utilizável (lei de Betz). Foram realizadas simulações com oito modelos climáticos globais acoplados oceano-atmosfera CGCMs (Coupled Global Climate Models), do Projeto de Intercomparação de Modelos Acoplados do WCRP (World Climate Research Program). A partir dos parâmetros atmosféricos simulados, foi possível determinar o índice da lei de potência. As discussões foram centradas na China, tendo em vista que está se comprometeu a utilizar energia mais limpa no futuro. Os resultados apontam que a relação da lei de potência se mantém em todos os oito modelos climáticos e também que é independente da escala de tempo. Além disso, a redução das escalas de energia eólica com o grau de aquecimento concorda com uma relação genérica da lei de potência. Segundo o autor, é genérico para os CGCMs que as temperaturas mais elevadas podem levar a uma circulação atmosférica mais fraca, não apenas na China, mas também em muitas regiões de latitude mais elevada. Vale salientar que as características geográficas como o ângulo de inclinação e os aspectos da superfície da terra são assumidas para mudanças em uma escala de tempo muito mais longa do que as mudanças climáticas transitórias de origem antropogênicas. De acordo com o autor, repetindo essas análises com maior resolução do modelo, provavelmente, a estimativa do índice de potência irá melhorar, mas é improvável que anule a relação da lei de potência proposta.

Constantinescu et al. (2011) apresentaram uma estrutura computacional para a integração do modelo WRF no desempenho de formulações de unidades estocásticas do compromisso/economia, que representa a incerteza de energia eólica. O modelo foi melhorado com uma estratégia de quantificação baseada em um conjunto de incerteza implementada em uma arquitetura computacional de memória distribuída em paralelo. Os resultados desse estudo indicam que a simulação usando previsões do WRF e informações de incerteza são fundamentais para alcançar níveis elevados de satisfação. Além disso, o

estudo ilustra um ajuste operacional, com dados reais, apontando vários problemas e limitações que não são encontradas em experimentos idealizados usando previsões artificiais e informações de incerteza. Além disso, os experimentos numéricos indicam que o custo computacional é relativamente grande para gerar previsões e informações de incerteza com uma frequência maior que 12 h.

MARCHI (2011) testou diversas combinações de parametrizações físicas de CLP e CLS para o WRF. Ele concluiu que o melhor cenário para estudo do vento em Alagoas são as mesmas parametrizações utilizadas neste trabalho (ACM2 para CLP e Monin-Obukhov para CLS). O autor menciona ainda que há uma variação de eficiência nas simulações entre estação seca e chuvosa, afirmando que durante o verão é recomendado adotar uma combinação diferente a citada. No entanto, para a estação chuvosa não ficou evidente qual convenção foi a mais eficaz, uma vez que neste período a diferença entre os resultados fornecidos pelo WRF e dados observados de vento são maiores em todas as mesorregiões de Alagoas.

Wang et al. (2011) abordam em seu estudo o rápido crescimento da energia eólica, bem como o aumento da geração eólica, requer pesquisas sérias em vários campos. Como a energia eólica depende das condições meteorológicas, ela é variável e intermitente em várias escalas de tempo. Assim, a previsão precisa da energia eólica é reconhecida como uma contribuição importante para a integração de energia eólica em grande escala. Os métodos de previsão de energia eólica podem ser usados para planejar o compromisso da unidade, agendamento e despacho pelos operadores do sistema e maximizar o lucro dos comerciantes de eletricidade. Este artigo fornece uma revisão na análise comparativa sobre os modelos de previsão mais importantes para Espanha, Dinamarca, Irlanda e Alemanha. Os resultados obtidos mostraram que não existe um modelo único que seja melhor em todos os casos e a precisão da previsão fica pior em terreno complexo. Além disso, o erro de previsão dos resultados aumenta com um horizonte de tempo maior. Os autores sugerem que uma das principais fontes de erros sejam os erros contidos nos dados de entrada utilizados pelos modelos.

Carvalho et al. (2012) avaliaram o desempenho do modelo WRF para diferentes conjuntos de configurações físicas para uma região de topografia complexa em Portugal que possui um alto potencial eólico. O objetivo foi simular o vento próximo da superfície, para diferentes esquemas de parametrização física da camada limite. Além disso, as influências da complexidade do terreno local e da resolução do domínio de simulação nos resultados do modelo também foram estudadas. Os dados de três estações de medição de vento localizadas na área de estudo foram comparados com os resultados. Dentro das opções testadas, os resultados mostram que o uso do relaxamento newtoniano da grade em simulações que não devem exceder um tempo de integração de 2 dias é a melhor configuração numérica, e o conjunto de parametrização composto pelos esquemas físicos MM5, Yonsei Universitye Noah são os mais adequados para estes locais de topografia complexa. Os resultados foram mais pobres em regiões com maior complexidade do terreno, principalmente devido às limitações dos dados do terreno fornecidos ao modelo. O aumento da resolução do domínio de simulação por si só não é suficiente para melhorar significativamente o desempenho do modelo. Os resultados sugerem que a minimização do erro na simulação do vento pode ser alcançada testando e escolhendo uma configuração numérica e física adequada para a região de interesse, juntamente com o uso de dados de terreno de alta resolução, se disponível.

Lima et al. (2012) descrevam o potencial eólico de cinco localidades do estado da Paraíba no NEB, de forma pontual, e avaliaram a eficiência do modelo atmosférico de mesoescala Brazilian Developmentson the Regional Atmospheric Modelling System (BRAMS) para descrever a velocidade do vento. Utilizaram dados horários de velocidade e direção do vento a 10 m de altura das cinco estações climatológicas pertencentes ao Instituto Nacional de Meteorologia (INMET), bem como simulações numéricas realizadas para os meses de março e abril de 1977 e 1981. Os resultados mostraram que o modelo BRAMS foi capaz de reproduzir satisfatoriamente os ciclos mensais do vento, assim como a direção predominante. Os valores produzidos pelo modelo apresentaram alta correlação com os dados observados para o período analisado considerado a estação chuvosa na região. No entanto, o modelo subestimou a velocidade do vento, principalmente no período de estiagem.

Pinto et al. (2012) realizaram um estudo comparativo entre dados de velocidade do vento medidos em três torres anemométricas no Estado de Alagoas e simulações obtidas do modelo. Porém esta metodologia está limitada em função dos recursos computacionais que restringem a resolução temporal e espacial dos dados gerados. O modelo atmosférico BRAMS incorpora adequações na modelagem física com o intuito de representar da forma mais acurada os processos físicos da região tropical em que o Brasil está localizado. O modelo foi executado com duas resoluções horizontais diferentes (8x8 km e 2x2 km) para os meses de maio (período de chuvas) e novembro (estação seca) de 2008 e adotando diferentes parametrizações de camada limite, convecção, microfísica de nuvens e radiação. Os resultados indicam que o refinamento da resolução horizontal no modelo apresenta um limite de otimização que deve ser considerado, pois o tempo computacional é muito elevado para altas resoluções espaciais. Em algumas simulações realizadas ao longo do estudo as estimativas de vento apresentaram os valores dos desvios estatísticos maiores para a grade de 2 km. Nos casos em que os desvios foram menores na resolução de 2 km, essa melhoria foi pequena não chegando nem a 10%.

Lima et al. (2013) fizeram uma análise dos possíveis impactos de períodos com eventos de El Niño e La Niña no potencial eólico *offshore* no litoral do cearense. Foi utilizado o modelo de mesoescala RAMS inicializado a partir de dados de reanálise do NCEP, configurado com três domínios, sendo o terceiro com 2 km de resolução espacial. O período das simulações foi o mês de abril de 2008 (período chuvoso de La Niña); abril de 1998 (período chuvoso de El Niño); outubro de 2007 (período seco de La Niña) e outubro de 1997 (período seco de El Niño). Os resultados mostraram que mesmo em períodos com presença de eventos extremos (El Niño ou La Niña), a costa cearense apresenta valores de velocidade média do vento favoráveis à instalação de parques eólicos *offshore*.

No artigo publicado por Melo et al. (2013) é colocado o questionamento das previsões dos modelos atmosféricos de circulação geral (AGCMs) que apresentam uma resolução espacial entre 100 e 200 km para previsões climáticas sazonais. Para tomada de decisão ao nível regional/local, pelo estado ou pela sociedade civil, no entanto, há uma demanda por uma maior resolução nas previsões e cenários, já que a variabilidade espacial e temporal da precipitação associada com processos físicos não resolvidos em AGCMs

(circulações atmosféricas de mesoescala) pode afetar de forma significativa determinada atividade econômica. O setor de energias renováveis, especialmente a energia eólica, cujo crescimento no nordeste brasileiro tem sido acentuado, também requer informação de alta resolução espacial para planejamento de suas ações na escala da variabilidade climática sazonal, bem como para avaliação dos potenciais impactos das mudanças climáticas antropogênicas sobre a disponibilidade dos recursos energéticos renováveis na região.

O trabalho publicado por Pereira et al. (2013) avaliaram os impactos causados pelas mudanças climáticas sobre a energia eólica utilizando um modelo de previsão climática e análise de tendências ao longo de séries temporais climatológicas de locais selecionados com base na continuidade da aquisição de dados e controle de qualidade destes dados. Os dados observados e derivados do *downscaling* do modelo global HadCM3 (Hadley Centre - UK Met Office) pelo modelo atmosférico regional Eta, identificou o aumento de 15% a 30% no potencial eólico na maior parte do nordeste brasileiro para o cenário futuro A1B. Em alguns pontos, esse aumento chega a 100%. Já na região sul do Brasil, também foi identificado aumento, porém de forma menos acentuada, em torno de 20%. Segundo os autores, a partir destes resultados, é possível esperar que o impacto total das mudanças climáticas globais sobre a energia eólica nas regiões nordeste e sul do Brasil pode ser favorável à rentabilidade dos projetos eólicos existentes e futuros de ambas as regiões.

Ramos et al. (2013) investigaram o prognóstico do vento utilizando o modelo atmosférico WRF para o Estado de Alagoas. Com medições anemométricas realizadas no período de agosto/2007 a julho/2008, para três mesorregiões (Sertão, Agreste e Litoral). Verificou-se que a qualidade da previsão do vento realizada com o WRF é bastante satisfatória, principalmente no período seco do interior alagoano. Os prognósticos do vento na estação chuvosa do litoral apresentaram bias de 1,77 $m.s^{-1}$ e o erro quadrático médio (RMSE) de 3,61 $m.s^{-1}$, enquanto no período seco estes índices foram 0,98 $m.s^{-1}$ e 2,99 $m.s^{-1}$, respectivamente. No interior, estes indicadores atingiram desvio médio de -0,2 $m.s^{-1}$ e RMSE de 2,75 $m.s^{-1}$ nos meses secos, e desvio médio de -0,1 $m.s^{-1}$ e RMSE de 2,63 $m.s^{-1}$ no período chuvoso. Alguns aspectos do modelo WRF precisam ser melhor avaliados para aperfeiçoar a previsão na estação chuvosa, principalmente as parametrizações de microfísica de nuvens e de *cumulus*. Os índices estatísticos obtidos foram equivalentes, e

melhores em alguns casos, a outros estudos deste gênero, indicando que o WRF é uma boa ferramenta para previsão do vento.

Santos-Alamillos et al. (2013) avaliaram a sensibilidade do modelo WRF para diversos esquemas de parametrização e da representação do terreno no contexto de uma avaliação regional dos recursos eólicos. Como primeiro passo, foram avaliadas 32 configurações usando dois esquemas para parametrização de microfísica, *cumulus*, camada limite atmosférica, radiação de ondas curtas e ondas longas. O segundo passo, foi avaliar se estimativas do vento que foram obtidas dos vários experimentos com diferente resolução espacial (1, 3 e 9 km). As estimativas foram comparadas com dados de quatro estações, localizadas no sul da Espanha, que fornecem dados horários de velocidade e direção do vento a 40 m acima do nível do solo. Os resultados da primeira análise mostraram que a velocidade e direção do vento foram principalmente sensíveis aos experimentos com parametrização de camada limite atmosférica, com viés entre -15% e 10%. A segunda análise mostrou uma fraca influência da resolução espacial sobre os valores de desvio padrão dessas variáveis. Por outro lado, o viés dependia da morfologia do terreno e da resolução espacial, mas os valores absolutos tendem a ser muito maiores com uma resolução espacial menor. Verificou-se que a configuração das parametrizações física do modelo WRF teve pouco impacto nas estimativas de distribuição da direção do vento. Além disso, as estimativas de vento revelaram-se mais sensíveis à capacidade do WRF para representar a morfologia do terreno em torno da estação do que a própria resolução espacial do modelo.

Araujo et al. (2014) realizaram um estudo para avaliar o potencial eólico do estado do Ceará nos períodos chuvoso e seco em eventos de El Niño e La Niña. Para isso é utilizado o modelo de área limitada, RAMS, forçado pela reanálise ERA-Interim, para simular a densidade do ar e a velocidade do vento em diferentes níveis atmosféricos. Para avaliação do desempenho do modelo, os dados simulados de velocidade do vento foram comparados com dados observados a 10 m da superfície em estações operadas pelo INMET. Adicionalmente, mapas mensais de velocidade média a 50 m da superfície foram feitos, classificando o potencial eólico de acordo com o National Renewable Energy Laboratory (NREL). Os resultados mostraram que o modelo superestimou os dados

observados sendo que o índice de concordância ou Wilmott e o coeficiente de correlação apresentam valores que variam de moderado (0,40 < r < 0,69) a forte (0,70 < r < 0,89). Através do conjunto de índices estatísticos ainda foi possível extrair queo desempenho do modelo é melhor nos semestres mais chuvosos e/ou em período de ocorrência do fenômeno La Niña. Com relação à avaliação do potencial eólico, notou-se que em ocorrência de ENOS positivo há uma condição mais favorável de geração de energia do que em evento de ENOS na fase fria, principalmente na região litorânea do estado do Ceará.

Pinto et al. (2014) realizaram um estudo comparativo entre os dados observados em duas torres anemométricas instaladas no estado de Alagoas, com estimativas de vento produzidas em simulações numéricas realizadas com o modelo de mesoescala BRAMS. Com o intuito de investigar a influência do refinamento da resolução horizontal e do aninhamento de grades na confiabilidade das estimativas de vento. O estudo foi realizado para as duas estações sazonais características da região: estação chuvosa (maio/2008) e seca (novembro/2008). Os resultados mostraram que houve um aumento na confiabilidade das estimativas da velocidade do vento quando a resolução horizontal passou de 8 km para 2 km. O ganho em confiabilidade foi mais significativo no município de Girau do Ponciano, localizada no interior e que sofre menor influência do fenômeno de brisa marítima. O aumento da resolução horizontal para valores abaixo de 2 km não produziu redução importante dos desvios observados na estimativa da velocidade do vento pelo modelo na configuração adotada neste estudo. Os resultados demonstram a importância da aquisição de dados de campo para a investigação da confiabilidade, e ajuste das configurações e parametrizações inseridas em modelos numéricos, utilizados para estimar ou prever a disponibilidade de energia eólica em uma região específica.

Silveira et al. (2014) avaliaram a técnica de previsão de tempo por conjuntos (ensemble) para a região nordeste do Brasil utilizando-se o modelo regional RAMS, inicializado com dados do modelo de circulação geral atmosférico (MCGA) do CPTEC. Os métodos empregados para geração dos conjuntos de previsão consistem na utilização de diferentes parametrizações físicas e esquemas de relaxamento newtoniano para cada rodada do modelo, e na perturbação das condições iniciais. Esses métodos são avaliados utilizando-

se análises do MCGA e dados das estações meteorológicas automáticas localizadas no estado do Ceará. As perturbações nas condições iniciais para o ENSCI (Ensamble de Condição Inicial) e ENSCI-FRONT (Ensamble de Condição Inicial e Fronteira) são geradas com base no método *lagged average forescasting* a partir de execuções anteriores do modelo válidas para o horário e região de estudo, e incluídas nas componentes horizontais do vento de modo a apresentarem um desvio padrão de 5 $m.s^{-1}$. Os resultados mostram que as médias das previsões para o ENSCI-FRONT e ENSFI apresentam melhores resultados do que a previsão não perturbada para a maioria das grandezas físicas analisadas (pressão em superfície, temperatura, vento em 10 m e precipitação acumulada). Para a grandeza vento houve uma boa representação pelas duas técnicas de previsão por conjuntos, principalmente para sua intensidade, o que sugere a aplicabilidade da metodologia de ensemble para a previsão do vento.

Tuchtenhagen et al. (2014) apresentaram uma proposta de trabalho desenvolvida e aplicada a avaliar o potencial eólico para o Brasil durante um ano. Os dados necessários para elaborar o mapeamento e a avaliação do potencial eólico, durante o ano de 2011, foram produzidos, de hora em hora, com o processamento do modelo de mesoescala WRF. Como conclusão geral da análise realizada, foram caracterizadas algumas regiões do país, localizadas próximas do litoral do nordeste e sul do país, que se apresentam como locais marcadamente favoráveis à instalação de parques eólicos. Entretanto, aponta-se, também, que há diversas outras áreas esparsas sobre o país que podem ser indicadas como locais com grande potencialidade energética.

Lira et al. (2016) desenvolveram um trabalho com o objetivo estimar o perfil eólico do estado do Piauí por meio de simulações computacionais através do modelo atmosférico BRAMS para o período de agosto de 2012. O estudo mostrou que embora a região costeira seja notadamente favorável ao aproveitamento de energia eólica, a região serrana também aparece como propícia devido ao aspecto da altitude elevada. Foi possível ainda destacar o campo vetorial do vento e as zonas de maior potencial eólico através de mapas gerados, e assim se mostrar uma ferramenta útil também no estudo de implementação de impedimentos eólicos no estado. As simulações foram realiza somente para o mês de agosto, no entanto os autores sugerem para estudos futuros realizar simulação anual e

comparar o desempenho da modelagem com dados observados de intensidade e direção do vento.

Lyra et al. (2016) apresentaram resultados provenientes do projeto PVPN (Previsão do Vento em Parques Eólicos no Nordeste Brasileiro) que foi elaborado com o objetivo de desenvolver uma metodologia para a previsão de curto e médio prazo da energia do vento em parques eólicos, adequada a região nordeste brasileira. Apresentaram resultados obtidos em uma campanha intensiva onde, medidas anemométricas e micrometeorológicas incluindo os fluxos turbulentos foram coletadas. Tais medições quando comparadas as simulações do WRF para a velocidade do vento, velocidade de fricção e os fluxos de calor sensível e de calor latente, mostraram que o modelo representou bem os ciclos diários das quatro variáveis com coeficientes de correlação entre 0,79 e 0,94. As estimativas da velocidade do vento foram muito boas com uma diferença de apenas 10,55%. A estimativa das demais variáveis foi de razoável a ruim.

Mattar e Borvaran (2016) apresentam a primeira estimativa do potencial de energia eólica *offshore* para a costa central do Chile. Para isso utilizaram dados de velocidade do vento provenientes de estações *in situ* e reanálise do ERA-Interim que foram usados para executar o modelo WRF. As simulações de campo de vento foram realizadas em diferentes alturas (20, 30, 40 e 140 m) e uma resolução espacial de 3x3 km para o período de 1º de fevereiro de 2006 a 31 de janeiro de 2007, que compreendeu toda a série de dados *in situ* disponível. Os resultados mostram um erro quadrático médio (RMSE) e coeficiente de determinação (r^2) de 2,2 e 0,55 $m.s^{-1}$ respectivamente, para as três alturas simuladas em comparação com dados *in situ*. Com base nos dados de vento simulados, a energia eólica para esta área de estudo foi estimada em ~1000 Wm^{-2} a uma altura de 140 m. Para uma turbina eólica típica de 8 MW, o fator de capacidade estimado excede 40%, com uma geração média anual de ~30 GWh. A energia eólica *offshore* no Chile é uma fonte emergente de energia renovável e essas estimativas ajudam a preencher algumas lacunas do conhecimento sobre o verdadeiro potencial de energia renovável do Chile.

Silva Jr. et al. (2016) apresentaram um estudo avaliativo das atualizações de topografia, uso do solo e velocidade de fricção realizadas no modelo atmosférico WRF, e

comprovaram sua eficiência em simular os padrões de velocidade e direção do vento utilizando medições da estação anemométrica de Maragogi no litoral do estado de Alagoas, durante o período de agosto/2007 a julho/2008. O mês de maio/2008 apresentou os menores índices de coeficiente de correlação. As atualizações realizadas resultaram em melhorias no coeficiente de correlação para a velocidade do vento de 0,15 para 0,61, contudo está melhoria não foi percebida para a direção do vento. Pode-se destacar também o fato que a topografia e a velocidade de fricção foram as variáveis que mais influenciaram nas simulações, tendo em vista que a pouca diferença entre a condição padrão do modelo e atualizada com relação ao uso do solo. As medições e simulações realizadas para 30 m de altura no município de Maragogi, apontaram velocidade média do vento de 5,27 $m.s^{-1}$ (OBS) para o mês de maio/2008, enquanto que as simulações superestimaram a velocidade média de 6,25 $m.s^{-1}$ (wrf_new) e 5,97 $m.s^{-1}$ (wrf_old). Em geral concluíram que houve melhora nas simulações quando implementadas as atualizações no modelo.

Tornam-se cada vez mais decorrentes estudos levantando questionamentos sobre as possíveis mudanças nos padrões atmosféricos em grande escala, consequentemente os ventos próximos da superfície também devem ser afetados por tais mudanças. Podendo assim, ser alterada a disponibilidade de recursos eólicos em escala regional (GONZALEZ et al., 2017). Neste contexto, os autores Gonzalez et al. (2017) utilizaram o modelo WRF para realizar uma regionalização dinâmica no Arquipélago das ilhas Canárias (Espanha), utilizando a técnica de aquecimento pseudo-global para calcular as condições iniciais e contorno de dados de reanálise e das mudanças nas médias mensais obtidas a partir das simulações de quatorze modelos climáticos globais incluídos no projeto CMIP5 (Coupled Model Intercomparison Project Phase 5). As projeções de vento médio, densidade de energia eólica foram obtidas para duas décadas futuras (2045-2054 e 2090-2099) para dois cenários diferentes de gases de efeito estufa (RCP4.5 e RCP8.5) e os resultados foram comparados com os dados da década 1995-2004. Mudanças estatisticamente significativas no recurso eólico foram encontradas em algumas áreas, principalmente durante o verão. A maioria dessas áreas corresponde a zonas onde atualmente estão instalados parques eólicos no Arquipélago das Ilhas Canárias.

Os autores Jong et al. (2017) abordam as questões das proporções da energia eólica em uma rede elétrica que tradicionalmente depende da hidroeletricidade. Espera-se que a energia eólica no NEB gere 57% do fornecimento de eletricidade desta mesma região até 2020. Como a precipitação no NEB é suscetível às mudanças climáticas, prevê-se que a energia eólica possa substituir a perda de disponibilidade hidroelétrica. No estudo o modelo WRF foi utilizado para simular a velocidade do vento para o ano 2014, e assim, estimar a energia eólica no NEB. O modelo foi executado com dois domínios de 30 e 10 km, respectivamente. A geração eólica total e a curva de carga líquida agregada do NEB são estimadas para o aumento das penetrações de vento, usando a implantação planejada de parques eólicos na região como linha de base. A penetração máxima de energia eólica na região é estimada em aproximadamente 50% antes que quantidade significativa de energia precise ser reduzida ou exportada para outras regiões brasileiras. Verificou-se que a geração de energia eólica dos parques eólicos costeiros da região se correlaciona melhor com as variações horárias e mensais da curva de carga do subsistema do nordeste. Por outro lado, parques eólicos no interior dos planaltos elevados do nordeste normalmente geram mais energia durante a noite, mas têm maiores fatores de capacidade.

Mariano et al. (2017 compararam o modelo BRAMS mediante dados observados e de reanálises geradas pelo ERA-Interim, no intuito de validar a simulação do vento resolvida pelo modelo. Essas informações são de grande utilidade em estudos prévios nos projetos de parques eólicos. Para verificação foram escolhidas três torres anemométricas com medições em três níveis (10, 30 e 70 m) no estado da Paraíba, a comparação foi realizada durante o mês de outubro de 2010, o modelo foi executado com uma resolução horizontal de 3 km. Os resultados evidenciam que o modelo BRAMS simulou de forma satisfatória os dados reais, para todo o período de estudo, obtendo correlações significativas de 99%.

Oliveira e Souza (2017) realizaram um estudo para o mês de setembro de 2010, no qual foram comparados dados de velocidade do vento coletados a partir de sensores instalados em torres anemométricas padronizadas para estudos eólicos com dados simulados pelos modelos BRAMS e WRF. As torres estão localizadas nas mesorregiões do Agreste, Borborema e Sertão do estado da Paraíba. Os resultados revelaram que para o Agreste o WRF acompanha as variações de velocidade média do vento, ao passo que para a

Borborema e o Sertão os ciclos reproduzidos pelo BRAMS mostraram-se mais próximos dos ciclos observados. De acordo com a análise estatística, os maiores desvios foram encontrados na Serra da Borborema e os menores no Agreste, ambos com uso do WRF. De modo geral, os dados observados e simulados pelos modelos apresentam uma forte correlação com significância estatística de 99% de acordo com o teste estatístico aplicado.

No estudo realizado por Penchah et al. (2017), mais uma vez é abordada a importância dos modelos atmosféricos de mesoescala para estudos de energia eólica, tendo em vista que realizar uma avaliação destes recursos com torres anemométricas para fazer medições pode não ser viável devido ao custo ou restrições de tempo. Os autores realizaram experimentos numéricos com o modelo WRF para avaliar o campo de vento sobre o leste do Irã. A parametrização física da camada limite atmosférica desempenha um papel importante na estrutura do campo de vento simulado em baixos níveis. Por isso, é essencial avaliar os diferentes esquemas de parametrização da camada limite atmosférica (do inglês *Planetary Boundary Layer* - PBL) na área de estudo e assim obter uma redução de erros nas simulações. Os esquemas avaliados foram: ACM2, MYJ, MYNN2.5, QNSE e YSU para o período de em julho e dezembro de 2007. O esquema MYJ mostrou o melhor desempenho para a área de Fadeshk. Em seguida, realizaram simulações para todo o ano de 2007. A distribuição do vento durante 2007 foi bem simulada com este esquema PBL, embora tenha mostrado superestimações entre 3 da manhã e 8 da noite e a subestimação das 8 da noite e às 3 da manhã. Os erros relativos para o parâmetro de forma, parâmetro de escala, média de distribuição e energia eólica foram avaliados em a 13,2%, 5,54%, 4,85% e 0,47%, respectivamente. No geral, o modelo tem um bom desempenho na simulação de parâmetros de energia eólica nesta área.

Surussavadee (2017) também avaliou os diferentes esquemas de parametrização da CLP no modelo WRF para simular ventos de próximos a superfície no nordeste da Tailândia. Para avaliação dos resultados foram utilizados dados horários de velocidades e direção do vento observadas a 65 e 90 m de altura durante 3 meses. Como condições iniciais e contorno foram usadas as análises do NCEP e as simulações foram reiniciadas a cada 12 h com períodos de *spin up* de 6 h. Os campos de vento WRF com resolução espacial de 5 km foram usados para avaliação de precisão. As interpolações verticais para velocidade

e direção do vento são logarítmicas e lineares, respectivamente. Os resultados mostram que as precisões de simulação são sensíveis ao esquema CLP. O esquema Bretherton e Park (UW), juntamente com o esquema revisado de camada superficial Monin Obukhov MM5 e o modelo de superfície terrestre Unally Noah, apresentaram os melhores resultados. As velocidades de vento simuladas da UW mostraram boa concordância com as observações em ambos os níveis de altura e têm boa utilidade para velocidades do vento acima de 2 $m.s^{-1}$.

O interesse pela quantificação da velocidade do vento tem aumentado junto com a necessidade de melhor aproveitar esse recurso na geração de energia eólica. Isso fica evidente diante dos trabalhos citados nesta revisão. Vários métodos vêm sendo utilizados nos últimos tempos para avaliar o comportamento do vento a fim de fornecer informações úteis para o setor energético, onde vemos um aumento significativo no uso dos modelos numéricos de mesoescala.

4. DADOS E METODOLOGIA

Neste trabalho foi adotada uma abordagem baseada na combinação entre a modelagem atmosférica de mesoescala com o modelo WRF e observações realizadas em estações meteorológicas automáticas da rede de estações do INMET em operação no NEB. Também, foram disponibilizados dados de estações anemométricas de alguns parques eólicos em operação, buscando uma análise conjunta das informações obtidas nesta pesquisa.

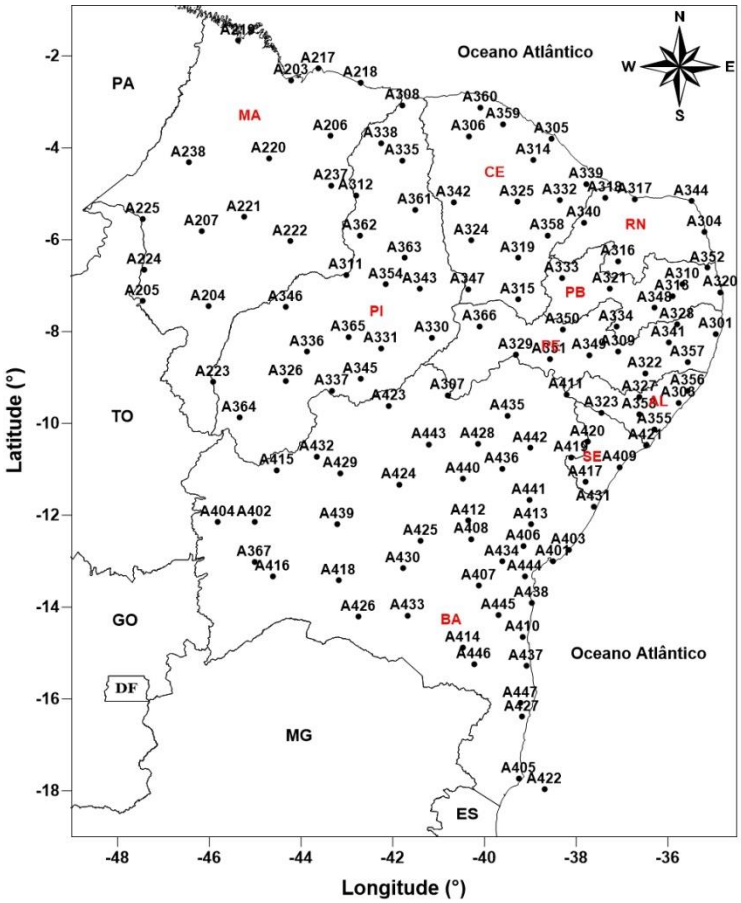
4.1 Dados observacionais

Os dados utilizados foram observações médias horárias de velocidade do vento e totais de precipitação diários para um período de nove anos, janeiro de 2005 a dezembro de 2013, coletados em estações distribuídas em toda a região NEB. No total de 121 estações meteorológicas automáticas de superfície operadas pelo INMET, Figura 4.1. Devido à grande quantidade de falhas nos primeiros anos de medições das estações meteorológicas automáticas optou-se por usar a série de dados a partir do ano de 2008, sendo assim um total de seis anos de dados para realizar o estudo.

As estações meteorológicas possuem sensores para medição de parâmetros meteorológicos como pressão atmosférica, temperatura, precipitação, vento, radiação solar, entre outras. As medições da velocidade do vento observado em cada uma das estações, foram realizadas a 10 m acima do nível do solo, como recomenda a Organização Meteorológica Mundial (OMM).

Estes dados passaram por uma qualificação que consistiu em analisar os arquivos estruturalmente realizando uma análise exploratória uma vez que alguns fatores podem afetar a confiabilidade dos dados medidos por equipamentos automáticos como os anemômetros. A interrupção da alimentação do sensor, ocorrência de descargas elétricas, mudanças no ambiente onde está localizado o equipamento são exemplos que afetam a qualidade dos dados observados (LIMA, 2015; PES, 2015).

Figura 4.1 - Distribuição espacial das estações meteorológicas localizadas no NEB. Um total de 121 EMAs do INMET estavam disponíveis para o estudo.



Fonte: Produção autor.

4.1.1 Controle de qualidade dos dados observados

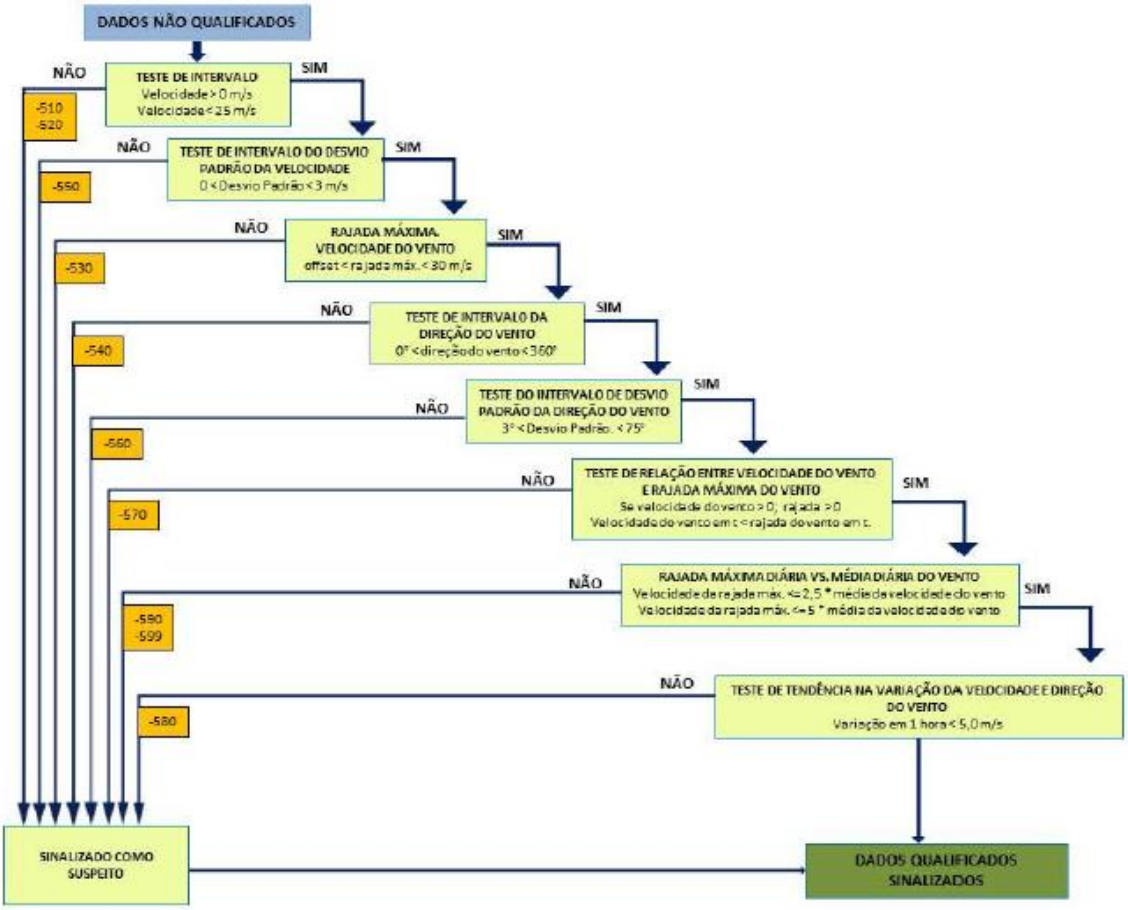
O controle de qualidade foi aplicado aos dados observados de direção e velocidade do vento, tal controle tem o propósito de minimizar as incertezas devido à inconsistência nos dados causada por falhas na amostragem e manipulação do banco de dados. Dessa forma, todas as análises e resultados gerados neste estudo são referentes apenas aos dados aprovados na qualificação.

Os critérios adotados para o controle de qualidade foram baseados e adaptados do Wind Resource Assessment Handbook (National Renewable Energy Laboratory - U. S. Department of Energy), do Meteorological Monitoring Guidance for Regulatory

Modeling Applications (EPA - Environmental Protection Agency) e da Rede SONDA - mantida pelo CCST/INPE, conforme descrita por Pes (2015).

O procedimento de controle de qualidade assume que a velocidade do vento pode variar entre 0 e 25 $m.s^{-1}$; deve apresentar variabilidade maior que 0,1 $m.s^{-1}$ em períodos de três horas consecutivas e maior que 0,5 $m.s^{-1}$ em doze horas consecutivas. A direção do vento deve variar pelo menos 1° em períodos de três horas consecutivas e mais que 10° em dezoito horas consecutivas. A Figura 4.2 apresenta a estrutura do controle de qualidade empregado nas séries temporais utilizadas nesse trabalho.

Figura 4.2 - Fluxograma representativo do algoritmo empregado para qualificação dos dados de direção e velocidade do vento.



Fonte: Pes (2015).

4.2 Determinação das regiões homogêneas

O estudo de regiões homogêneas é uma etapa fundamental deste trabalho devido ao número significativo de estações meteorológicas automáticas envolvidas na região de estudo (NEB). Uma das etapas fundamentais na análise de estudo de frequência regional de uma determinada variável é o agrupamento de estações, ou séries temporais, com características similares. Isso pode ser feito a partir da identificação de regiões homogêneas (HOSKING; WALLIS, 1997).

A hipótese da homogeneidade supõe que as distribuições de frequência dos dados de estações meteorológicas localizadas em regiões homogêneas são aproximadamente as mesmas. As regiões podem ser agrupadas de diferentes formas: por conveniência geográfica, particionamento subjetivo, particionamento objetivo e análise de cluster (PES, 2015).

Dentre os diversos métodos de estudo de uma região homogenia existentes, neste estudo escolheu-se o método de Análise de Agrupamento (AA), por ser um método amplamente utilizado na literatura científica (LIMA, 2015; PES, 2015). Além disso, a AA ou "*Cluster Analysis*" é uma técnica de análise multivariada baseada nas características dos dados em uso para a identificação das regiões homogêneas considerando um critério de seleção predeterminante (SILVA, 2011).

4.2.1 Análise de agrupamento

O objetivo principal do uso de análise de agrupamento foi dividir o NEB em regiões similares do ponto de vista do recurso eólico e com isso procurar estabelecer a melhor configuração para o modelo WRF, isto é, as melhores parametrizações aplicadas a cada região homogênea.

O método utiliza uma matriz de dados organizada da seguinte forma: as linhas são compostas pelas estações meteorológicas e as colunas pelas médias dos meses de todo o período, ou seja, uma matriz de (estações x meses). Nesta matriz também foram incluídas as coordenadas de posição geográfica de cada estação. Para o agrupamento, foi aplicado

o método hierárquico de Ward (1963), também empregado por Lima et al. (2010), Paixão et al. (2011) e Lima (2015). A função de agrupamento utilizada foi a Distância Euclidiana que é a soma dos quadrados das diferenças (HAIR et al., 2005). Para a definição dos agrupamentos, foi feito o cálculo da média mensal da velocidade do vento e da precipitação para todas as estações meteorológicas que passaram no teste de qualificação.

O número de grupos homogêneos e as estações contidas em cada um deles foram determinadas de forma subjetiva através de um corte transversal no dendrograma.

4.3 Modelagem atmosférica em mesoescala: WRF

Para desenvolver esta pesquisa foi utilizada a versão 3.6 do modelo atmosférico de mesoescala WRF. Trata-se de um modelo não hidrostático de previsão numérica de tempo e clima.

O desempenho para realizar as previsões foi primeiramente avaliado por meio de testes de sensibilidade utilizando as diferentes parametrizações dos processos atmosféricos e comparação das estimativas fornecidas com observações realizadas em algumas das estações meteorológicas automáticas do INMET para o NEB, como será descrito no a seguir.

4.3.1 Teste de sensibilidade das parametrizações físicas do WRF

O modelo WRF foi configurado para os testes de sensibilidade de alguns esquemas de parametrizações físicas e aplicadas a cada domínio, domínios estes obtidos através da concordância da AA. No WRF é permitida a escolha de diferentes esquemas parametrizações numéricas para os diferentes processos físicos na atmosfera que ocorrem numa escala espacial menor que a resolução horizontal estabelecida para a execução do modelo. O modelo WRF possui uma configuração padrão (configuração *default*), descrita na Tabela 2.1, que é utilizada para qualquer execução após sua instalação se o usuário não indicar alterações desejadas.

Os testes avaliaram a confiabilidade da previsão da velocidade do vento em função de parametrizações para quatro processos físicos: Radiação, Microfísica, Convecção

Profunda (*cumulus*) e Camada Limite Planetária (CLP), mantendo a parametrização de camada superficial e esquema de superfície na configuração *defaul* do WRF. Os esquemas de parametrização da camada superficial e processos de superfície não foram testados, pois, como mencionado anteriormente, influenciam mais os fluxos de calor, umidade da atmosfera e solo.

Na Tabela 4.1 estão especificadas as diferentes parametrizações utilizadas neste estudo para cada processo físico. Tais esquemas de parametrizações físicas foram escolhidos levando-se em conta a revisão de literatura realizada (capítulo 3), onde se verificou quais parametrizações foram adotadas para o WRF, principalmente em estudos para o NEB, por exemplo: Oliveira (2013), Ramos et al., (2013), Lima (2015) e Mattar e Borvaran (2016).

Tabela 4.1- Parametrizações físicas utilizadas para realizar os testes de sensibilidade.

Parametrizações Físicas	Tipos de Parametrizações			
Microfísica	WSM3	WSM6	Lin	Thompson
Radiação Onda Longa	RRTM	RRTMG	New Goddard	
Radiação Onda Curta	Dudhia	RRTMG	New Goddard	
Convecção (*cumulus*)	Kain-Fritsch	Grell-3D	Betts-Miler	Desligada
Camada Limite Planetária	YSU	MYJ	MYNN 2,5	ACM2

Fonte: Produção autor.

Para os processos radiativos na faixa de ondas longas optou-se por trabalhar com três opções de parametrização: RRTM, RRTMG e New Goddard. O esquema RRTM (Rapid Radiative Transfer Method), desenvolvido pela Atmospheric and Environmental Research (AER) (MLAWER et al., 1997), tem sido utilizado em modelos de circulação geral e utiliza o método de correlação-k para transferência radiativa, permitindo cálculos de fluxos e taxas de resfriamento na região de ondas longas e cálculos de fluxos na região de ondas curtas para perfis atmosféricos em diversos tipos de condições atmosféricas (CAMPOS, 2015). O esquema numérico RRTMG descrito por Iacono et al. (2008), é uma nova versão do RRTM que inclui o método McICA (Monte-Carlo *independent column approximation*). O esquema New Goddard foi desenvolvido por Chou e Suarez (1994) onde são adotadas bandas múltiplas e inclui a camada de ozônio, definida em média climatológica do mês em causa.

Também foram realizados testes de sensibilidade dos esquemas de parametrizações físicas da radiação de onda curta, sendo eles: Dudhia, RRTMG e New Goddard. Os esquemas de RRTMG e New Goddard são utilizados em conjunto com os mesmos para parametrização da radiação de onda longa, já o esquema de Dudhia é um esquema simples de integração da radiação descendente (vindo do modelo de mesoescala MM5) é utilizado em conjunto com a parametrização RRTM para radiação de ondas longas.

A parametrização de microfísica é responsável por resolver, explicitamente, os processos de formação e crescimento dos hidrometeoros da fase líquida e sólida, formados a partir da saturação das parcelas de ar ascendentes (SKAMAROCK et al., 2008). Para este trabalho, três parametrizações de microfísica foram selecionadas, além da parametrização *default* (WSM3 - WRF Single Momente 3 classes). São elas, a WSM6 (WRF Single Momente 6 classes), a de Thompson et al. (2004) e de Lin et al. (1983). O esquema WSM6 inclui a parametrização de processos envolvendo seis classes de hidrometeoros, vapor d'água, chuva, neve, gelo e água de nuvem, *graupel*, e processos de fase mista. A parametrização de microfísica baseada em Thompson et al. (2004) foi desenvolvida com o intuito de melhorar a previsão de eventos de congelamento para alertas de segurança na aviação. Foi extensivamente testada e comparada, tanto em estudos de caso idealizados quanto em eventos reais e documentados a partir de observações realizadas durante o inverno em latitudes médias. A parametrização de Lin et al. (1983) é um esquema que inclui processos de gelo, neve e *graupel*. É apropriado para simulações de alta resolução.

A parametrização de convecção ou parametrização de *cumulus* tem por objetivo representar os fluxos verticais resultantes de correntes ascendentes e descendentes não resolvidas pelo modelo por ocorrerem em escalas menores do espaçamento de grade aplicado a simulação. Esta parametrização corresponde ao conjunto de equações responsáveis pela formação da componente convectiva da precipitação. Nesta pesquisa foram usadas três parametrizações de cúmulos disponíveis no WRF - Kain-Fritsch (*default*), Betts-Miler e Grell-3D e ainda a opção com nenhuma parametrização executada. A parametrização de Kain; Fritsch, (1990; 1993) utiliza um modelo de nuvem simples, com correntes de umidade ascendentes e descendentes, incluindo efeitos de interação com a atmosfera e uma microfísica relativamente simples. Grell 3D é um

aprimoramento da parametrização de Grell e Devenyi (2002) indicado para uso em simulações com alta resolução espacial. Os autores introduziram uma parametrização de cúmulos por conjunto em que múltiplos esquemas de convecção e variações são rodados simultaneamente para todos os elementos de malha, produzindo uma média dos resultados. A princípio, a média pode ser ponderada a fim de aperfeiçoar a parametrização, mas geralmente pesos iguais são atribuídos. Os esquemas são todos do tipo fluxo de massa, mas com diferentes parâmetros para correntes ascendentes e descendentes de entranhamento e desentranhamento e eficiência de precipitação. O esquema de parametrização convectiva desenvolvido por Betts-Miller é um esquema estático, do tipo ajuste convectivo, no qual a convecção profunda é vista como um processo termodinâmico consistindo em transporte de calor e umidade aos níveis superiores a fim de reduzir ou remover a instabilidade condicional. Neste tipo de esquema, existe um perfil crítico de umidade e temperatura para que o processo convectivo se inicie (OLIVEIRA, 2014).

O modelo WRF subdivide a parametrização de camada limite em três: camada superficial, modelo de solo-superfície (*Land Surface Model* - LSM) e camada limite planetária (CLP), que calcula as trocas turbulentas ao longo de toda a coluna vertical do modelo. Neste trabalho optamos por fazer a avaliação apenas com as diferentes parametrizações de CLP. Os experimentos numéricos também avaliaram quatro diferentes tipos de parametrizações físicas de CLP. Sendo o YSU (*Yonsei University Scheme*) a parametrização *default*, é um esquema de fechamento de 1ª ordem, não local, estima a profundidade da camada de mistura (ARW, 2012). A parametrização ACM2 (*Asymmetric Convective Model version* 2) possui esquema de fechamento de 1ª ordem, sendo uma modificação do modelo convectivo de Blackadar. Possui ambas as componentes local e não local para a mistura vertical descendente e ascendente, respectivamente (SILVA, 2013). Os esquemas de Mellor Yamada possuem duas opções: MYJ (Mellor Yamada Janjic *scheme*) operacional do modelo Eta com esquema de fechamento de energia cinética turbulenta local e equação prognóstica para a TKE (*Turbulence Kinetic Energy*); e MYNN2,5 (*Mellor Yamada Nakanishiand Niinolevel* 2,5) com esquema de fechamento local, derivado do antigo esquema Burk Thompson (ARW, 2012).

O esquema da camada superficial determina a velocidade de fricção e os coeficientes de troca que permitem o cálculo do aquecimento da superfície e dos fluxos de umidade nos modelos de solo-superfície. Neste trabalho foram calculados de acordo com a Teoria da Similaridade para todos os experimentos numéricos.

O modelo de solo-superfície Noah LSM (*Land Surface Model*) de quatro camadas inclui zona radicular, de evapotranspiração, drenagem do solo e escoamento superficial, e considera categorias de vegetação, fração e textura do solo. O esquema disponibiliza fluxos de calor sensível e latente para o esquema de CLP e foi utilizado em todos os experimentos realizados neste estudo.

A seguinte sequência foi adotada neste estudo para a avaliar as previsões da velocidade do vento sob a influências das parametrizações no NEB:

i) é realizada a simulação controle (ctl) no qual o modelo é executado com configuração *default* (Tabela 2.1) para cada um dos domínios;

ii) as simulações com cada uma das diferentes opções de parametrização para microfísica, radiação, CLP e *cumulus* com o modelo WRF foi configurado conforme as Tabelas 4.2 a 4.5 são realizadas separadamente mantendo as demais parametrizações *default*. Apenas uma parametrização é alterada em cada experimento do teste sensibilidade.

Tabela 4.2 - Configuração do modelo WRF para os experimentos numéricos de avaliação do desempenho das parametrizações de convecção (*cumulus*).

Nome Experimento	**Convecção (*cumulus*)**	Microfísica	Radiação Onda Longa	Radiação Onda Curta	Camada Limite Planetária
ctl	**Kain-Fritsch**	WSM3	RRTM	Dudhia	YSU
cum2	**Betts-Miler**	WSM3	RRTM	Dudhia	YSU
cum5	**Grell-3D**	WSM3	RRTM	Dudhia	YSU
cumD	**Desligada**	WSM3	RRTM	Dudhia	YSU

Fonte: Produção autor.

Tabela 4.3 - Configuração do modelo WRF para os experimentos numéricos de avaliação do desempenho das parametrizações de microfísica.

Nome Experimento	**Microfísica**	Convecção (*cumulus*)	Radiação Onda Longa	Radiação Onda Curta	Camada Limite Planetária
ctl	**WSM3**	Kain-Fritsch	RRTM	Dudhia	YSU
micro2	**WSM6**	Kain- Fritsch	RRTM	Dudhia	YSU
micro6	**Lin**	Kain- Fritsch	RRTM	Dudhia	YSU
micro8	**Thompson**	Kain- Fritsch	RRTM	Dudhia	YSU

Fonte: Produção autor.

Tabela 4.4 - Configuração do modelo WRF para os experimentos numéricos de avaliação do desempenho das parametrizações de camada limite planetária.

Nome Experimento	**Camada Limite Planetária**	Convecção (*cumulus*)	Microfísica	Radiação Onda Longa	Radiação Onda Curta
ctl	**YSU**	Kain- Fritsch	WSM3	RRTM	Dudhia
pbl2	**MYJ**	Kain- Fritsch	WSM3	RRTM	Dudhia
pbl5	**MYNN 2,5**	Kain- Fritsch	WSM3	RRTM	Dudhia
pbl7	**ACM2**	Kain- Fritsch	WSM3	RRTM	Dudhia

Fonte: Produção autor.

Tabela 4.5 - Configuração do modelo WRF para os experimentos numéricos de avaliação do desempenho das parametrizações de radiação de ondas longas e ondas curtas.

Nome Experimento	**Radiação Onda Longa**	**Radiação Onda Curta**	Convecção (*cumulus*)	Microfísica	Camada Limite Planetária
ctl	**RRTM**	**Dudhia**	Kain - Fritsch	WSM3	YSU
rad4	**RRTMG**	**RRTMG**	Kain - Fritsch	WSM3	YSU
rad5	**New Goddard**	**New Goddard**	Kain - Fritsch	WSM3	YSU

Fonte: Produção autor.

4.3.2 Simulações de previsão do vento com WRF

Os testes de sensibilidade permitiram estabelecer a configuração do modelo WRF para de cada uma das regiões homogêneas definidas na análise de agrupamento. Tanto nas simulações dos testes de sensibilidade como nas rodadas de previsão de velocidade do vento foram usados os dados do modelo global GFS (*Global Forecast System*) como condições iniciais. As saídas do modelo atmosférico global GFS do NCEP foram

utilizadas como condições iniciais e contorno no período compreendido nos anos de 2009 e 2012. Os dados apresentam resolução espacial de 1° e resolução temporal de 6 horas, e 64 níveis na vertical. O conjunto de dados de tipo de solo e uso do terreno utilizado é disponibilizado pela USGS, dividido em 24 categorias (USGS 24 - *category data*).

Todas as previsões com o WRF foram inicializadas as 18:00 UTC com horizonte de simulação de 30 horas utilizando as primeiras 6 horas como o tempo de ajuste do modelo (*spin up*).

4.3.2.1 Escolha período das simulações

Segundo Sauer et al. (2006), o Brasil oferece excelentes sítios para instalação de parques eólicos, sendo que as melhores áreas se encontram ao longo da costa e nas áreas altas do interior do país. O NEB é a área de maior foco para produção de energia por fonte eólica em função de ser uma área banhada por ventos praticamente constantes, os ventos alísios, como visto na seção 2.1 do capítulo 2.

Porém é sabido historicamente, que a região do NEB sempre foi afetada por grandes secas ou grandes cheias. Relatos de secas na região podem ser encontrados desde o século XVII, quando os portugueses chegaram à região (MARENGO et al., 2011). Diversos fatores contribuem para modular a variabilidade da precipitação sobre a América do Sul e áreas adjacentes como, por exemplo, a variabilidade da Temperatura da Superfície do Mar (TSM) do Oceano Pacífico tropical e do Atlântico. Normalmente, anomalias nas TSMs desses oceanos estão associadas a mudanças na circulação da atmosfera gerando assim um impacto direto no vento e, consequentemente no setor da energia eólica desta região do Brasil.

Outro fenômeno que afeta diretamente o recurso eólico no NEB está relacionado ao ENOS (El Niño Oscilação Sul) (DIAS; MARENGO, 2002). El Niño, fenômeno este caracterizado pelas alterações dos padrões normais da TSM (aquecimento) e dos ventos alísios na região do Pacífico Equatorial, entre a Costa Peruana e o Pacífico oeste, próximo à Austrália; altera o clima regional e global, mudando os padrões de vento em nível mundial afetando, assim, os regimes de chuva em regiões tropicais e de latitudes médias.

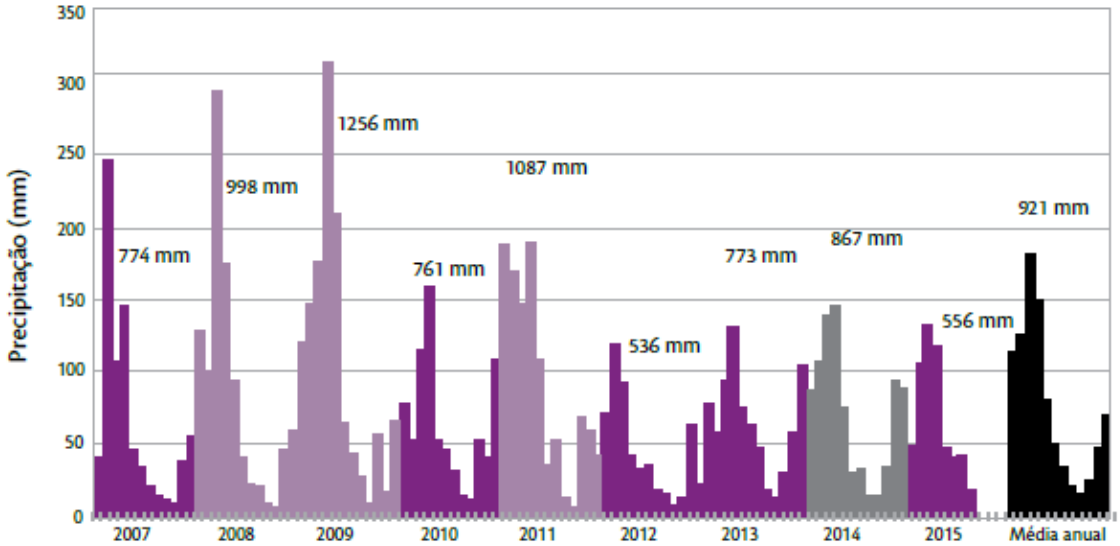
Em geral, episódios de El Niño e La Niña podem ser caracterizados como cíclicos; entretanto, não possuem um período estritamente regular reaparecendo, em média, em intervalos de 2 a 7 anos. Todavia, episódios de La Niña têm ocorrido em menor frequência de que o El Niño durante as últimas décadas. Xavier et al. (2003) entre outros autores, mostraram que os episódios El Niño e La Niña causam impactos sobre a precipitação do NEB, principalmente na quadra chuvosa (fevereiro-março-abril-maio - FMAM). Assim a variabilidade do clima semiárido do nordeste é fortemente afetada por eventos de El Niño, sendo os períodos de seca severa tendem a ocorrer durante anos de El Niño (RODRIGUES et al., 2011).

Kayano e Andreoli (2006) mostram que alguns anos secos ou chuvosos no NEB não dependem das fases do ENOS, ou seja, pode ocorrer seca com a presença do fenômeno La Niña ou Pacífico neutro e chuvoso durante um evento de El Niño. A Figura 4.3 mostra a distribuição intra e interanual das chuvas, ao longo do período 2007 a 2015, para a região do NEB, em roxo, cinza e lilás estão apresentados respectivamente os anos enquadrados abaixo, em torno e acima da média. O ano médio (climatologia mensal) é apresentado em preto.

No intuito de minimizar o tempo computacional das simulações do WRF e tendo em vista o discutido nesta seção analisamos as series históricas de precipitação para o NEB das EMAs do INMET utilizadas para realizar este estudo (2008 a 2013), assim como estudos publicados sobre esta temática. Opta-se por realizar as avaliações das previsões de velocidade do vento para o NEB para os meses de maio e novembro dos anos de 2009 e 2012, que são respectivamente os anos de maiores e menores valores médios de precipitação para a região estudada como um todo (Figura 4.3). A escolha dos meses de maio e novembro se deu por representarem um mês da estação chuvosa (maio) e seco (novembro). Porém sabe-se que dentro da região NEB essas estações (chuvosa e seca) ocorrem em diferentes épocas, tendo em vista que o NEB sofre efeitos de diferentes fenômenos atmosféricos que possuem suas características próprias, desta forma escolhemos o mês de maio por ser um mês que se encontra no meio ou final da estação chuvosa dependendo da região do NEB, a mesma lógica foi adotada para o mês da estação seca (novembro). A maior parte da precipitação anual observada sobre o semiárido

nordestino concentra-se em fevereiro-março-abril-maio (FMAM), enquanto que a estação chuvosa no litoral leste ocorre em março-abril-maio-junho-julho (MAMJJ) (SOUZA et al., 1998; SILVA et al., 2011).

Figura 4.3 - Distribuição intra e inter-anual das chuvas para a região NEB, no período de 2007-2015.



Fonte: Martins; Magalhães, 2015.

4.3.3 Extração de dados da saída do modelo WRF

Após os testes de sensibilidade e previsão do modelo WRF para o período em estudo foi realizada a extração dos dados, apenas dos pontos de grade mais próximos de algumas estações usadas nesta pesquisa. Os dados foram extraídos e concatenados de modo a formarem séries temporais para cada uma das estações. A leitura destes arquivos, assim como o desenvolvimento das rotinas computacionais e o processamento deste trabalho foi realizado utilizando os softwares MATLAB® e Surfer®. Foram extraídas todas as variáveis de superfície. Em seguida, foi realizada a sincronização entre os dados de saída do WRF e os dados observados. Todas as estações estavam referenciadas em horário UTC, assim como os dados modelados.

4.4 Análise Estatística

Uma das maneiras utilizadas para avaliar o desempenho dos modelos numéricos é a comparação das estimativas por eles fornecidas com os dados observados. De acordo com os estudos desenvolvidos por Weber et al. (1982), De Maria (2007), Cunha (2008) entre outros, a melhor forma de avaliar um modelo numérico é utilizando um conjunto de índices estatísticos, de forma que possam ser minimizados os erros de interpretação (LIMA, 2011). Neste estudo serão utilizadas as seguintes métricas estatísticas: do Erro Quadrático Médio (RMSE) e diferença do Viés ou Erro Médio (ME).

A Equação 4.1 foi utilizada para calcular o ME. Ele indica o erro sistemático, determinando se o modelo subestima ou superestima a velocidade do vento em relação aos valores observados em campo. Valores positivos significam que os dados modelados superestimam os valores reais; enquanto que valores negativos indicam que o modelo produz estimativas de velocidade do vento inferiores aos valores reais.

$$ME = \frac{1}{N}\sum_{i=1}^{N}(\phi_i - \phi_{0i}) \qquad \text{Equação 4.1}$$

onde ϕ_{oi} é o valor observado da variável no i-ésimo instante do tempo e ϕ_i é o valor da mesma variável produzida pelo modelo, correspondente ao mesmo instante de tempo do observado e N é o número de instantes de tempo da série.

O Erro Quadrático Médio (RMSE) é determinado pela soma dos quadrados das diferenças entre os resultados do modelo e as observações. Matematicamente o RMSE é expresso por:

$$RMSE = \left[\frac{1}{N}\sum_{i=1}^{N}(\phi_i - \phi_{0i})^2\right]^{1/2} \qquad \text{Equação 4.2}$$

Pode assumir qualquer valor positivo e tem a mesma unidade de medida das séries em estudo. Assim como o ME, quanto mais próximo de valor zero (0), maior a confiabilidade das estimativas fornecidas pelo modelo.

Essas medidas de desvios das estimativas do modelo são comumente expressas como frações percentuais em relação à média das observações, isto é, como valores relativos. Assim ME (%) e o RMSE (%) representam as razões entre os valores encontrados para os desvios e a média das observações, multiplicada por 100.

5. RESULTADOS: PARTE I - ANÁLISE ESTATÍSTICA DOS DADOS OBSERVADOS

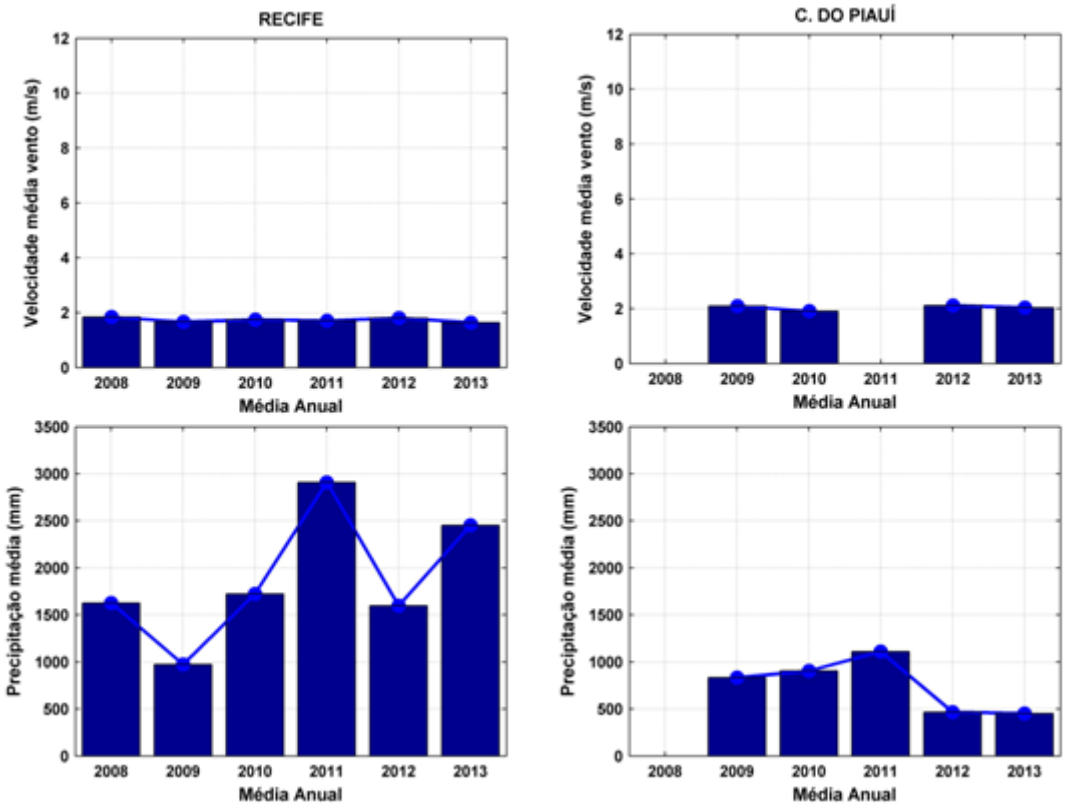
Este capítulo apresenta os resultados obtidos no desenvolvimento e aplicação da metodologia proposta para modelagem numérica e previsão dos recursos de energia eólica para o NEB incluindo as etapas de qualificação dos dados observados nas estações meteorológicas operadas pelo INMET na região e da análise de agrupamento para identificação de áreas similares sob o ponto de vista de recurso eólico.

5.1 Verificação da qualidade dos dados observados

Como descrito anteriormente o primeiro passo deste trabalho foi submeter os dados a um procedimento padrão de controle de qualidade já adotado internacionalmente para identificação de dados suspeitos de baixa confiabilidade e estações que apresentaram falhas de aquisição de dados por períodos muito longos. Um algoritmo computacional foi desenvolvido e aplicado para uma análise do conjunto de 121 estações. Estações com falhas de coleta de dados em mais de 70% para um determinado ano foram descartadas com o objetivo de evitar a erros sistemáticos nas análises estatísticas e falta de representatividade de estações específicas do ano.

Após o uso dos algoritmos computacional, as médias anuais, mensais, diárias e horárias para cada uma das estações meteorológicas automáticas foram calculadas. A Figura 5.1 apresenta dois exemplos sendo que a estação de Recife apresentou dados satisfatórios (Figura 5.1a) para todo o período de 2008 a 2013, enquanto que a estação Castelo do Piauí apresentou com falhas de aquisição e dados suspeitos por um longo período nos anos de 2008 e 2011 (Figura 5.1b) para as variáveis de velocidade do vento e precipitação. Observou-se que apenas o uso do procedimento computacional não é suficiente para identificação de problemas na aquisição de dados tornando necessária uma análise mais cuidadosa por meio de inspeção visual de variabilidade dos dados observados em campo. O procedimento de controle de qualidade dos dados resultou em 13 estações meteorológicas descartadas do estudo. Assim, 108 estações foram selecionadas para serem utilizados na AA (Tabela A.1-Anexo A).

Figura 5.1 - Média total anual da velocidade do vento e precipitação acumulada para o período em estudo para a verificação dos dados: (a) Recife-PE e (b) Castelo do Piauí-PI.



(a) (b)

Fonte: Produção autor.

5.2 Discussão dos resultados obtidos para as regiões homogêneas

Com o intuito de investigar a melhor metodologia para identificação das áreas no NEB com características similares sob o ponto de vista de caracterização do recurso eólico, um estudo foi realizado utilizando três metodologias distintas:

i. Metodologia 1. Utilizando apenas dados observados de velocidade do vento;

ii. Metodologia 2. Utilizando apenas dados observados de precipitação;

iii. Metodologia 3. Utilizando dados observados de velocidade do vento e de precipitação.

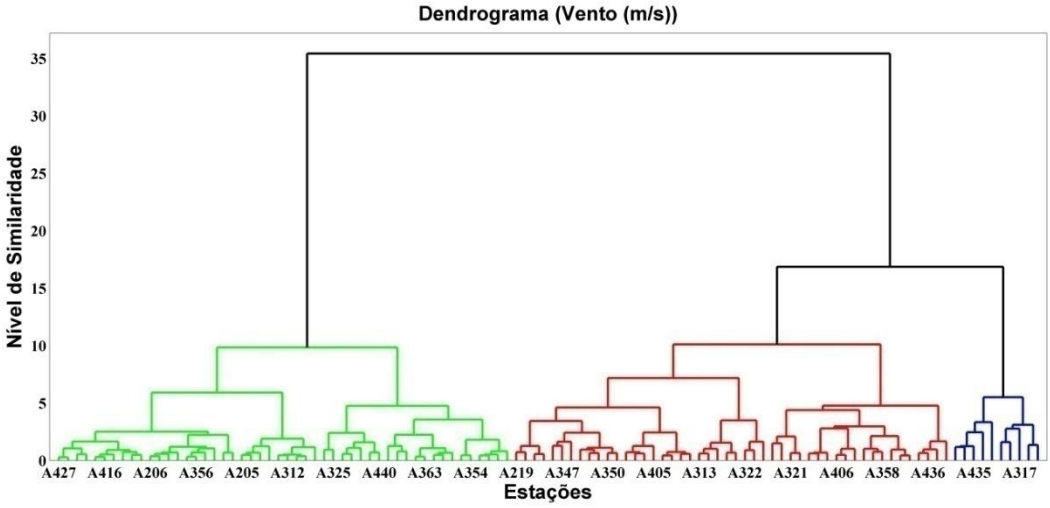
A variável de precipitação foi escolhida, pois como descrito na seção 2.5, ela está fortemente relacionada à formação ou aproximação de sistemas meteorológicos em diferentes escalas, que modificam o padrão do vento a nível local ou regional durante sua permanência na região.

As três metodologias foram realizadas duas vezes sendo que na primeira foram levadas em conta as coordenadas geográficas (latitude e longitude) das estações e na outra não, com o intuito de verificar se a localização geográfica tem uma influência significativa no resultado da quantidade e espacialização das regiões homogêneas.

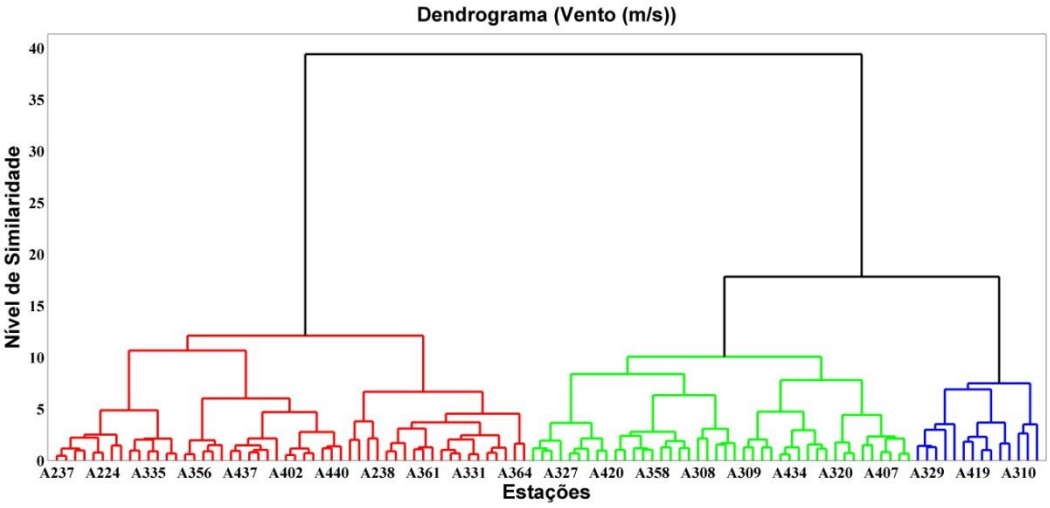
A escala vertical dos dendrogramas apresentados nas Figuras 5.2, 5.3 e 5.4 mostra o nível de dissimilaridade entre as estações utilizadas no estudo. As estações são apresentadas na horizontal, ou seja, 108 pontos referenciados pelos seus respectivos ID's (códigos de identificações das estações). A medida de dissimilaridade utilizada foi a distância euclidiana e considerando os valores médios de velocidade do vento e precipitação para todos os meses dos conjuntos de dados qualificados do INMET, além das coordenadas das estações. Quanto menor for o índice, mais homogêneos são os indivíduos, ou neste caso, as estações meteorológicas que apresentam características similares permanecem agrupadas com valores baixos.

Neste estudo, o número de grupos foi determinado de forma objetiva, através do corte do dendrograma na metade do maior valor de dissimilaridade observada no dendrograma.

Figura 5.2 - Dendrograma resultante da análise de agrupamento baseado no método hierárquico de Ward e utilizando apenas a velocidade do vento observada em 108 EMAs: (a) sem informar a localização geográfica e (b) considerando as coordenadas geográficas de cada uma das estações.



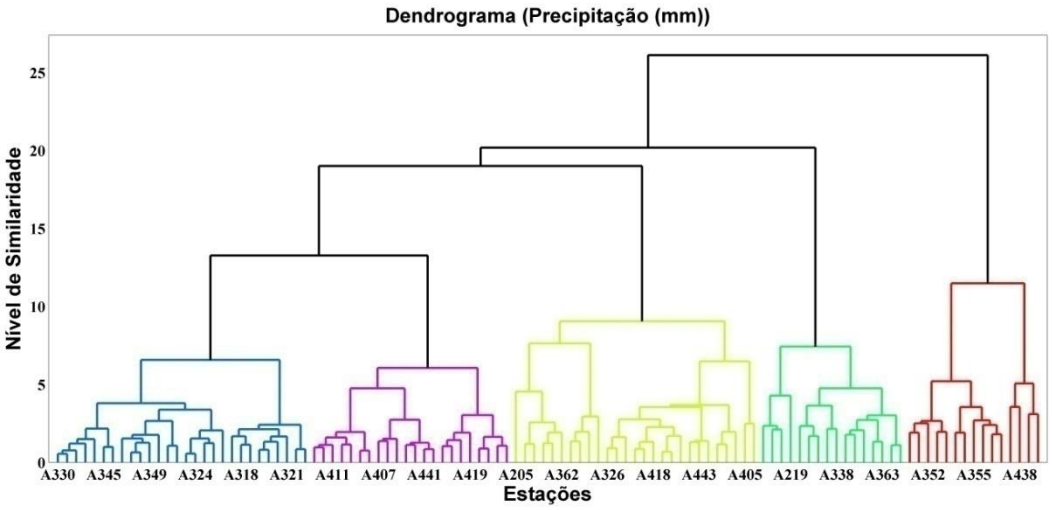
(a)



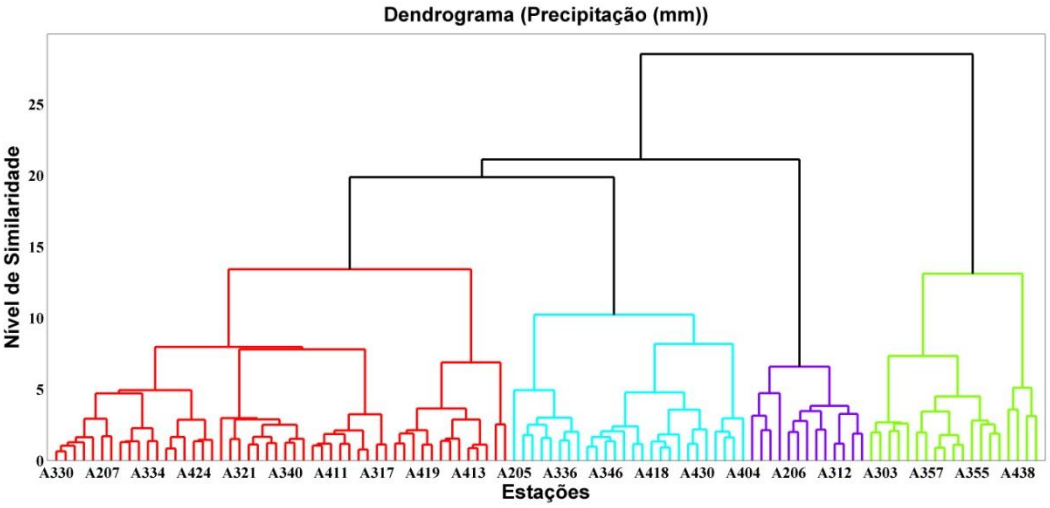
(b)

Fonte: Produção autor.

Figura 5.3 - Dendrograma resultante da análise de agrupamento baseado no método hierárquico de Ward e utilizando apenas para precipitação observada em 108 EMAs: (a) sem informar a localização geográfica e (b) considerando as coordenadas geográficas de cada uma das estações.



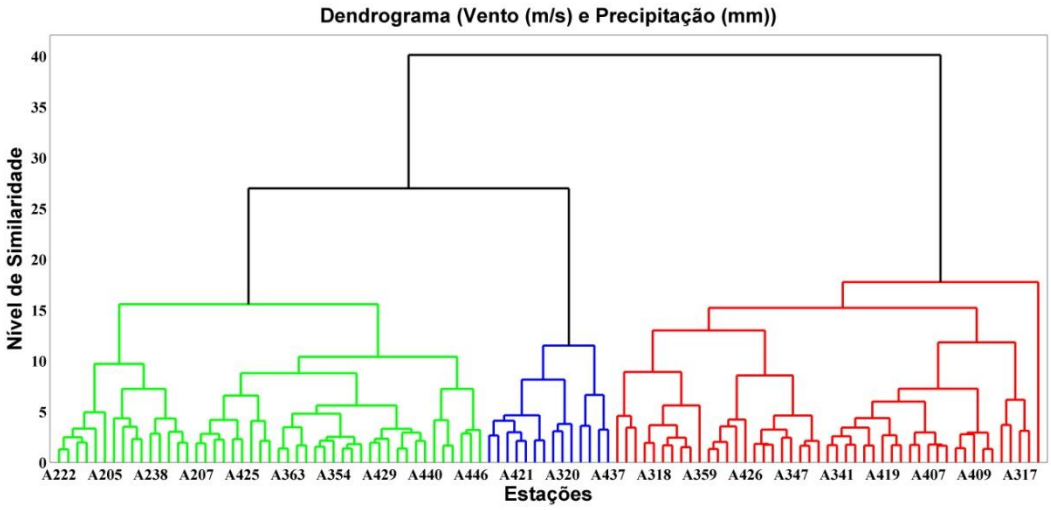
(a)



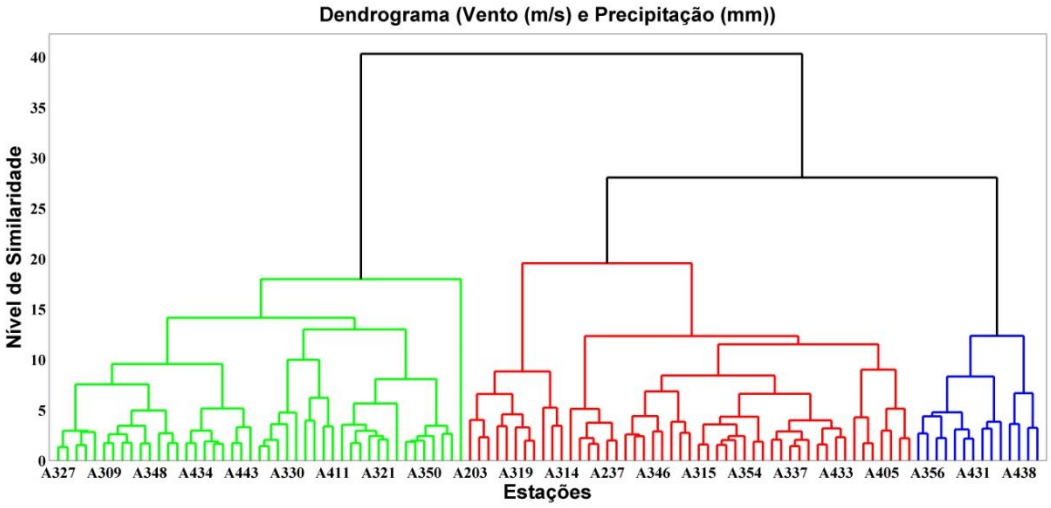
(b)

Fonte: Produção autor.

Figura 5.4 - Dendrograma resultante da análise de agrupamento baseado no método hierárquico de Ward e utilizando a velocidade do vento e precipitação observada em 108 EMAs: (a) sem informar a localização geográfica e (b) considerando as coordenadas geográficas de cada uma das estações.



(a)



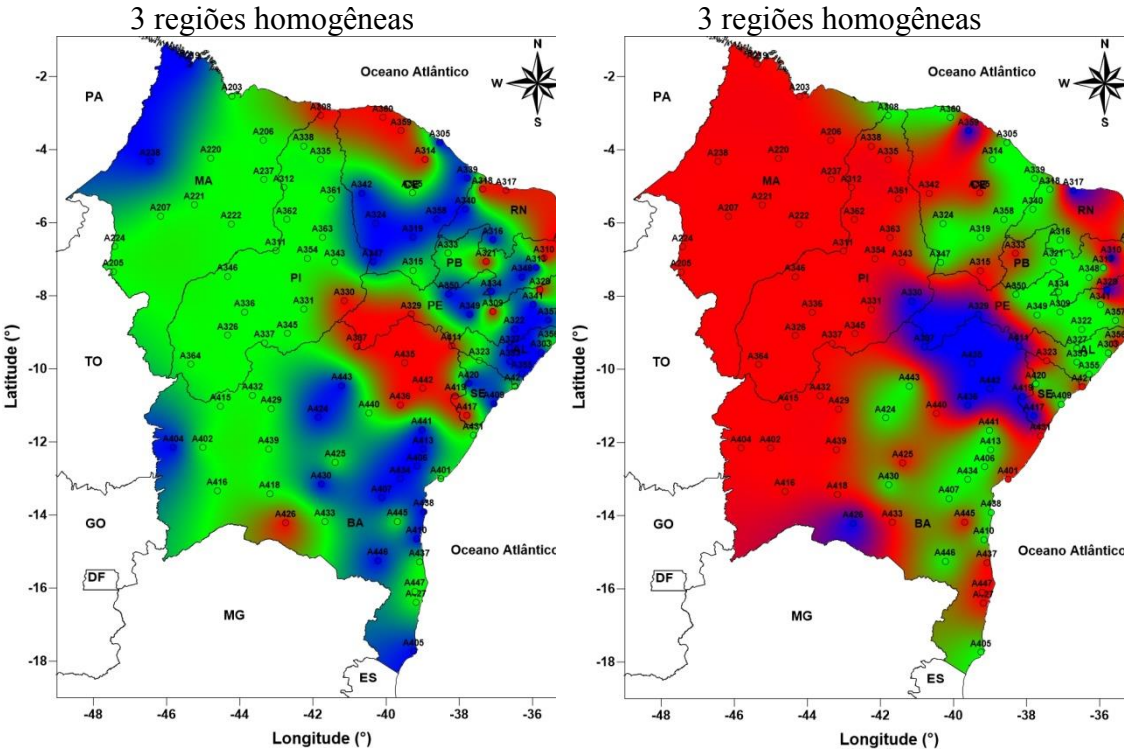
(b)

Fonte: Produção autor.

A Figura 5.5 apresenta os mapas das regiões homogêneas identificadas na AA quando alimentada apenas com dados de velocidade do vento, as cores utilizadas nos mapas das Figuras 5.5a e 5.5b seguem as corres dos dendrogramas que correspondem, neste caso são os dendrogramas da Figura 5.2a e 5.2b e assim respectivamente para os próximos mapas com as regiões homogêneas. Ao acrescentar as coordenadas geográficas o número

de regiões permanece o mesmo (Figura 5.5b). Porém, há uma concordância entre as regiões homogêneas no que diz respeito à distribuição espacial da velocidade do vento quando se leva em conta a latitude e longitude, principalmente para influências locais (região central da Bahia - Chapada Diamantina, bacia do Rio São Francisco e divisa entre os estados do Ceará e Rio Grande do Norte - Chapada do Apodi) e na parte mais oeste do NEB.

Figura 5.5 - Distribuição espacial das regiões homogêneas em relação às estações para a velocidade do vento: (a) sem informar localização das estações, e (b) considerando as coordenadas geográficas de cada uma das estações (latitude e longitude).



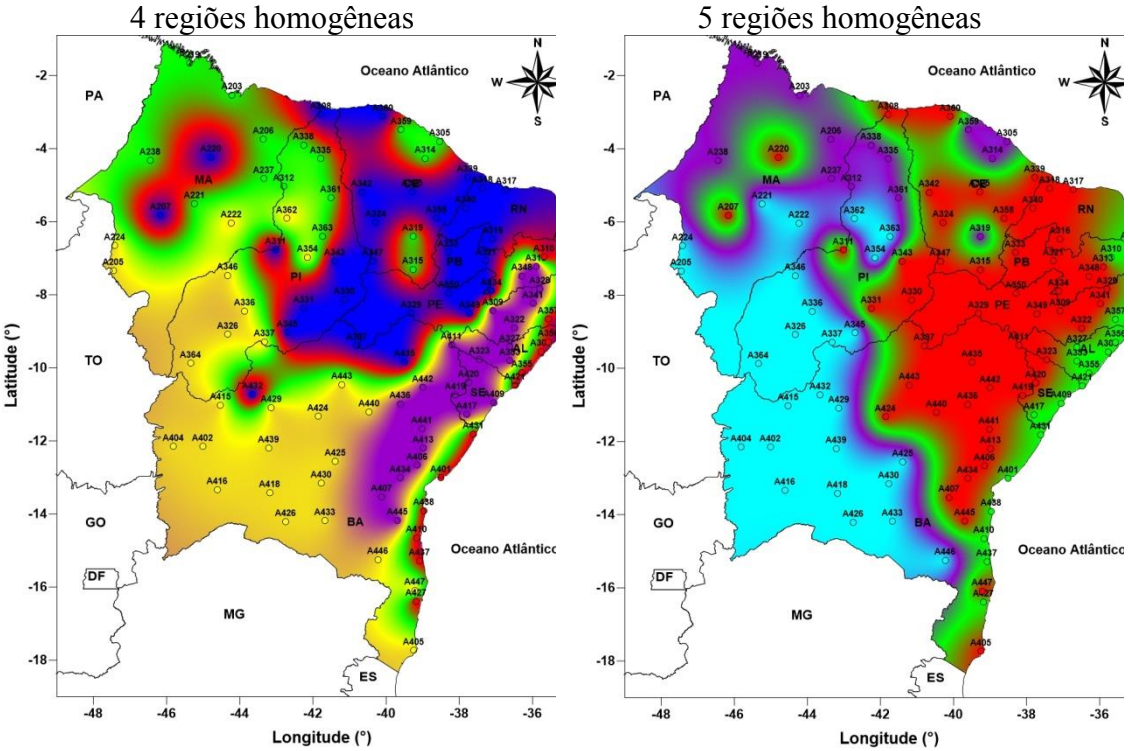
Fonte: Produção autor.

Quando os dados de precipitação são utilizados para alimentar a análise AA (Figura 5.6) houve diferença no número de regiões homogêneas quando as coordenadas geográficas são adotadas: 4 regiões homogêneas quando a posição geográfica não foi utilizada (Figura 5.6a) e 5 regiões homogêneas quando utilizada (Figura 5.6b). Em ambos os mapas da Figura 5.6 observa-se uma situação de contorno realizada na interpolação espacial das

regiões, isso ocorre pela forma que o software (Surfer®) plota os resultados quando faz a espacialização.

Mesmo tendo um número a mais de regiões homogêneas, ao analisar a distribuição espacial de cada AA (Figura 5.6a e 5.6b) consegue-se identificar padrões similares, devido em ambas figuras estarem bem demarcada uma faixa (ou grupo) no litoral leste, outra vindo do litoral dos estados do Ceará, Rio Grande do Norte e Paraíba em direção ao interior do continente e depois outra já no litoral do Maranhão, Piauí em direção a região central do estado da Bahia. Na análise que se levou em conta as coordenadas geográficas (Figura 5.6b) há uma melhor representatividade dos regimes de precipitação conhecidos no NEB (REBOITA et al. 2010), pois verifica-se que a divisão das regiões homogêneas harmoniza mais com a climatologia apresentada no capítulo 2 (Figura 2.16), Moura et al. (2007).

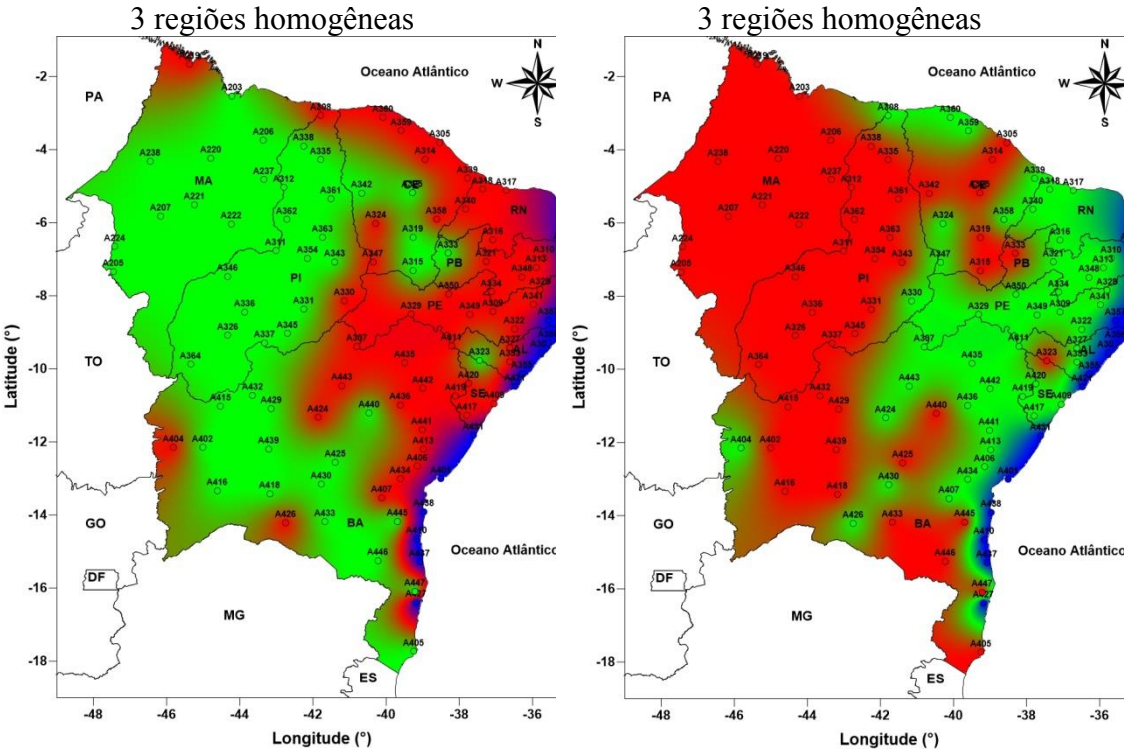
Figura 5.6 - Distribuição espacial das regiões homogêneas em relação às estações para a precipitação: (a) sem considerar latitude e longitude, e (b) considerando as coordenadas geográficas de cada uma das estações (latitude e longitude).



Fonte: Produção autor.

A terceira metodologia de AA utilizou dados de velocidade do vento e precipitação e indicou três regiões homogêneas independentes se as coordenadas geográficas foram informadas ou não (Figura 5.7). Também se observa uma forte concordância na distribuição espacial entre os agrupamentos formados e a climatologia conhecida no NEB para o regime de precipitação (COSTA, 2006; MOURA et al., 2007). Assim o resultado da AA com as duas variáveis meteorológicas (velocidade do vento e precipitação) apresenta um resultado mais coerente levando em conta as características físicas e a climatologia da região. Pois, como visto na primeira metodologia a região homogênea do litoral leste (litoral desde Paraíba até o sul da Bahia) não ficou demarcado (Figura 5.5) e para a metodologia 2.

Figura 5.7 - Distribuição espacial das regiões homogêneas em relação às estações para a velocidade do vento e precipitação: (a) sem considerar latitude e longitude, e (b) considerando as coordenadas geográficas de cada uma das estações (latitude e longitude).



Fonte: Produção autor.

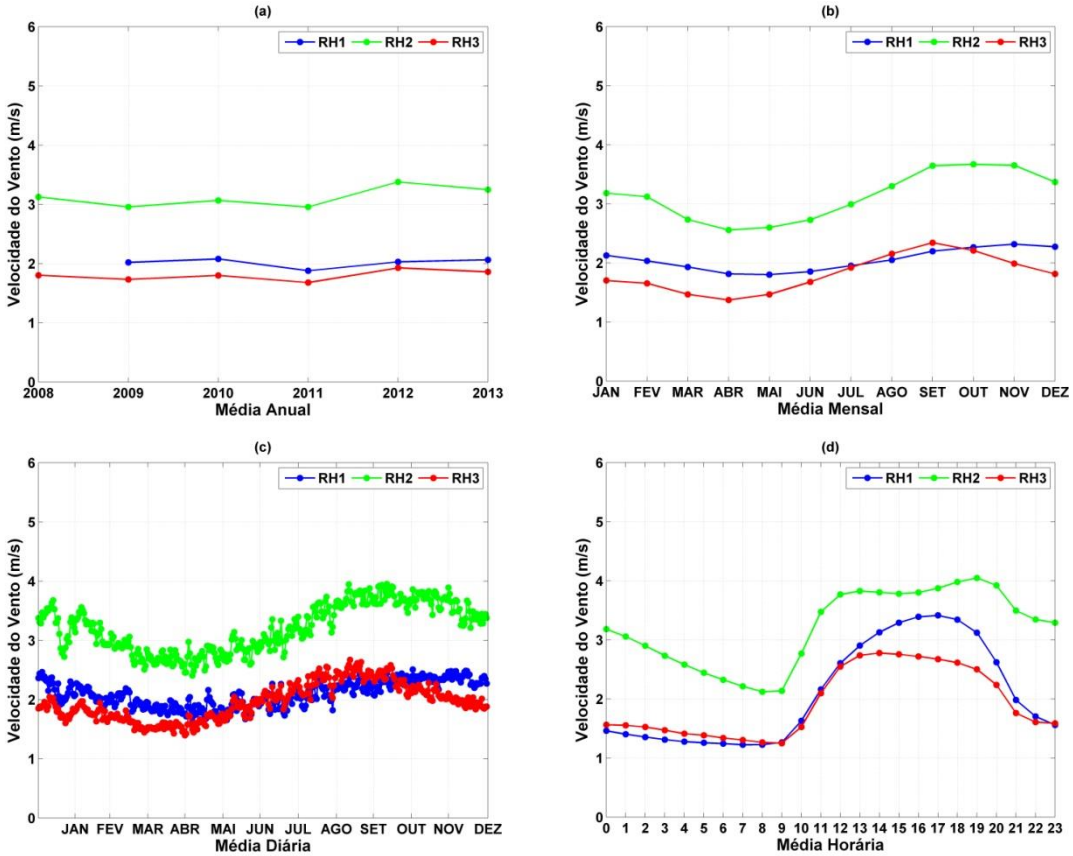
As Figuras 5.5b, 5.6b e 5.7b, mostram influência da localização geográfica quando as coordenadas são usadas na AA há uma diminuição de formação de regiões isoladas pertencentes a um grupo que pode estar distante geograficamente. Por exemplo, para a variável velocidade do vento, onde a região homogênea azul agrupa estações no noroeste do Maranhão (Figura 5.5a), principalmente nas análises feitas com apenas uma variável meteorológica (Figura 5.5b e 5.6b).

Adicionando o que foi discutido até agora para as três metodologias utilizadas na AA para o NEB, chegou-se a conclusão que AA com as duas variáveis meteorologias (velocidade do vento e precipitação) e utilizando as coordenadas geográficas, apresenta a configuração de grupos de regiões homogêneas para o NEB mais de acordo com a climatologia (Figura 5.7b).

Assim, o próximo passo, foi realização de uma análise estatística do período de dados observados disponíveis. Analisando a variabilidade sazonal. As Figuras 5.8b e 5.8c, RH2 e RH3 apresentam a sincronicidade com os maiores valores no início e final do ano e menores valores no período de março a junho. A RH1 apresenta um ciclo sazonal muito semelhante às outras duas regiões, porém com valores mais acentuados entre o período de maior e menor intensidade de velocidade do vento, com maiores valores nos meses de agosto a janeiro e menores valores de fevereiro a julho, período de maior intensidade convectiva na RH.

Para todas as regiões, os menores valores foram encontrados no mês de abril e os maiores valores no mês de setembro, períodos chuvoso e seco no nordeste, respectivamente. Um dos fatores primordiais que afetam a intensidade velocidade do vento é o regime de chuvas; o período de chuvas mais significativas no NEB inicia-se em dezembro de cada ano e pode estender-se até junho ou julho, dependendo das condições oceânicas e atmosféricas atuantes, que por sua vez está fortemente relacionado ao posicionamento da ZCIT (MELO et al., 2000).

Figura 5.8 - Médias anuais, mensais, diárias e horárias para as três regiões homogêneas para a velocidade do vento.



Fonte: Produção autor.

A Figura 5.8d apresenta-se o ciclo diário em cada região homogênea. A RH2 apresenta os maiores valores de velocidade do vento com menores valores no período da 0 às 9 horas e maiores valores no período compreendido entre as 10 e 23 horas, com valores médios chegando a 4 $m.s^{-1}$. As RH1 e RH3 apresentam o mesmo padrão de variação do ciclo horário, exceto para o período das 12h às 22h, onde a RH1 é sempre superior a RH3, provavelmente devido a sua localização geográfica que sofre a atuação da ZCIT, frentes frias e brisas (marítimas e de vale-montanha).

Ainda analisando os gráficos da Figura 5.8 verificou-se que a região RH2 (representado pela linha verde), localizada no litoral norte e parte do semiárido do NEB, exceto o litoral do Maranhão apresenta ventos com velocidade superior às demais. Em seguida, os maiores valores anuais médios são verificados para a região RH1 (litoral leste do NEB,

da Paraíba até o sul da Bahia). E os menores valores são para a RH3 que está localizada a oeste do NEB (estados do Maranhão, Piauí e boa parte do interior da Bahia).

As condições de vento na RH2 são conduzidas, principalmente, pelo ciclo anual de posição e intensidade da ZCIT e pelas fortes ocorrências de brisas marítimas. A principal causa dos ventos intensos nesta região é a ação conjunta dos Ventos Alísios e das fortes brisas marítimas, ambas positivamente influenciadas pela aproximação da ZCIT (REBOITA et al., 2010).

A RH1 se entende do extremo norte da Paraíba até o extremo sul da Bahia. A menor velocidade do vento nesta região em relação a RH2 pode ser ocasionada por uma redução dos Ventos Alísios, a ocorrência de brisas marítimas mais fracas, devido à redução na magnitude dos gradientes térmicos oceano-terra e a ação de frentes frias remanescentes que chegam ao sul da Bahia (COSTA, 2006). A RH3 engloba praticamente todo o Maranhão, interior do Piauí e parte leste da Bahia, possui regimes de vento anuais mais amenos, com decremento gradual à medida que se aproxima da ZCIT. Pode-se observar nos meses de verão, efeitos negativos da aproximação da Massa Equatorial Continental, originada na Amazônia Central e com característica de altas temperaturas e umidade (CAVALCANTI et al., 2009).

Os resultados obtidos indicam que existem regiões com regime de ventos distintos dentro do NEB que está fortemente relacionada com a microescala. Em virtude de representar melhor os fenômenos que atuam no NEB, a AA permite uma melhor compreensão das características regionais que podem facilitar a configuração das grades (domínios) de modelos numéricos de mesoescala, por exemplo, WRF. As regiões criadas pela AA usando as duas variáveis (velocidade do vento e precipitação) com as coordenadas geográficas apresentaram uma divisão adequada do NEB em três regiões homogêneas.

6. RESULTADOS: PARTE II - DEFINIÇÃO DAS PARAMETRIZAÇÕES NUMÉRICAS PARA SIMULAÇÕES COM WRF

Neste capítulo, são discutidos os resultados obtidos dos testes de sensibilidade para as parametrizações físicas do modelo WRF aplicadas a cada região homogênea. Conforme visto na revisão de literatura, o uso dos modelos de mesoescala cresce consideravelmente no setor de energia eólica em diferentes regiões do planeta. Porém estes tipos de modelo devem ser "ajustados" conforme as características locais, uma das formas de realizar estes ajustes é através dos testes de sensibilidade para diferentes opções de parametrizações disponíveis no código do modelo.

Durante a revisão de literatura realizada para o tema de modelagem numérica do vento com modelos de mesoescala, verificamos que existem muitos artigos, estudos, projetos que avaliam o desempenho das parametrizações físicas nos modelos em variáveis como pressão em diferentes níveis, temperatura, precipitação, altura geopotencial. Por outro lado, não são comuns trabalhos que abordem testes de sensibilidade com diferentes parametrizações para previsão/estimativa de velocidade de vento (OLIVEIRA, 2014).

6.1 Configuração do modelo para previsão da velocidade do vento

Foram realizados testes de sensibilidade para as principais parametrizações físicas do WRF, convecção (*cumulus*), microfísica, camada limite atmosférica e radiação e posteriormente escolheu-se o melhor conjunto de parametrizações para cada uma das regiões homogêneas definidas na etapa anterior. Os experimentos deste capítulo foram configurados conforme descrito nas Tabelas 4.2 a 4.5.

Para realizar os testes foram escolhidos apenas os três primeiros dias do mês de maio de 2009. O mês de maio foi escolhido por pertence à estação chuvosa em praticamente todo o NEB (COSTA, 2006; MOURA et al., 2009). A estação chuvosa foi escolhida devido ao aumento da complexidade dos processos físicos na atmosfera e, dessa forma, torna-se possível conhecer o desempenho do modelo WRF na condição em que tipicamente apresenta menor destreza para a simulação do vento (RAMOS et al., 2013).

Visando estabelecer a configuração de grades que melhor representasse as regiões em estudo, o modelo WRF foi configurado com quatro domínios com base nas regiões homogêneas definidas na etapa anterior (vide Figura 6.1).

O domínio mais externo; domínio 1 possui resolução horizontal de 15 km e cobre toda a região NEB. Já o domínio 2 abrange boa parte das regiões homogêneas 3 e 2 (RH3 e RH2, cores vermelha e verde, respectivamente na Figura 5.7b), onde estão localizados os estados do Maranhão, Piauí e quase todo o estado do Ceará, assim como uma parte do interior da Bahia; o domínio 3 abrange toda a região homogênea 1 (RH1 cor azul na Figura 5.7b) que abrange o litoral dos estados da Paraíba, Pernambuco, Alagoas, Sergipe e Bahia e por último o domínio 4 que abrange as regiões R2 e R3 (RH2 e RH3, cores verde e vermelha, respectivamente na Figura 5.7b) cobrindo o interior da Bahia, sul do Piauí e região que forma a divisa (ou junção) dos estados Bahia - Pernambuco - Piauí. Observamos que na região central do NEB a uma certa dificuldade em separar as regiões homogêneas (RH), por isso optamos em ter alguns domínios do modelo WRF que ocupam mais de uma RH, isso se deve a existência de um padrão sazonal semelhante conforme observado na etapa anterior.

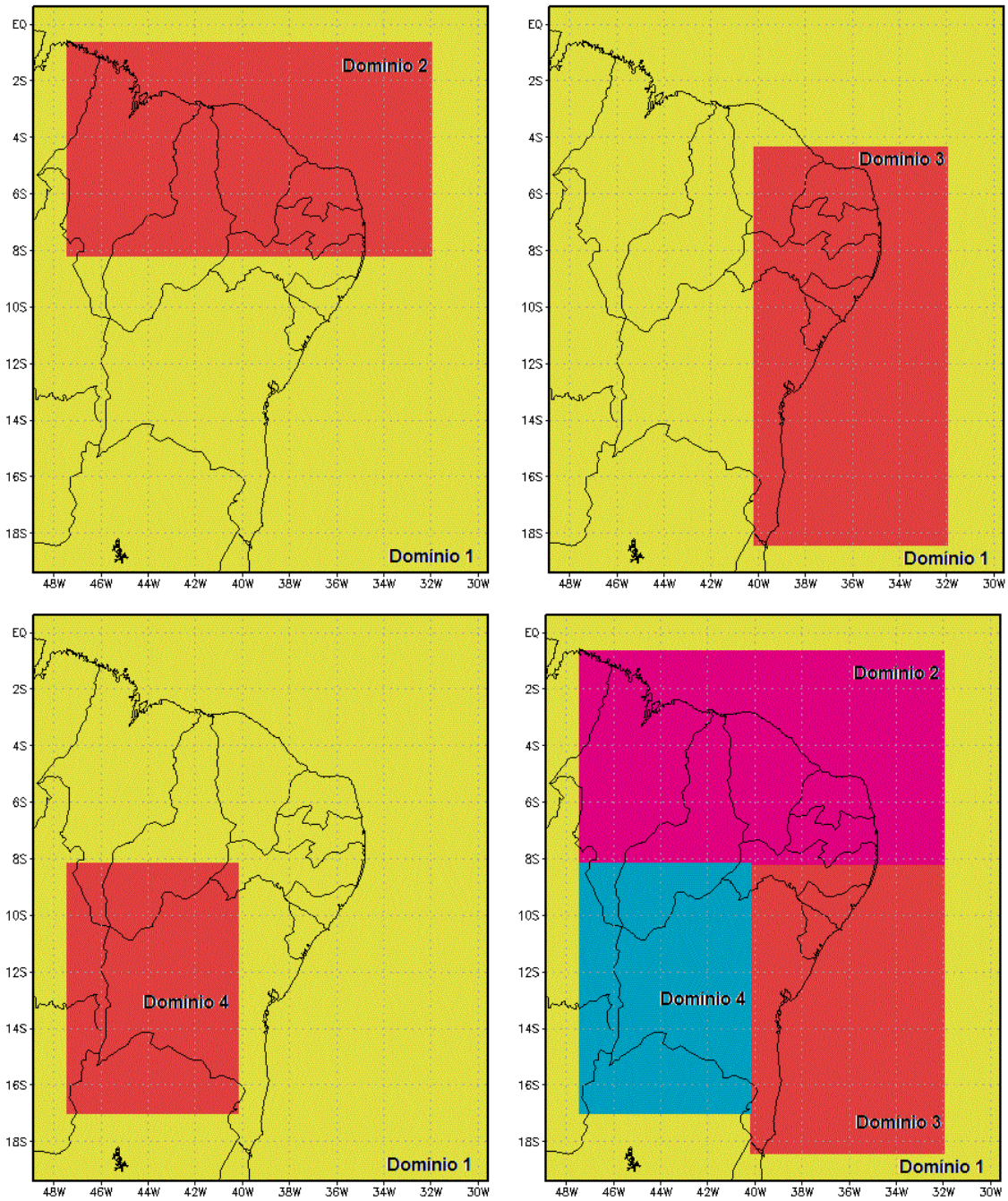
Outra questão importante é que todos os domínios de maior resolução (5 km) estão aninhados à grade de menor resolução (15 km). Somente os parâmetros meteorológicos obtidos dos domínios de alta resolução foram de fato utilizados neste estudo (domínios 2, 3 e 4). Na Tabela 6.1 estão descritos os números de pontos de grades em cada um dos domínios estabelecidos. Sabe-se que o custo computacional aumenta quanto maior o número de pontos de grades.

Tabela 6.1 - Especificações dos domínios horizontais usadas nas simulações com o modelo WRF.

	Domínio 1	Domínio 2	Domínio 3	Domínio 4
Resolução	15 km	5 km	5 km	5 km
Nº pontos em x	143	340	181	160
Nº pontos em y	151	166	316	199

Fonte: Produção autor.

Figura 6.1 - Grades aninhadas utilizadas nos experimentos com o modelo WRF.

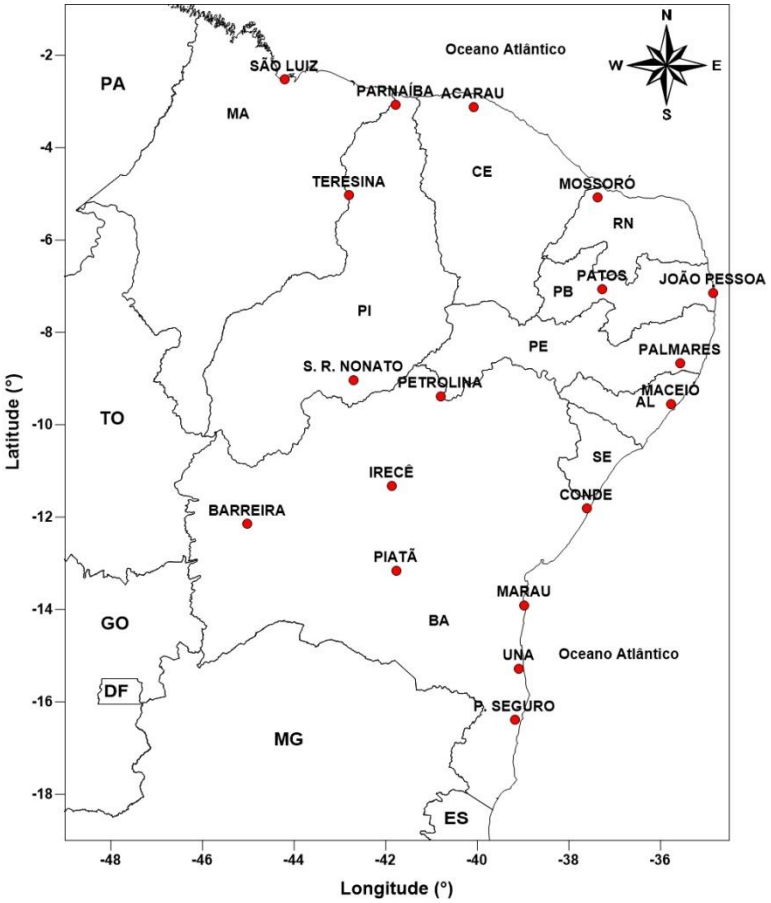


Fonte: Produção autor.

É importante mencionar que os resultados dos experimentos numéricos realizados nesta etapa do estudo foram validados por meio de comparação com os valores observados em 18 estações meteorológicas automáticas (EMAs) do INMET já validadas e qualificadas conforme procedimento descrito anteriormente. Tais estações foram escolhidas levando-

se em conta municípios do NEB que possuem parques de geração eólica ou que pertencem a uma região de potencial eólico elevado (Figura 6.2). A Tabela 6.2 traz a relação das estações e o domínio da modelagem onde estão inseridas. Vale ressaltar que foram utilizadas pelo menos cinco EMAs para validação das estimativas em cada um dos três domínios estabelecidos.

Figura 6.2 - Localização das EMAs do INMET utilizadas para os testes de sensibilidade.



Fonte: Produção autor.

Tabela 6.2 - Localização das EMAs para a validação dos testes de sensibilidade.

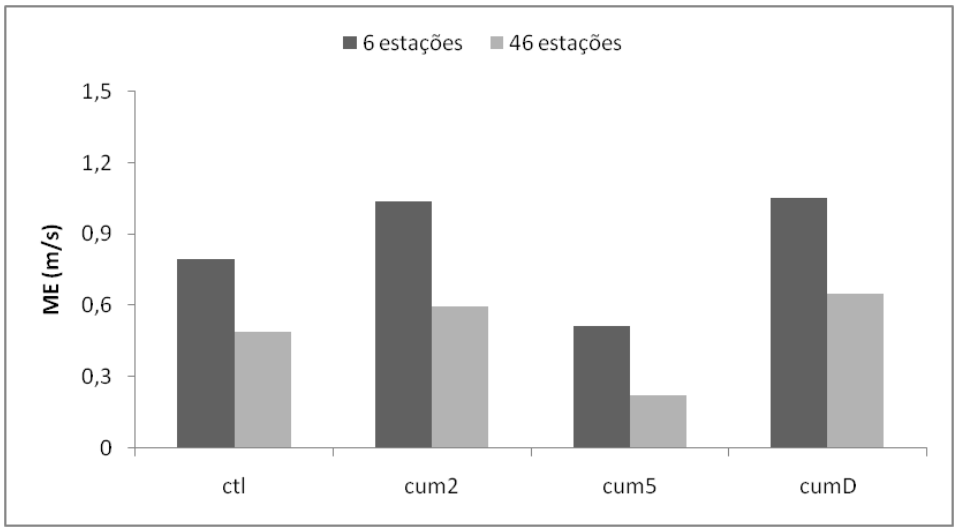
Longitude (º)	Latitude (º)	Estação	Nº da estação	Domínio WRF
-44,21	-2,53	São Luiz (MA)	A203	
-37,37	-5,08	Mossoró (RN)	A318	
-42,80	-5,03	Teresina (PI)	A312	Domínio 2
-37,37	-7,07	Patos (PB)	A321	(RH3 e RH2)
-40,09	-3,12	Acaraú (CE)	A360	
-41,78	-3,07	Parnaíba (PI)	A308	
-34,85	-7,14	João Pessoa (PB)	A320	
-35,57	-8,67	Palmares (PE)	A357	
-35,77	-9,55	Maceió (AL)	A303	
-37,62	-11,81	Conde (BA)	A431	Domínio 3
-38,97	-13,91	Maraú (BA)	A438	(RH1)
-39,09	-15,28	Una (BA)	A437	
-39,18	-16,39	Porto Seguro (BA)	A427	
-40,80	-9,38	Petrolina (PE)	A307	
-42,70	-9,03	S.R. Nonato (PI)	A345	
-45,02	-12,15	Barreira (BA)	A402	Domínio 4
-41,77	-13,16	Piatã (BA)	A430	(RH2 e RH3)
-41,86	-11,33	Irecê (BA)	A424	

Fonte: Produção autor.

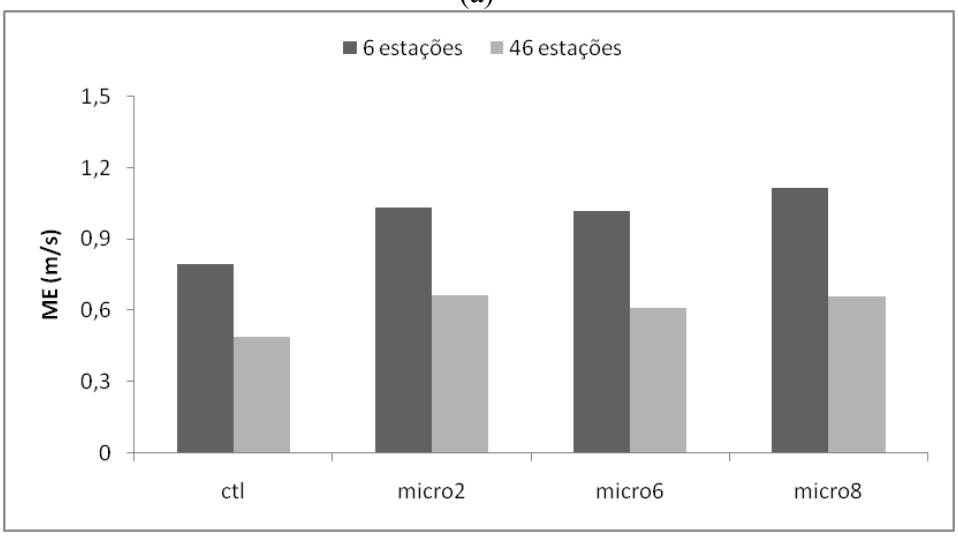
Um ponto importante a ser esclarecido é que ao realizar o cálculo dos desvios (RMSE e ME) com as estações selecionadas ou como todas as estações de cada região homogênea levavam para as mesmas conclusões. E assim, optou-se por realizar os cálculos do ME para todas as estações de cada domínio e para os cálculos do RMSE apenas para os conjuntos selecionados previamente na Tabela 6.2.

No caso do RMSE optou-se por apresentar os cálculos desta medida de erro para o conjunto de 18 estações para o NEB como um todo, já para os cálculos da medida do erro ME verificamos que quando aumentávamos o número de estações meteorológicas na análise dos resultados os ganhos nas previsões aumentava significativamente em todos os experimentos, como pode ser visto na sequência de gráficos da Figura 6.3 para a região do domínio 2, no Anexo B encontra-se a relação e informações das estações utilizadas para cada domínio no cálculo do ME.

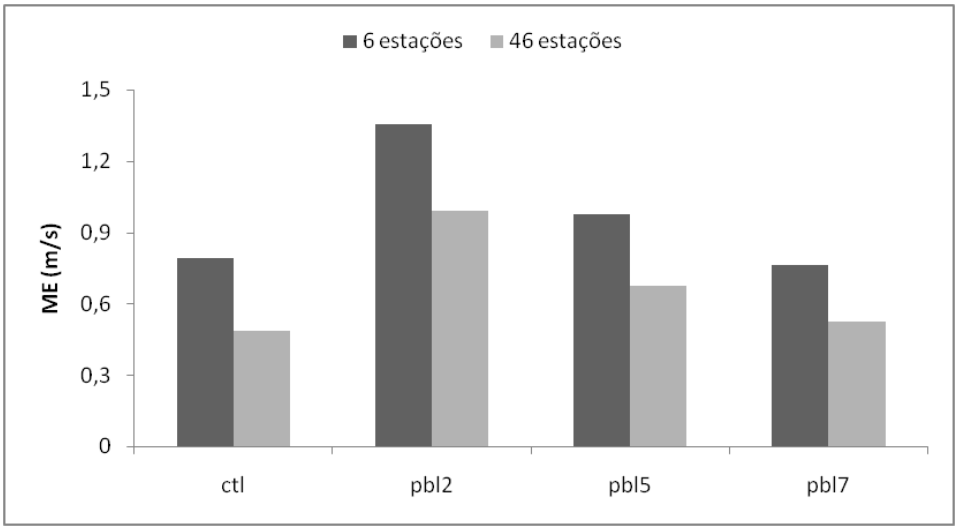
Figura 6.3 - Medidas do ME ($m.s^{-1}$) para o domínio 2 da velocidade do vento para as diferentes parametrizações:(a) convecção (*cumulus*); (b) microfísica; (c) camada limite planetária e (d) radiação.



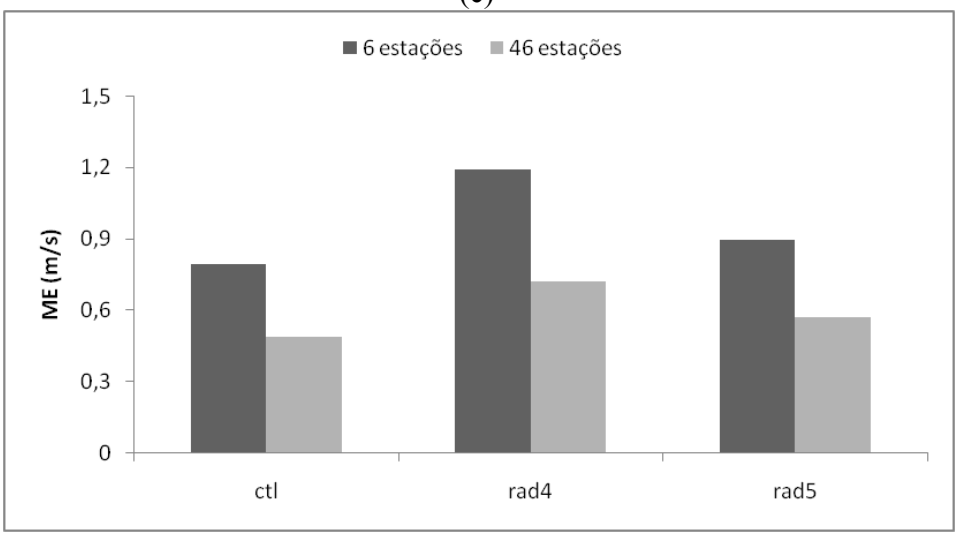
(a)



(b)



(c)



(d)

Fonte: Produção autor.

6.2 Definição da parametrização de Convecção (*Cumulus*)

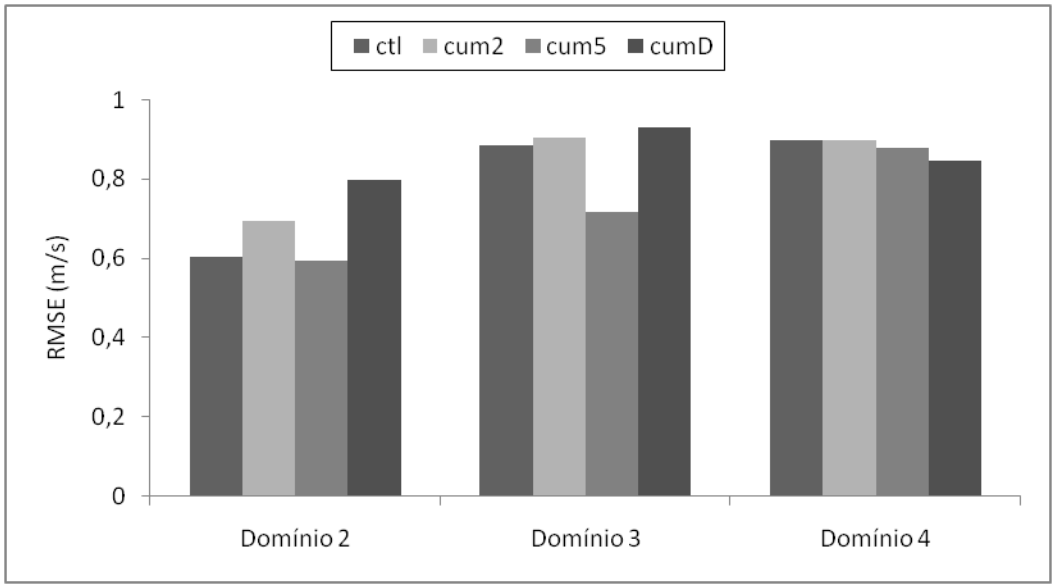
Os testes de sensibilidade utilizaram os índices estatísticos (RMSE e ME) para cada um dos experimentos onde foram testadas as diferentes parametrizações de convecção (*cumulus*) em cada domínio, Figuras 6.4 e 6.5.

Analisando as Figuras 6.4 e 6.5 encontram-se os resultados dos quatro experimentos distintos para convecção, descritas na Tabela 4.2 (ctl, cum2, cum5 e cumD). Pode-se verificar que as estimativas de vento obtidas no experimento cum5, que utiliza o esquema

de parametrização Grell 3D, apresentou os menores desvios ME e RMSE em praticamente todos os domínios, sendo apenas no domínio 4 o valor de RMSE mais baixo para o experimento cumD. Porém vale ressaltar que para o índice ME no domínio 4 o melhor resultado também foi do experimento cum5 (Grell 3D), mas para este domínio 4 tantos os valores de RMSE e ME dos experimentos os valores dos índices apresentam diferenças bem pequenas. Desta forma, a parametrização Grell 3D será adotada para os domínios 2 e 3. Em geral, o experimento cum5 forneceu dados com uma superestimação da velocidade do vento (valores positivos de ME) em todas as regiões homogêneas (domínios).

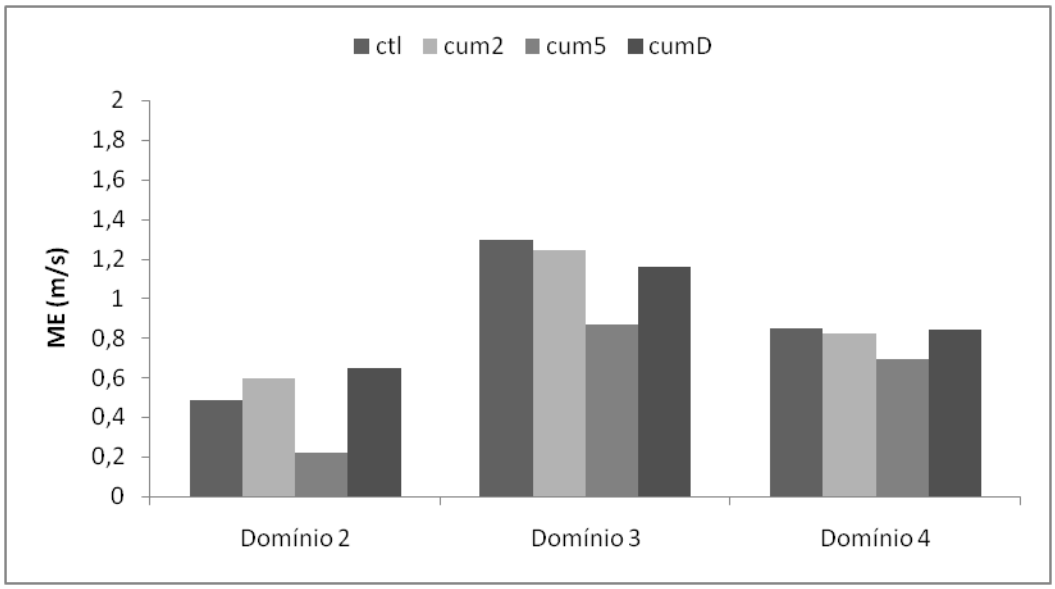
Para finalizar a escolha de qual parametrização de convecção que foi mais apropriada para cada um dos domínios, levou-se em conta as características espaciais (relevo) e do clima e sua sazonalidade nos domínios estabelecidos e tomou-se com base em outros estudos que utilizaram o modelo WRF para a região NEB. A parametrização Grell 3D é frequentemente adotada (OLIVEIRA, 2013; RAMOS et al., 2013; LIMA, 2015). Exceção feita ao domínio 4 onde optou-se por não utilizar a parametrização de convecção (cumD) já que este domínio cobre a região mais continental e árida do NEB, onde temos longos períodos de estiagem e consequentemente menor formação de nuvens, principalmente convectivas.

Figura 6.4 - Medidas do RMSE ($m.s^{-1}$) para velocidade do vento para os domínios das diferentes parametrizações de convecção (*cumulus*).



Fonte: Produção autor.

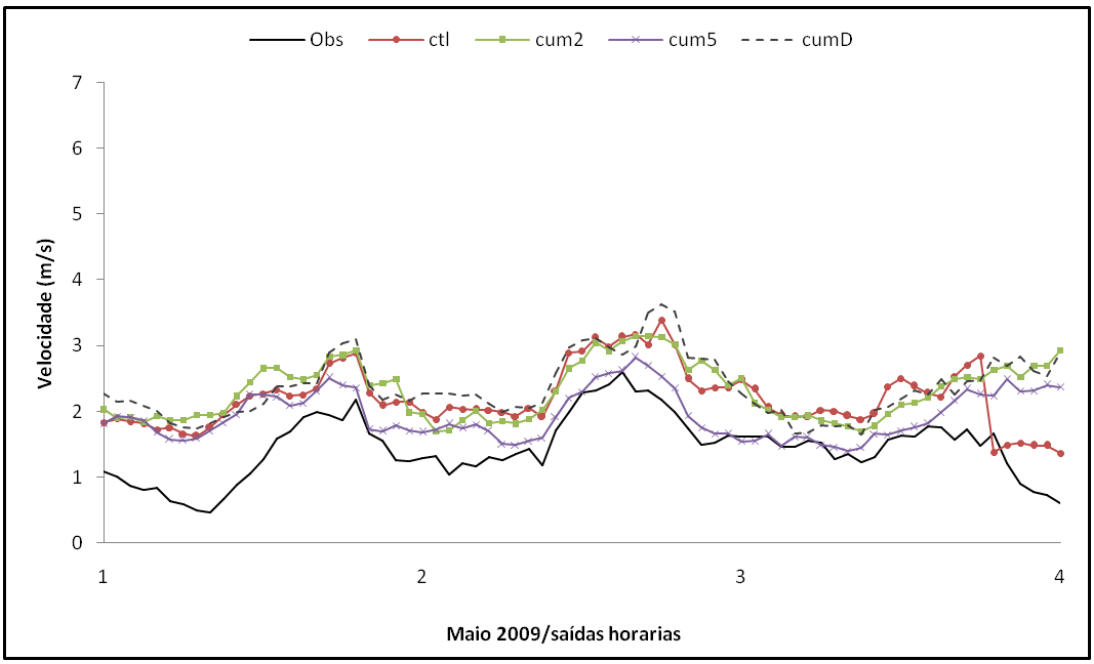
Figura 6.5 - Medidas do ME ($m.s^{-1}$) para velocidade do vento para os domínios das diferentes parametrizações de convecção (*cumulus*).



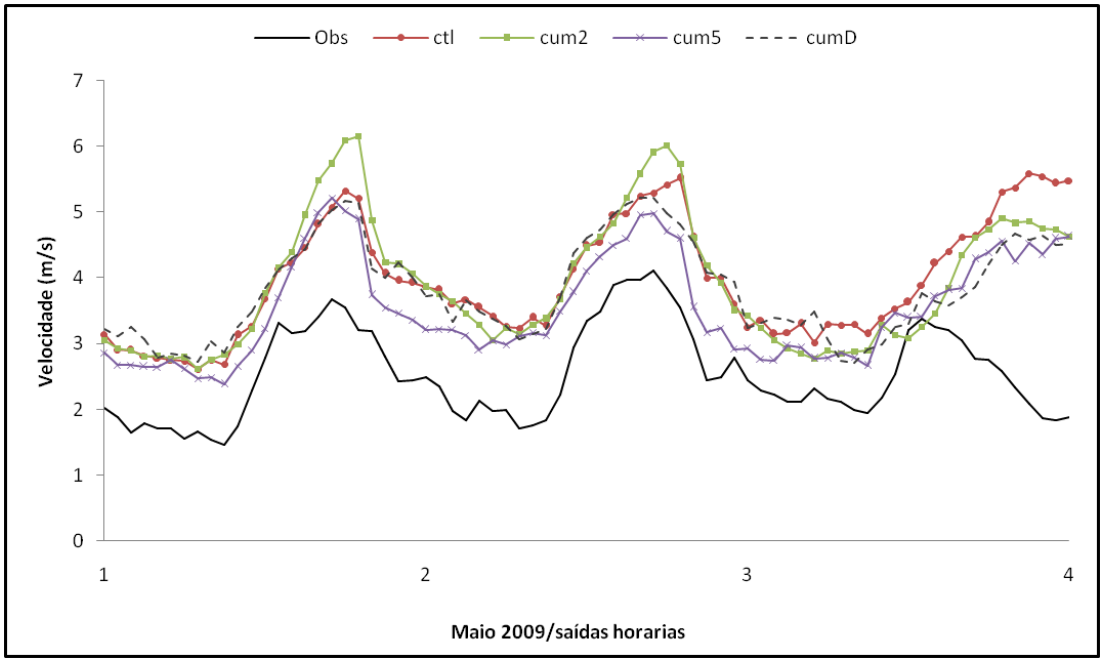
Fonte: Produção autor.

Em outra análise, foi avaliada a evolução temporal para cada um dos experimentos nos diferentes dominios (Figura 6.6). Verificou-se que os valores estimados da velocidade do vento são maiores que os valores médios de cada domínio para todos os experimentos. As simulações de forma geral conseguem acompanhar a variabilidade temporal do vento para estes três dias, as diferenças entre os experimentos são pequenas, porém nos três gráficos (Figura 6.6a, 6.6b e 6.6c) uma pequena melhoria nas simulações do experimento cum5 (Grell 3D) como ressaltado na análise estatística.

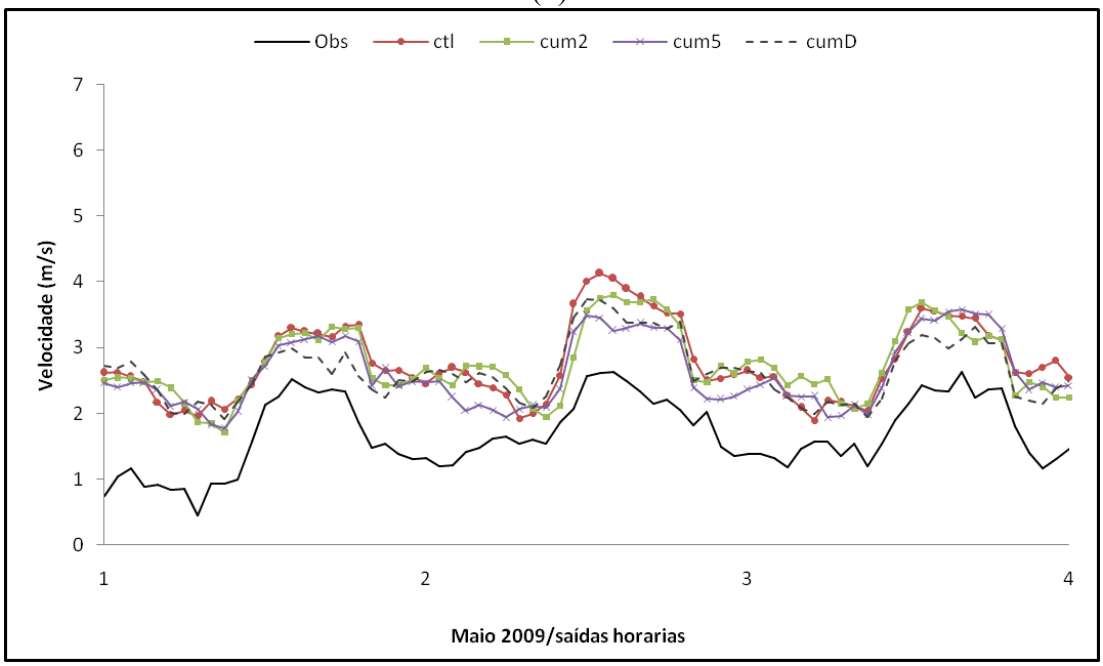
Figura 6.6 - Evolução temporal da velocidade do vento para o modelo WRF para aas diferentes configurações de convecção (*cumulus*): (a) Domínio 2; (b) Domínio 3 e (c) Domínio 4.



(a)



(b)



(c)

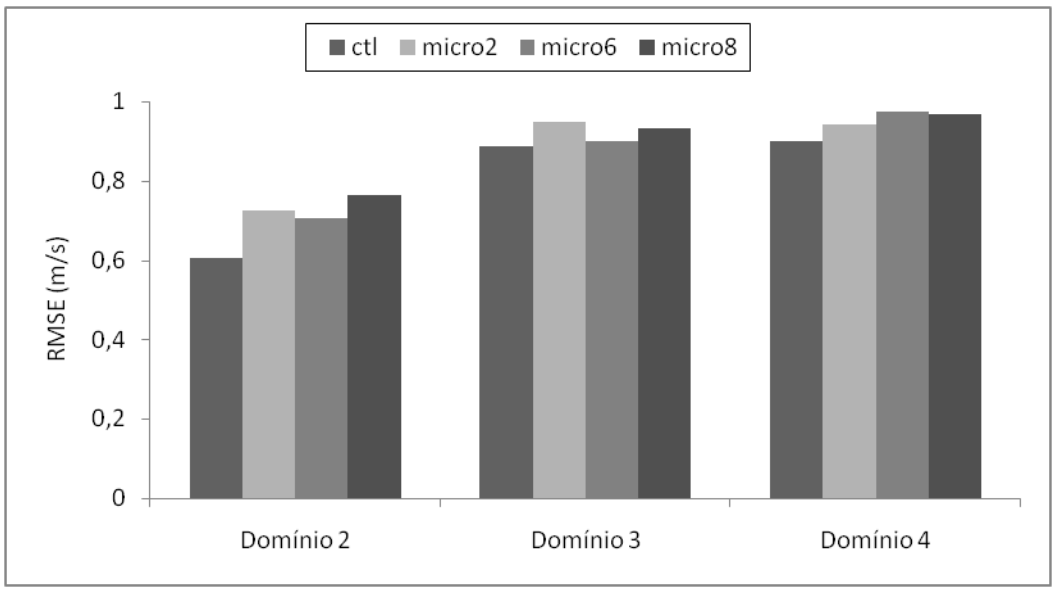
Fonte: Produção autor.

6.3 Definição da parametrização de Microfísica

Para avaliação da parametrização de microfísica mais adequada para cada domínio da região NEB foram realizados os experimentos descritos na Tabela 4.3. Nas Figuras 6.7 e 6.8 estão os valores do RMSE e ME (respectivamente) para as diferentes configurações para cada domínio. Observa-se que o experimento ctl (WSM3) apresentou os menores desvios para os três domínios tanto no RMSE como no ME. Lembrando que o experimento ctl (controle) é a configuração default do modelo (Tabela 2.1), porém as diferenças entre cada experimento são muito pequenas, principalmente nos domínios 3 e 4.

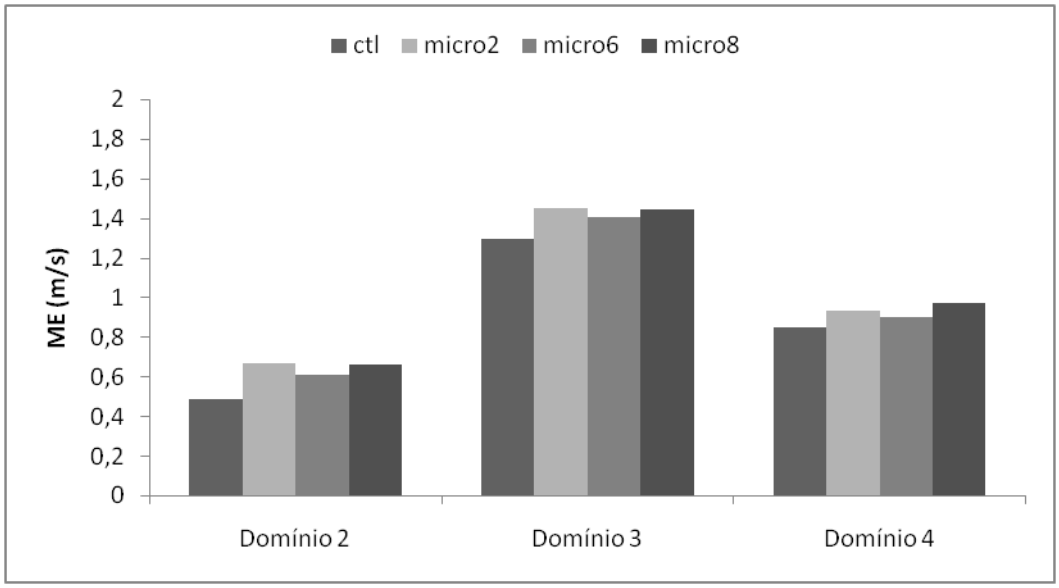
Então considerando os índices estatísticos optou-se por escolher a parametrização ctl para os três domínios analisados neste estudo. A parametrização WSM3 apresenta o melhor desempenho, apesar de se tratar de um esquema numérico menos sofisticado, mostrou-se eficiente para simular a formação de nuvens no NEB que, em geral, apresenta formação rápida de nebulosidade por convecção não apresentando crescimento de hidrometeoros de forma intensa (granizo) como é o caso em regiões de latitude média (sul e sudeste do Brasil), Pinheiro et al. (2014).

Figura 6.7 - Medidas do RMSE ($m.s^{-1}$) para velocidade do vento para os domínios das diferentes parametrizações de microfísica.



Fonte: Produção autor.

Figura 6.8 - Medidas do ME ($m.s^{-1}$) para velocidade do vento para os domínios das diferentes parametrizações de microfísica.



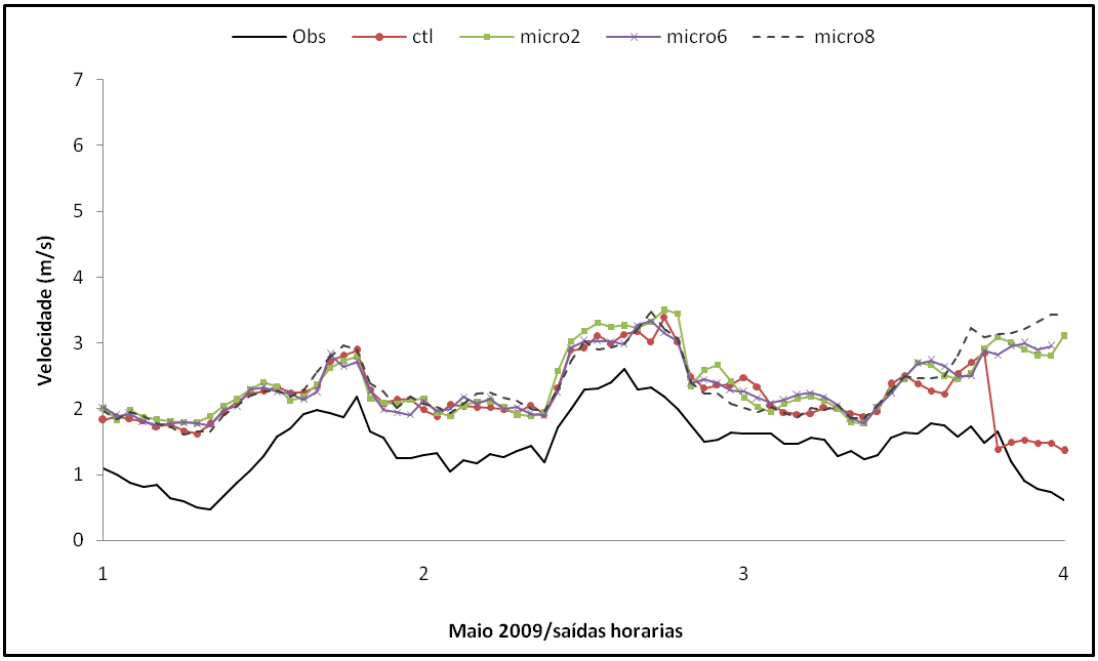
Fonte: Produção autor.

Na análise da evolução temporal destes experimentos para cada domínio fica ainda mais nítido o quanto a diferença entre cada configuração é realmente pequena, como pode ser observado nas curvas de cada experimento (Figura 6.9). Outros dois pontos importantes em serem mencionados são a curva do experimento ctl no domínio 2 (Figura 6.9a), onde nas últimas horas da simulação há uma queda significativa na velocidade do vento, que provavelmente deve estar relacionado algum erro durante a execução da simulação deste experimento, que foi realizada no supercomputador do CPTEC/INPE (Tupã). Pode-se observar que esse comportamento não foi detectado nos demais experimentos nem nos outros domínios (Figuras 6.9b e 6.9c).

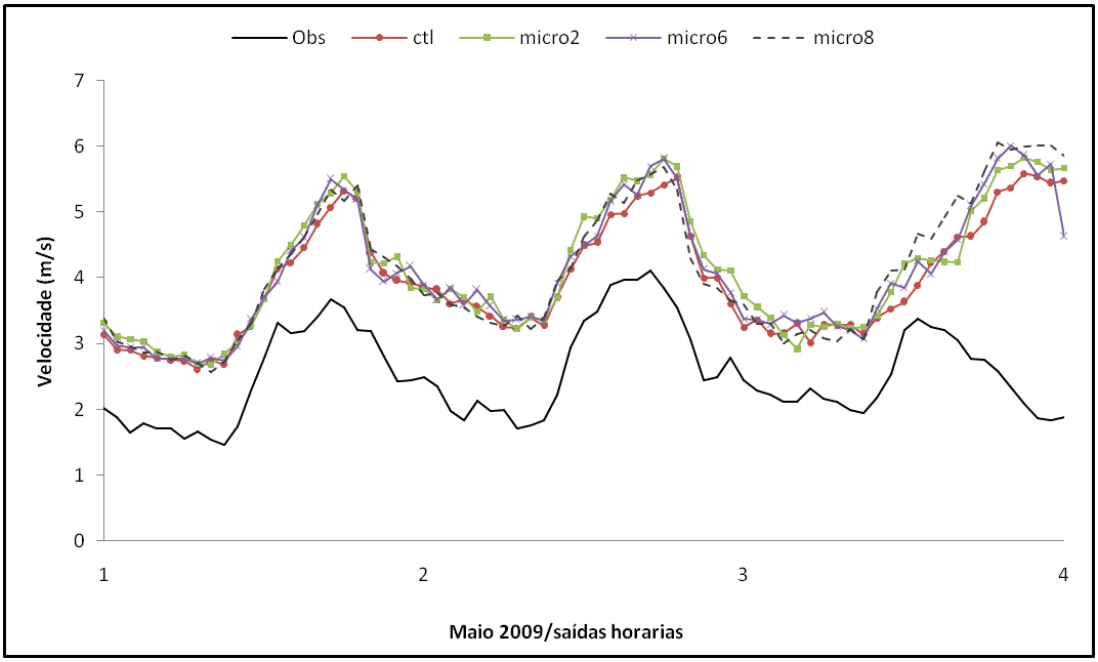
O segundo ponto é que, para o teste de sensibilidade das parametrizações de microfísica (micro2, micro6 e micro8), a diferença entre os valores de RMSE e ME obtidos nos experimentos foi pequena. Nos experimentos de convecção (*cumulus*), por exemplo, sempre há um experimento com desvios significativamente menores em relação aos demais. Assim verificamos uma maior sensibilidade do modelo para os esquemas de parametrização de convecção do que de microfísica.

A análise dos resultados dos experimentos de microfísica apontou resultados inesperados uma vez que a literatura aponta uma tendência a utilizar parametrizações de microfísica de Lin et al. (1983) (micro2) ou Thompson et al. (2004) (micro8) (OLIVEIRA, 2013; RAMOS et al., 2013; OLIVEIRA, 2014; LIMA, 2015). O que levava a pressupor que estes esquemas de parametrização apresentariam um melhor desempenho, mas o observado e que a diferença nos resultados entre os esquemas de microfísica é mínima e tendo apresentado resultado mais favorável a configuração do experimento ctl que por sua vez utiliza o esquema WSM3 (*WRF Single Moment*), que representa um esquema simples de três classes eficiente com processos de gelo e neve adequados para tamanhos de grade de mesoescala (ARW, 2012).

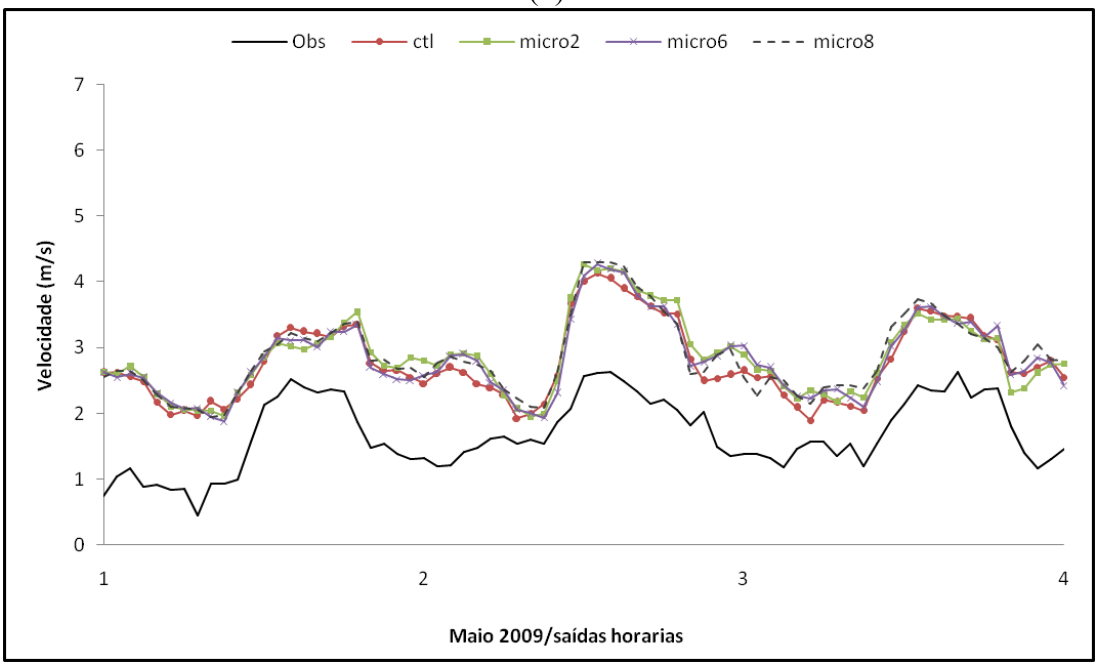
Figura 6.9 - Evolução temporal da velocidade do vento para o modelo WRF para as diferentes configurações de microfísica: (a) Domínio 2; (b) Domínio 3 e (c) Domínio 4.



(a)



(b)



(c)

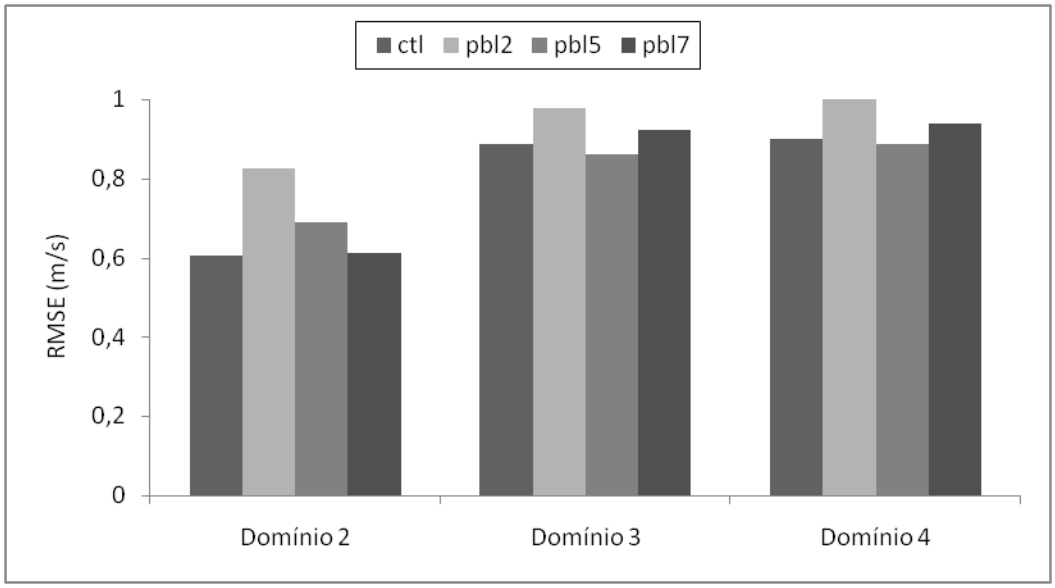
Fonte: Produção autor.

6.4 Definição da parametrização de Camada Limite Planetária (CLP)

Os experimentos realizados para os testes de sensibilidade da CLP mostraram que para o domínio 2, tanto os experimentos ctl e pbl7 obtiveram valores muito próximos de RMSE e ME (Figuras 6.10 e 6.11). Sendo adotada para a continuidade do trabalho a configuração ctl (YSU) em razão do melhor desempenho para esta região do NEB.

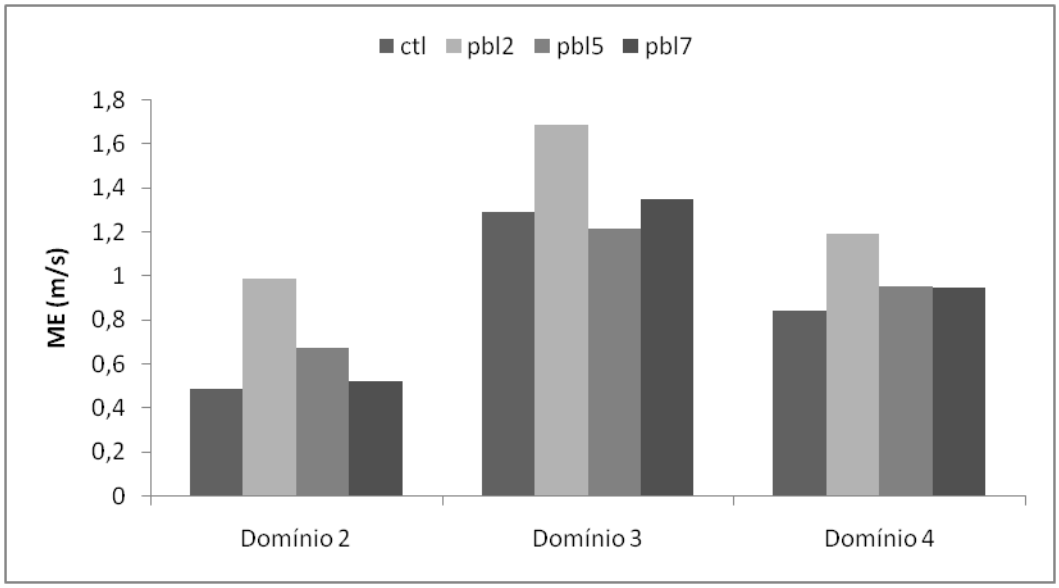
No domínio 3, o experimento pbl5 (MYNN2,5) produziu os menores valores de desvios estatísticos. Para o domínio 4 foi necessário ter uma análise um pouco mais criteriosa, devido que os experimentos ctl e pbl5 apresentaram praticamente valores muito próximos para o RMSE. No entanto, o desvio ME foi menor no experimento ctl. Silva; Fisch (2014) encontrou resultados mais favoráveis para a localidade de Alcântara (estado do Maranhão) utilizando o esquema MYNN2,5 (pbl5) para simular o perfil vertical do vento na estação chuvosa. Sendo assim, optou-se por utilizar o esquema pbl5 para o domínio 4.

Figura 6.10 - Medidas do RMSE ($m.s^{-1}$) para velocidade do vento para os domínios das diferentes parametrizações para CLP.



Fonte: Produção autor.

Figura 6.11 - Medidas do ME ($m.s^{-1}$) para velocidade do vento para os domínios das diferentes parametrizações para CLP.



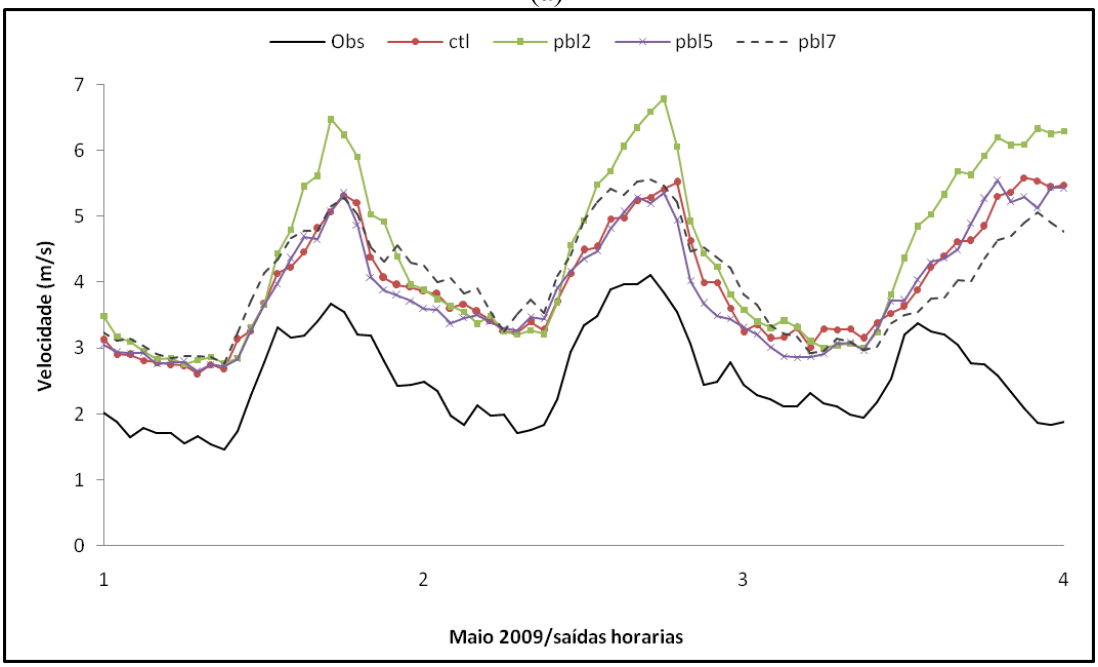
Fonte: Produção autor.

Ao analisar a evolução temporal dos experimentos para os diferentes esquemas da CLP evidencia-se que o esquema pbl2 (MYJ) tende a superestimar ainda mais os horários de intensidade máxima do vento para os três domínios da região NEB (Figura 6.12).

Novamente verifica-se que o experimento ctl no domínio 2 apresentou uma queda brusca na velocidade do vento nos últimos horários da simulação, assim como também há um comportamento errôneo na curva do experimento pbl5 (Figura 6.12a). Assim ressaltando a importância de se fazer uma análise visual da evolução temporal das simulações de velocidade do vento e não apenas cálculos dos índices estatísticos. Para investigar mais detalhadamente esses erros que foram verificados em algumas simulações do domínio 2, fica a proposta de realizar futuramente uma análise da evolução para pontos do domínio onde existem estações do INMET.

Figura 6.12 - Evolução temporal da velocidade do vento para o modelo WRF para as diferentes configurações para CLP: (a) Domínio 2; (b) Domínio 3 e (c) Domínio 4.

(a)



(b)

(c)

Fonte: Produção autor.

6.5 Definição da parametrização de Radiação

O esquema de parametrização de radiação simula os processos físicos da radiação de ondas curtas e ondas longas na atmosfera e no solo. A configuração destas parametrizações é realizada conjuntamente como pode ser visto na Tabela 4.5.

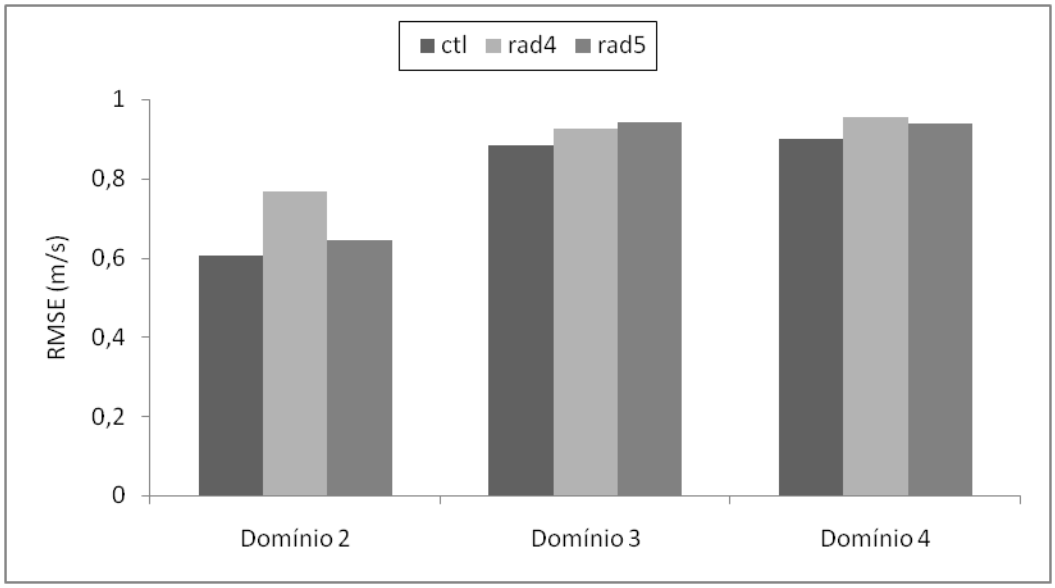
Para os três conjuntos de parametrizações investigados (ctl, rad4 e rad5), os valores de RMSE dos domínios 3 e 4 são praticamente iguais (segunda casa decimal) já para a região que cobre o domínio 2 há diferença mais relevante entre os desvios obtidos nos experimentos. Mesmo assim, a configuração ctl (RRTM e Dudhia) nos três domínios foi a que apresentou RMSE com valores menores (Figura 6.13).

Na Figura 6.14 estão representados os valores de ME de cada experimento de radiação para os três domínios do WRF neste estudo. Observa-se que o domínio 3 (região que cobre o litoral voltado para o leste do NEB) é onde há um maior desvio entre os valores de vento simulado e observado nas estações do INMET, o que era de se esperar, pois é uma região que sofre maior influência de fenômenos meteorológicos que podem gerar

nebulosidade e consequentemente precipitação. Para os três domínios o experimento rad4 (RRTMG) foi o que apresentou maior valor de ME, porém esse resultado surpreendeu, visto que este esquema de parametrização da radiação tinha apresentado um melhor desempenho na análise de sensibilidade realizada por Lima (2015) para o NEB durante o mesmo período com o modelo WRF. No entanto, Lima (2015) avaliou as incertezas em simulações para outra variável meteorológica (radiação solar incidente). Outro fator relevante e que as demais parametrizações físicas (microfísica, convecção e CLP) empregadas não foram as mesmas utilizadas neste estudo. Por isso os resultados encontrados para o teste de sensibilidade dos esquemas de radiação tenham chegado em resultados diferentes.

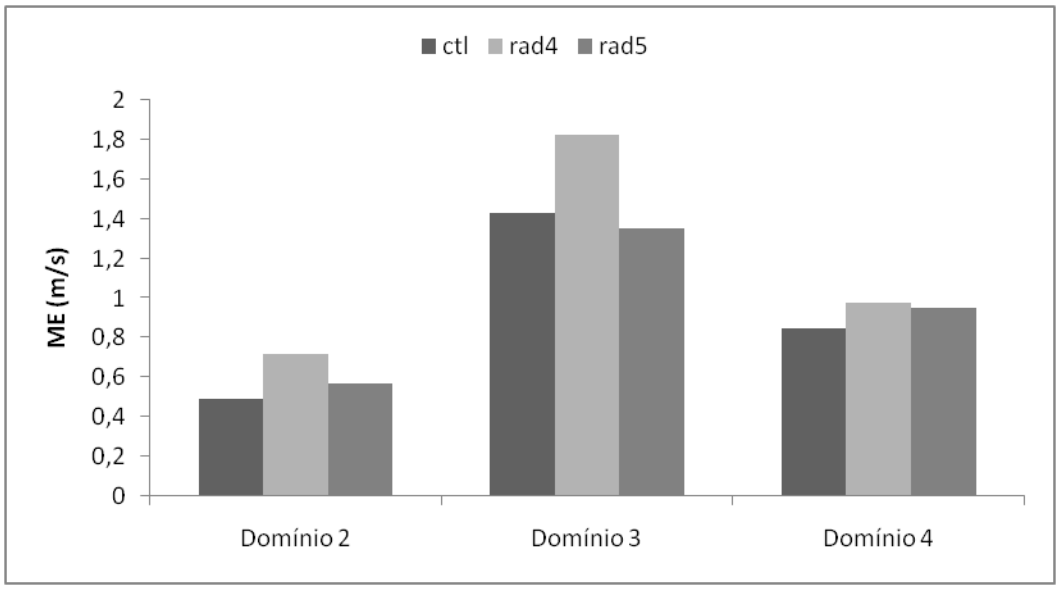
Analisando as regiões (domínios) separadamente, novamente a parametrização do experimento ctl foi melhor em todas as áreas, apresentando menor valor de RMSE. Entretanto o desempenho do experimento rad5 (New Goddard) tem resultados muitos semelhante com o experimento ctl, tanto no RMSE como no ME. Como o RMSE é uma medida de erro mais sensível a maiores desvios entre as séries do que o ME, o torna mais relevante quando se trata de prevenir grandes erros. Por isso, serão atribuídos pesos maiores em relação a este índice, assim a parametrização de radiação adotado será o esquema RRTM/Dudhia (ctl) para os três domínios.

Figura 6.13 - Medidas do RMSE ($m.s^{-1}$) para velocidade do vento para os domínios das diferentes parametrizações de radiação.



Fonte: Produção autor.

Figura 6.14 - Medidas do ME ($m.s^{-1}$) para velocidade do vento para os domínios das diferentes parametrizações de radiação.

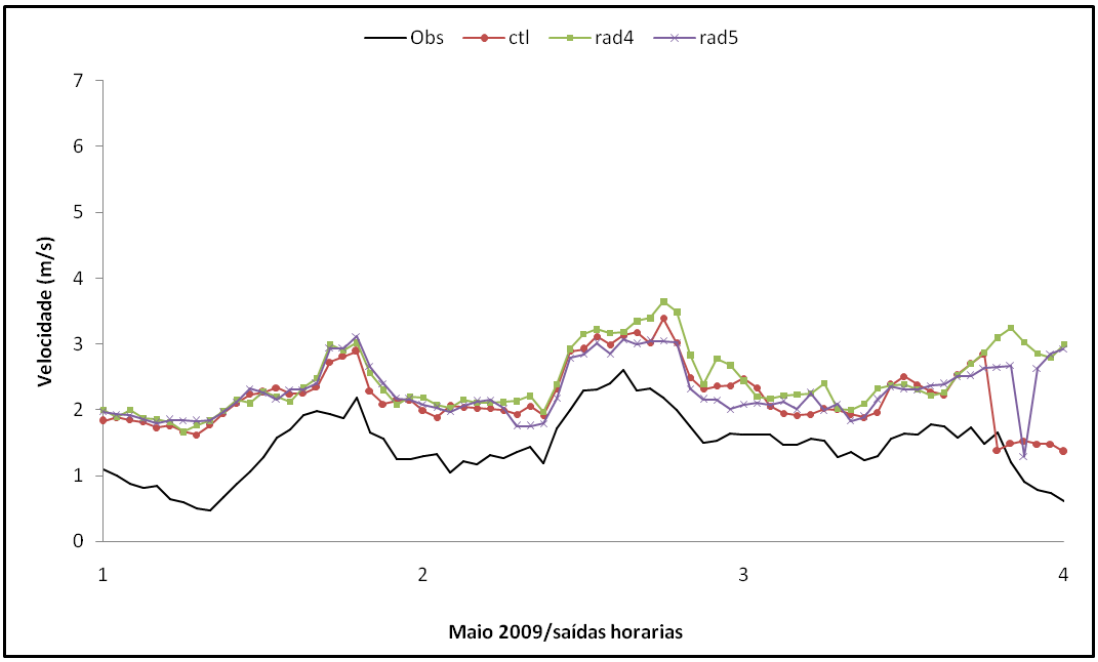


Fonte: Produção autor.

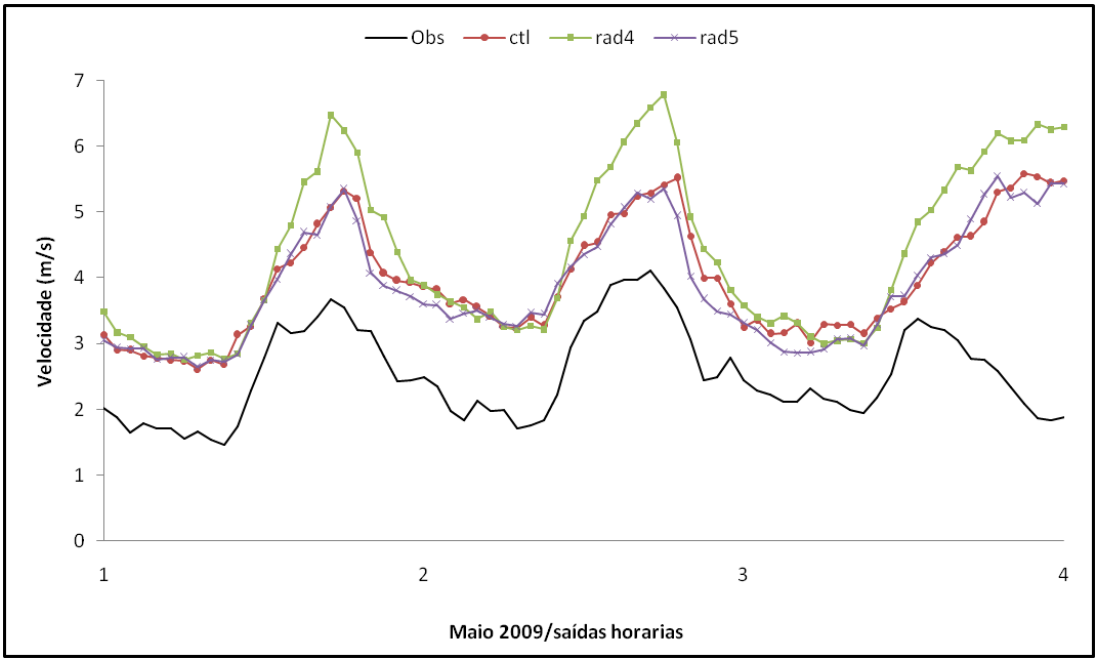
Ao avaliar o desempenho das simulações dos experimentos de radiação (ctl, rad4 e rad5) com relação a evolução temporal da velocidade do vento continua a apresentar os padrões das simulações anteriores (convecção, microfísica e CLP) nos três domínios do modelo WRF adotados neste estudo (Figura 6.15). Persiste a dificuldade de representação dos valores de velocidade do vento para o domínio 3 (Figura 6.15b) principalmente no experimento rad4. Os outros dois experimentos ctl e rad5 apresentam curvas com evolução temporal da velocidade do vento muito próximas entre si para os três domínios.

Dentre os trabalhos que realizaram testes de sensibilidade das parametrizações físicas de modelos de mesoescala, em nenhum deles foi encontrado análises feitas para os esquemas de radiação, isso quando o foco do estudo é vento (energia eólica). É conhecida a relevância dos esquemas de parametrização da CLP, microfísica e relevo (CARVALHO et al., 2012; SANTOS-ALAMILLOS et al., 2013) para auxiliar (melhorar) as simulações do vento (intensidade e direção).

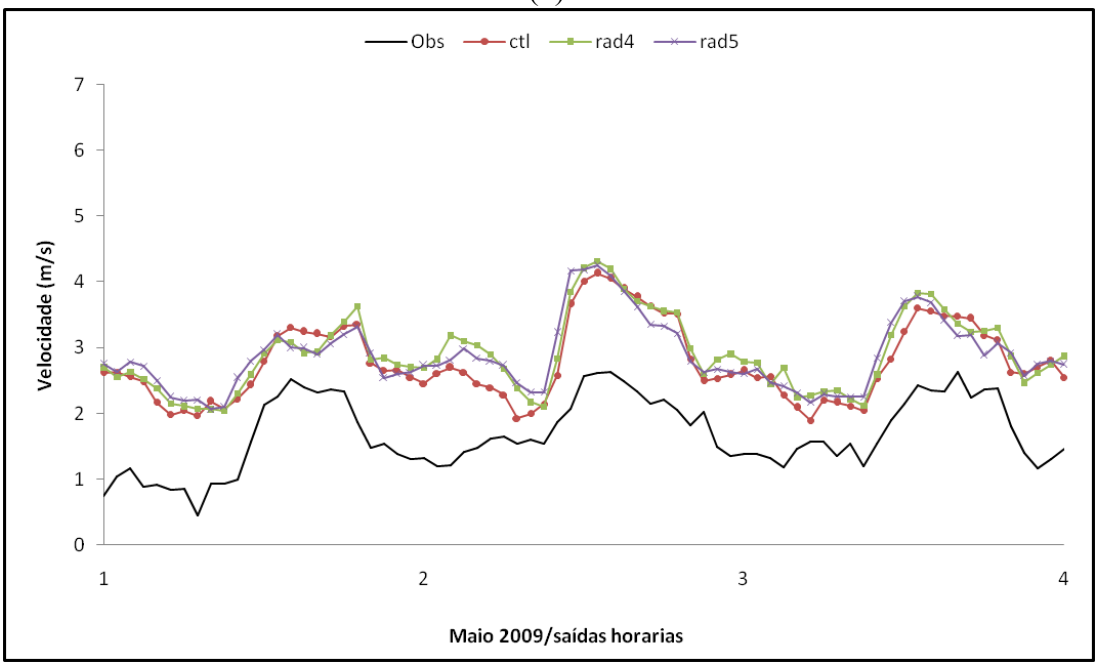
Figura 6.15 - Evolução temporal da velocidade do vento para o modelo WRF para as diferentes configurações de radiação: (a) Domínio 2; (b) Domínio 3 e (c) Domínio 4.



(a)



(b)



(c)

Fonte: Produção autor.

6.6 Discussão dos resultados alcançados

Com base nos resultados para os testes de sensibilidade de parametrizações física em cada um dos domínios estabelecidos para as simulações do WRF, chegou-se às configurações apresentadas na Tabela 6.3. Como era esperado, há diferenças entre as parametrizações mais adequadas para cada domínio em razão do NEB ser influenciado por diferentes sistemas meteorológicos e, consequentemente, se obtém ciclo anual da precipitação do litoral leste diferente ao da região central do NEB.

Tabela 6.3 - Esquemas das principais parametrizações físicas para cada região (domínio) do NEB a ser utilizado no WRF.

	Convecção	Microfísica	CLP	Radiação
Domínio 2	Grell 3D (cum5)	WSM3 (ctl)	YSU (ctl)	RRTM/Dudhia (ctl)
Domínio 3	Grell 3D (cum5)	WSM3 (ctl)	MYNN 2,5 (pbl5)	RRTM/Dudhia (ctl)
Domínio 4	Desligado (cumD)	WSM3(ctl)	MYNN 2,5 (pbl5)	RRTM/Dudhia (ctl)

Fonte: Produção autor.

Verifica-se que, após os testes de sensibilidade para os diferentes esquemas de parametrização disponíveis no WRF, cada domínio da região NEB ficou com uma configuração diferente, sendo a velocidade do vento em superfície mais sensível aos esquemas de convecção e CLP, para o período analisado. Porém estes resultados podem ser considerados parciais, pois os experimentos configurados alteravam apenas a parametrização em análise e as demais permaneciam fixas com a configuração *default* de quando se faz a instalação do WRF, o que faz com que os resultados encontrados (configuração) para cada domínio ainda não tenham sido testados. Por exemplo, o domínio 3 não foi realizado o experimento com parametrização de convecção (Grell 3D) e CLP (MYNN2,5).

Para tentar avaliar se realmente houve ganho nas estimativas da velocidade do vento com as novas configurações de parametrizações físicas de cada domínio, se executou uma nova simulação para o mesmo período com os esquemas de parametrizações da Tabela 6.3.

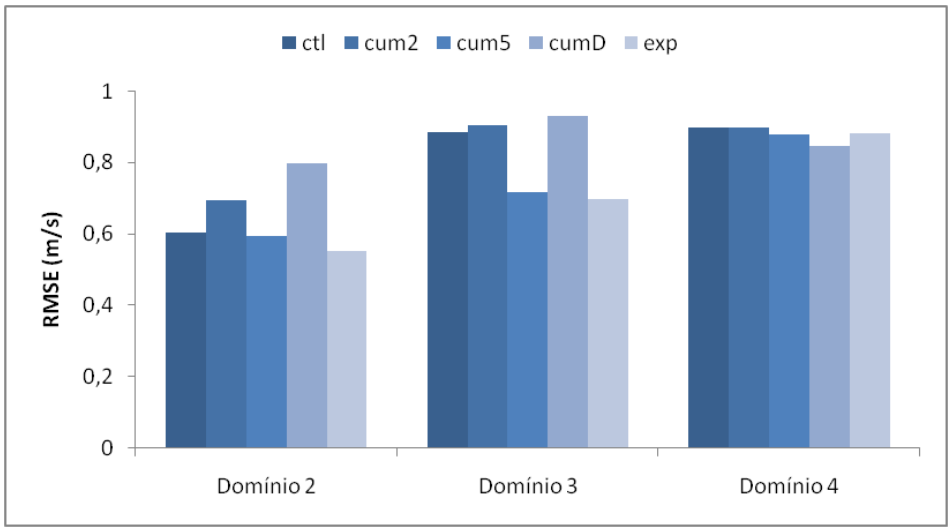
Analisando os gráficos do índice estatístico RMSE da Figura 6.16 fica evidenciado que o resultado encontrado como melhor conjunto de esquema de parametrizações físicas para

os domínios 2 e 3 incorporam um ganho significativo na simulação das estimativas de vento, em comparação com todos os experimentos realizados anteriormente. Ressaltando que a última coluna do gráfico de barras chamada de exp é justamente a simulação com as configurações da Tabela 6.3.

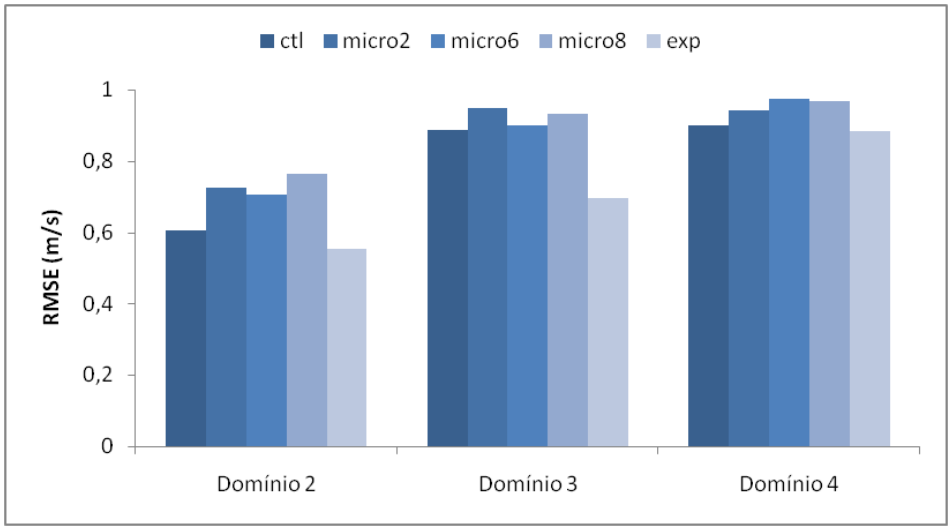
Ao comparar os experimentos de microfísica (Figura 6.16b), CLP (Figura 6.16c) e radiação (figura 6.16d) do domínio 3 a simulação exp apresenta resultados com uma diferença de aproximadamente 25% do valor do RMSE, o que se tratando de modelagem da velocidade do vento é um ganho considerável, tendo em vista a dificuldade de prevê-lo em função dos muitos efeitos que o afetam.

Para o domínio 4, região mais no interior do NEB os resultados da simulação exp não obteve um desempenho melhor, na maioria dos esquemas de parametrização o resultado foi igual ou um pouco maior com relação aos valores do RMSE dos demais experimentos. Demonstrando mais uma vez que esta região do NEB é pouco suscetível a diferentes esquemas de parametrizações para este período analisando.

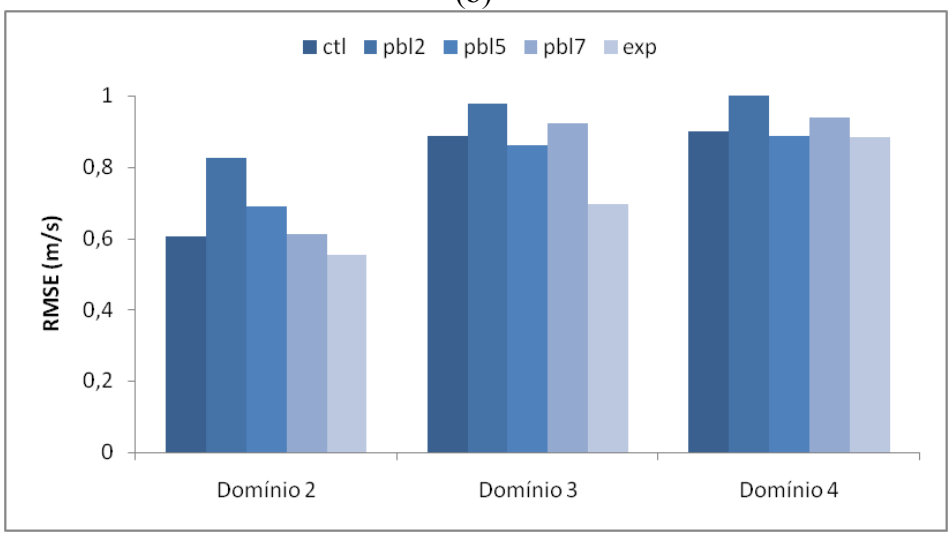
Figura 6.16 - Medidas do RMSE ($m.s^{-1}$) para velocidade do vento para os domínios das diferentes parametrizações: (a) convecção (*cumulus*); (b) microfísica; (c) CLP; e (d) radiação.



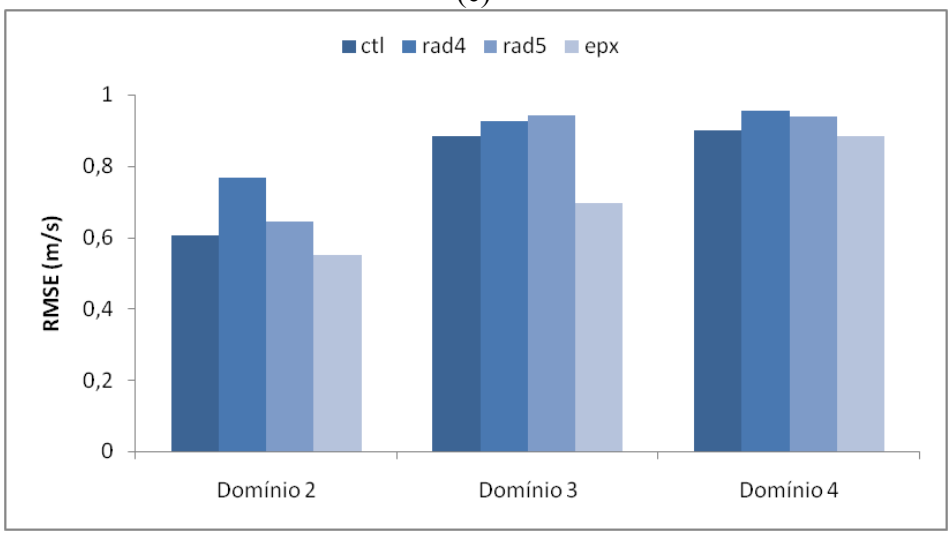
(a)


ctl
micro2
micro6
micro8
exp
RMSE (m/s)
1
0,8
0,6
0,4
0,2
0
Domínio 2
Domínio 3
Domínio 4

(b)


ctl
pbl2
pbl5
pbl7
exp
RMSE (m/s)
1
0,8
0,6
0,4
0,2
0
Domínio 2
Domínio 3
Domínio 4

(c)

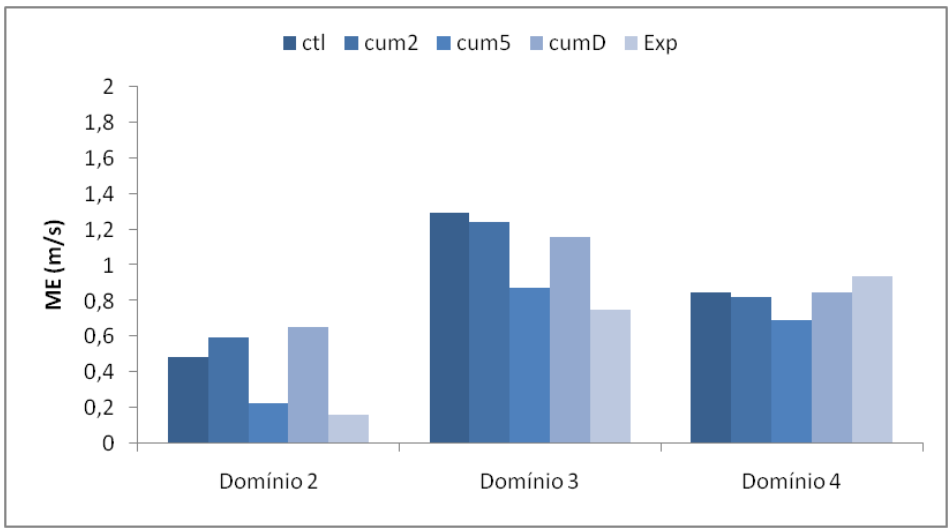

ctl
rad4
rad5
epx
RMSE (m/s)
1
0,8
0,6
0,4
0,2
0
Domínio 2
Domínio 3
Domínio 4

(d)

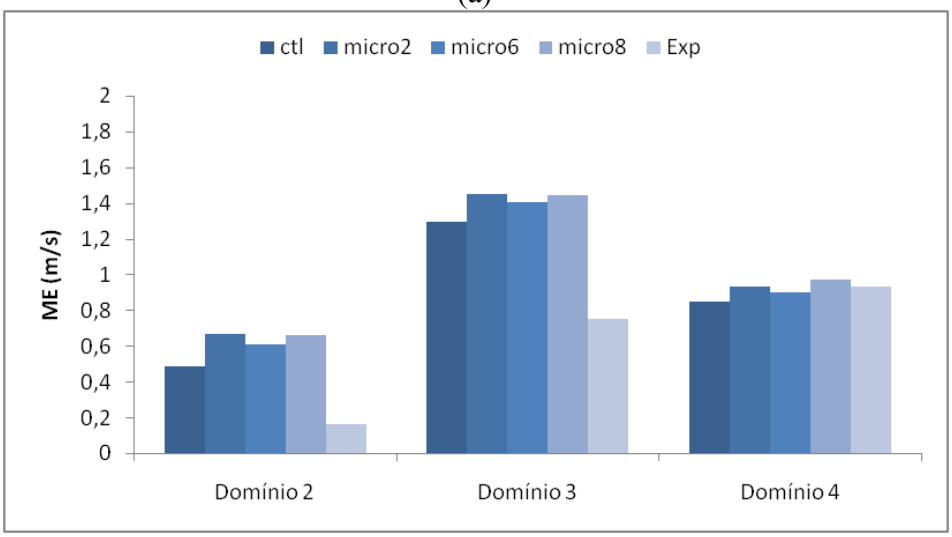
Fonte: Produção autor.

Para o cálculo do erro sistemático ME do novo experimento com as configurações encontradas como mais adequadas para cada domínio (Tabela 6.3) confirma-se o discutido anteriormente, onde os domínios 2 e 3 mostram claramente o ganho nas simulações de velocidade do vento (Figura 6.17).

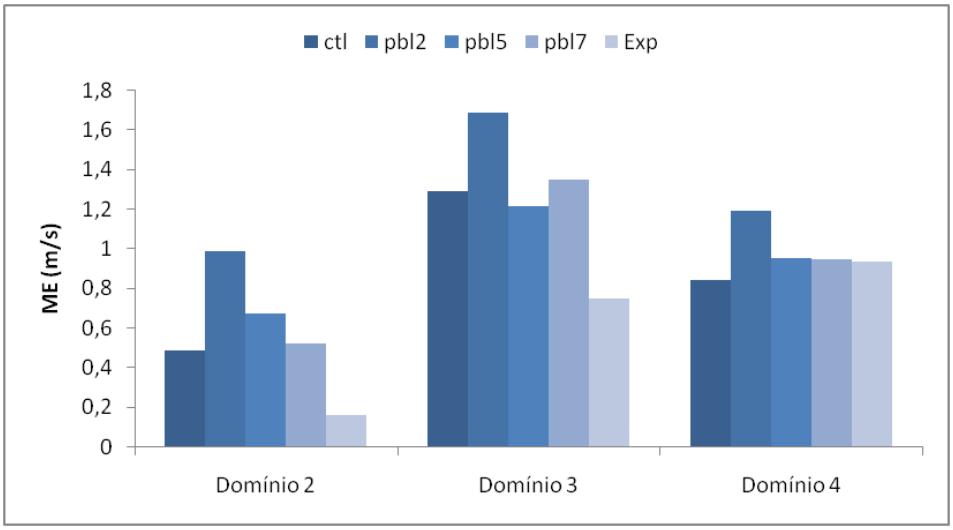
Figura 6.17 - Medidas do ME ($m.s^{-1}$) para velocidade do vento para os domínios das diferentes parametrizações: (a) convecção (*cumulus*); (b) microfísica; (c) CLP; e (d) radiação.



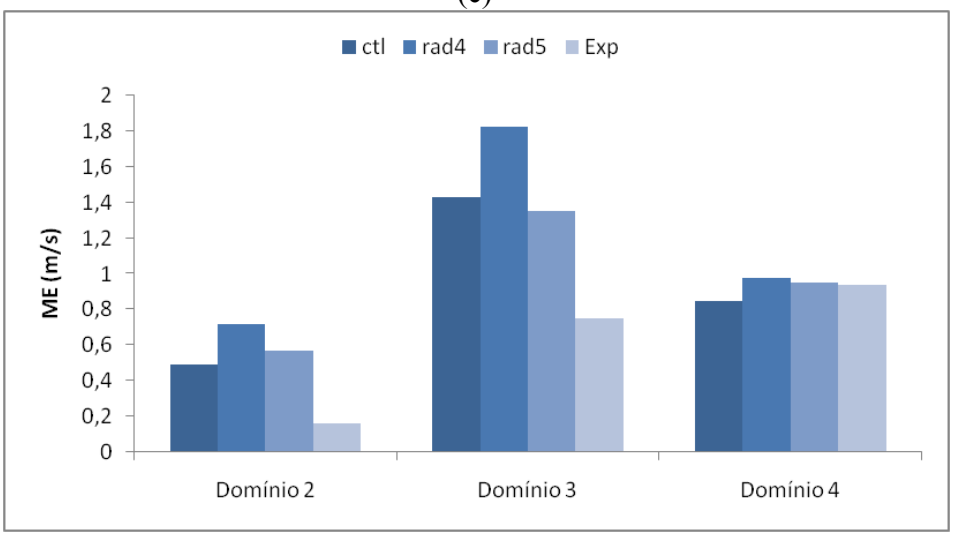
(a)



(b)



(c)



(d)

Fonte: Produção autor.

Concluiu-se que adotar uma única configuração de esquemas de parametrizações para o NEB é realmente errôneo, visto que o NEB ser influenciado por diferentes sistemas meteorológicos e consequentemente se obtém ciclo anual da velocidade do vento do litoral leste diferente ao da região central do NEB. O próximo passo que foi executado na pesquisa e testar separadamente as configurações de cada região do NEB no modelo WRF para um período maior (1 mês da estação seca e 1 mês da estação chuvosa).

Importante salientar que estes testes de sensibilidade foram avaliados para a variável de velocidade do vento no nível de 10 metros, região onde tanto a velocidade do vento quanto a direção são altamente afetados por situações diversas (por exemplo, topografia e

rugosidade da superfície entre outros). Sendo assim está uma das variáveis meteorológicas mais difíceis de prever.

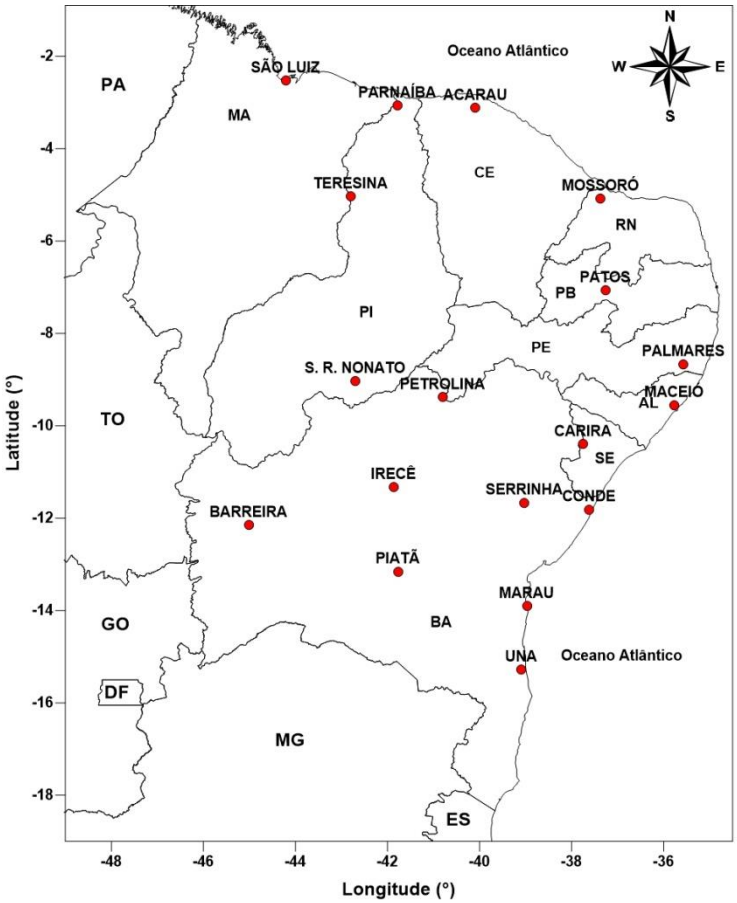
7. RESULTADOS: PARTE III - SIMULAÇÕES NUMÉRICAS COM MODELO WRF

Este capítulo apresenta os resultados obtidos nas simulações numéricas com o modelo WRF configurado com base no conhecimento adquirido nas etapas anteriores para obtenção de previsões de velocidade do vento para os diferentes domínios que cobrem a região NEB. As análises foram realizadas para os meses de maio e novembro de 2009 e 2012. Todos os gráficos apresentados neste tópico foram elaborados utilizando as estimativas velocidade do vento obtidas para a resolução espacial de 5km x 5km.

7.1 Simulações numéricas para estação seca e chuvosa

Para calcular os valores dos desvios estatísticos (RMSE e ME) assim como analisar a diferença entre os valores simulados e observados da evolução temporal para algumas localidades dos domínios foram escolhidas algumas EMAs operadas pelo INMET no NEB. Foram acrescentadas algumas estações com relação às escolhidas no capítulo anterior (Tabela 6.2) para realizar os testes de sensibilidade das parametrizações físicas. Esse acréscimo de estações se deu no domínio 3 (litoral leste), pois verificou-se uma certa dificuldade do modelo ao simular o vento, Figura 7.1 e Tabela 7.1.

Figura 7.1 - Localização das EMAs do INMET utilizadas para avaliar as previsões do WRF.



Fonte: Produção autor.

Tabela 7.1 - Localização das EMAs para a validação das previsões do WRF.

Longitude (º)	Latitude (º)	Estação	Nº da estação	Domínio WRF
-44,21	-2,53	São Luiz (MA)	A203	
-37,37	-5,08	Mossoró (RN)	A318	
-42,80	-5,03	Teresina (PI)	A312	Domínio 2
-37,37	-7,07	Patos (PB)	A321	(RH3 e RH2)
-40,09	-3,12	Acaraú (CE)	A360	
-41,78	-3,07	Parnaíba (PI)	A308	
-35,57	-8,67	Palmares (PE)	A357	
-35,77	-9,55	Maceió (AL)	A303	
-37,45	-10,40	Caria (SE)	A420	
-37,62	-11,81	Conde (BA)	A431	Domínio 3
-39,02	-11,66	Serrinha (BA)	A441	(RH1)
-38,97	-13,91	Maraú (BA)	A438	
-39,09	-15,28	Una (BA)	A437	
-39,18	-16,39	Porto Seguro (BA)	A427	
-40,80	-9,38	Petrolina (PE)	A307	
-42,70	-9,03	S.R. Nonato (PI)	A345	
-45,02	-12,15	Barreira (BA)	A402	Domínio 4
-41,77	-13,16	Piatã (BA)	A430	(RH2 e RH3)
-41,86	-11,33	Irecê (BA)	A424	

Fonte: Produção autor.

Para analisar a evolução temporal da velocidade do vento optou-se por obter a diferença entre as simulações e as observações para algumas localidades, como pode ser observado nas Figuras 7.2, 7.3 e 7.4 para o mês de maio de 2009, para os 3 domínios que cobrem o NEB. Estão representados gráficos para duas estações meteorológicas automáticas do INMET para cada domínio, sendo escolhida uma estação onde houve o melhor desempenho do modelo e em outra onde o modelo apresentou os maiores desvios para as previsões de velocidade do vento. Verifica-se que o modelo tende a superestimara a velocidade do vento de forma constante na maioria dos horários das diferentes localidades dos três domínios.

A Figura 7.2, referente a duas localidades do domínio 2, mostram que a diferença entre modelo e observação oscila com valores menores para a localidade de Acaraú (Figura 7.2a), entre 2 e -2 $m.s^{-1}$. Enquanto que para a localidade de Mossoró a picos com valores de diferença próximos a 4 e -4 $m.s^{-1}$ (Figura 7.2b). Um dos motivos para as localidades terem apresentados resultados diferentes nas previsões de velocidade do vento pode estar relacionado a questões locais, por exemplo, rugosidade do solo e ao fato da estação

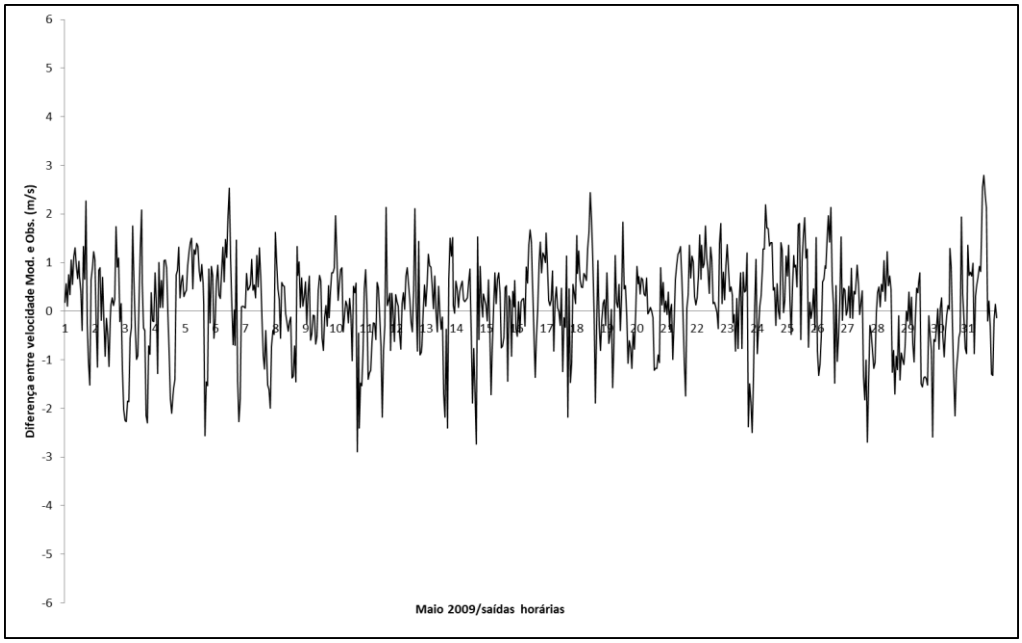
chuvosa de Mossoró estar compreendida no verão atrasando-se para o outono (MORAIS et al., 2014). A localidade de Acaraú encontra-se no litoral cearense já Mossoró está distante uns 40 km do litoral sobre a influência de uma Bacia do rio Apodi-Mossoró.

Comportamento bastante similar foi observado para o domínio 3 conforme pode ser observado na Figura 7.3. A localidade de Serrinha ao longo do mês de maio de 2009 apresenta valores positivos e negativos de forma irregular para as diferenças entre modelo e observação (Figura 7.3a). No entanto, o modelo superestima a velocidade do vento para a localidade de Porto Seguro (localizada mais ao sul do litoral baiano), onde as diferenças foram positivas praticamente para todo o mês de maio de 2009 (Figura 7.3b). Acredita-se que a explicação para essas diferenças entre as localidades pertencentes à mesma RH está relacionada a questões locais (microescala). Além disso, localidade de Porto Seguro pode sofre a influência de frentes frias com frequência durante o período de outono e inverno.

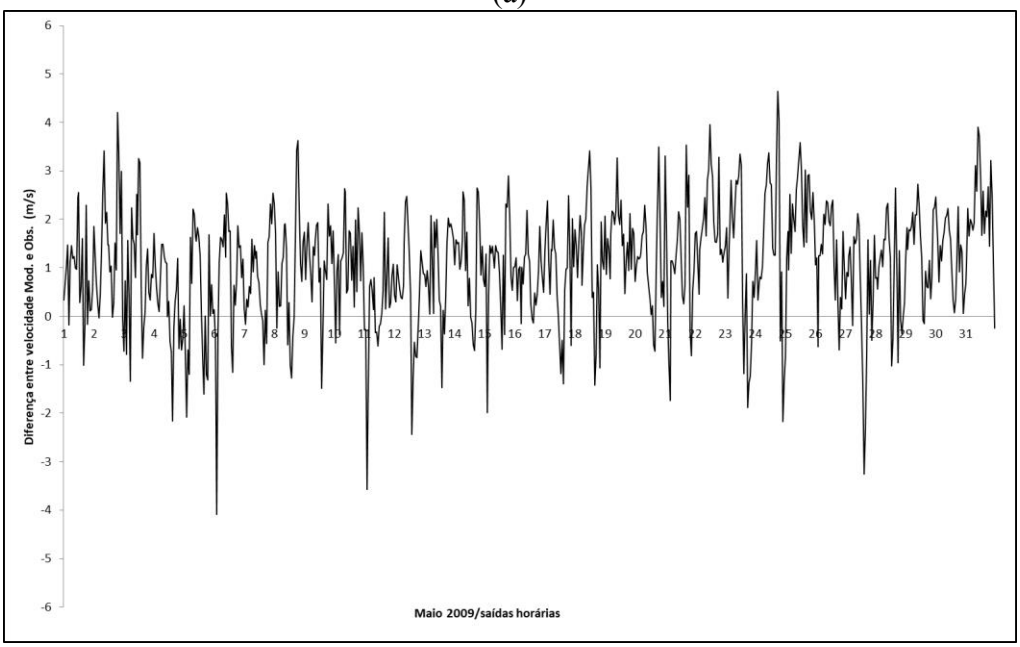
Para o domínio 4, região mais continental do NEB, a diferença entre as evoluções temporais do modelo e observações demonstrou que para a localidade de Piatã as diferenças são oscilatórias ao longo do mês (Figura 7.5a). Na localidade de Petrolina as diferenças entre os valores modelados e os observados são elevados em comparação as outras localidades analisadas para este período (maio de 2009) e praticamente todo mês positivas (Figura 7.5b), diferenças entre valores previstos e observados foi superior a 2,5 $m.s^{-1}$ para vários horários ao longo do mês.

Os testes de sensibilidade realizados mostraram que a influência das parametrizações de *cumulus* (cum5 e cumD) foi pequena no desempenho do modelo para o domínio 4 e optou-se pelo desligamento desta parametrização (cumD). Talvez a escolha de usar a parametrização de *cumulus* desligada tenha resultado nos desvios elevados na comparação para um mês completo da estação chuvosa (consequentemente maior formação de nuvens) é que seja necessário adotar um esquema de parametrização de convecção.

Figura 7.2 - Diferença da evolução temporal da velocidade do vento para duas estações do domínio 2 para o mês de maio de 2009: (a) Acaraú/CE - RMSE 0,9 ($m.s^{-1}$) e ME 0,1 ($m.s^{-1}$); (b) Mossoró/RN - RMSE 1,6 ($m.s^{-1}$) e ME 1,1 ($m.s^{-1}$).



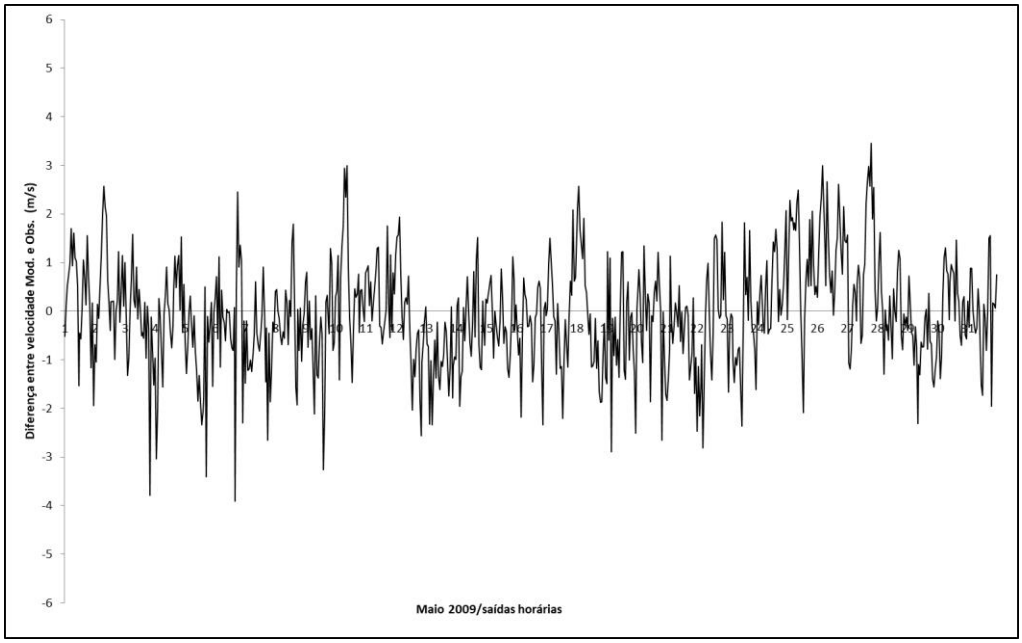
(a)



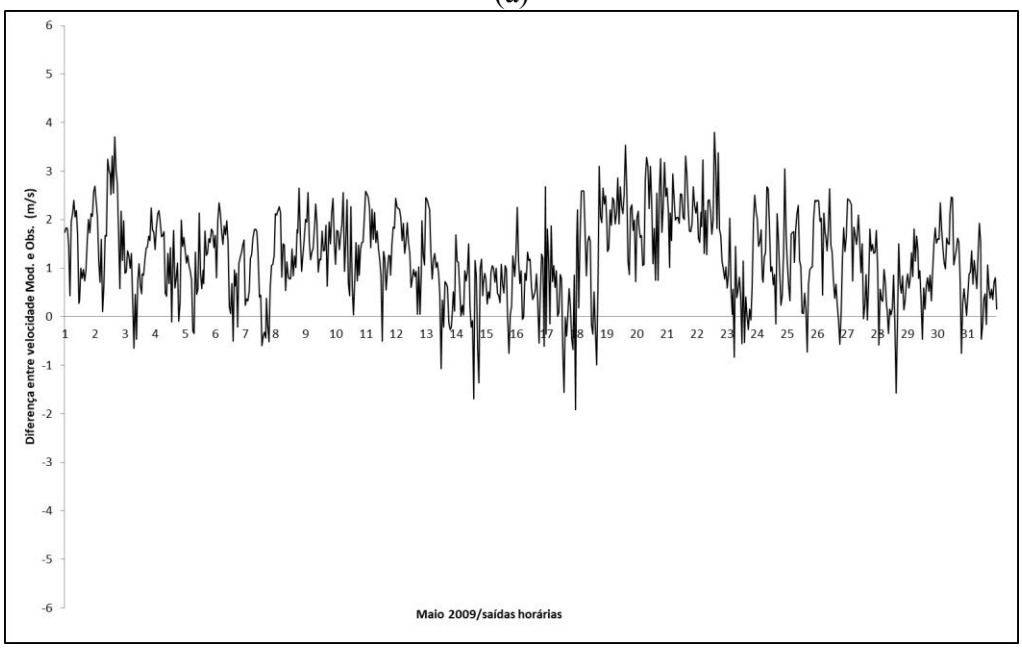
(b)

Fonte: Produção autor.

Figura 7.3 - Diferença da evolução temporal da velocidade do vento para duas estações do domínio 3 para o mês de maio de 2009: (a) Serrinha/BA - RMSE 1,1 ($m.s^{-1}$) e ME - 0,1 ($m.s^{-1}$); (b) Porto Seguro/BA - RMSE 1,5 ($m.s^{-1}$) e ME 1,2 ($m.s^{-1}$).



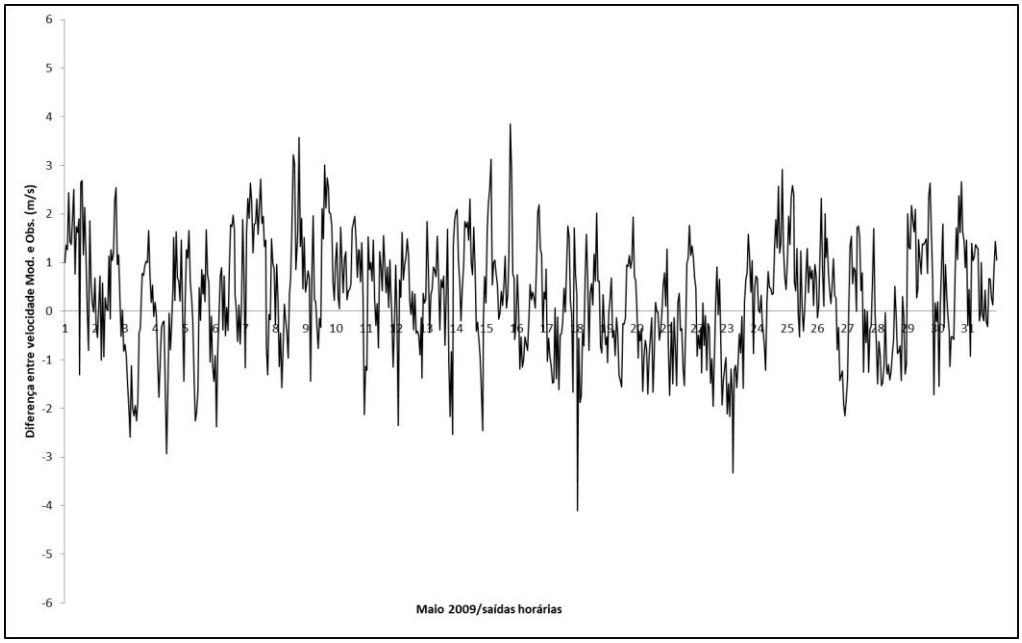
(a)



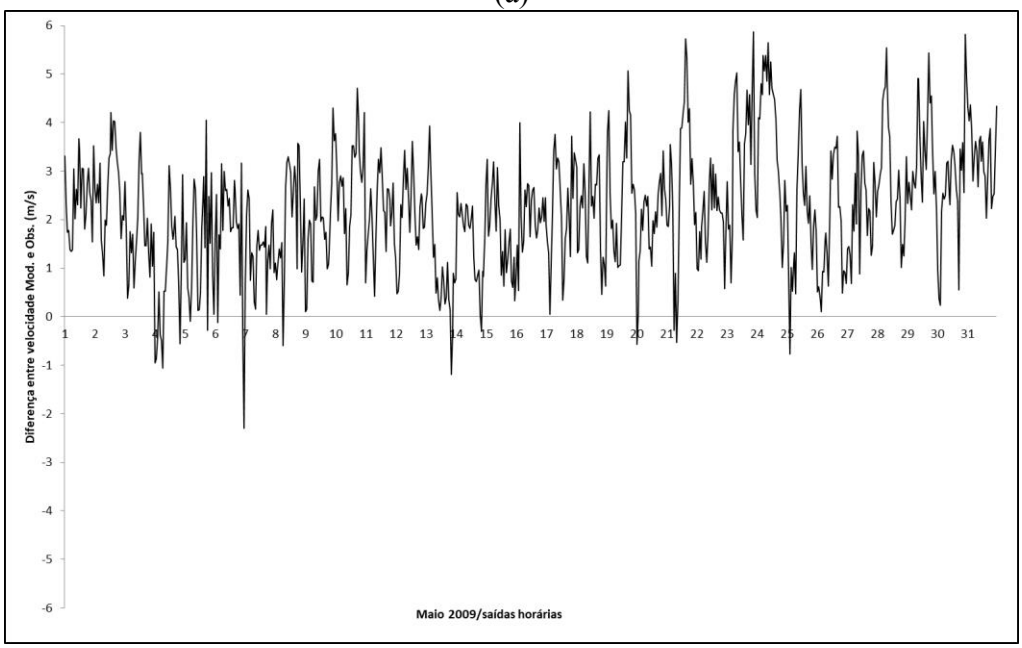
(b)

Fonte: Produção autor.

Figura 7.4 - Diferença da evolução temporal da velocidade do vento para duas estações do domínio 4 para o mês de maio de 2009: (a) Piatã/BA - RMSE 1,2 ($m.s^{-1}$) e ME 0,3 ($m.s^{-1}$); (b) Petrolina/PE - RMSE 2,5 ($m.s^{-1}$) e ME 2,2 ($m.s^{-1}$).



(a)



(b)

Fonte: Produção autor.

As Figuras 7.5, 7.6 e 7.7 apresentam as mesmas análises da diferença entre a evolução temporal modelada e observada da velocidade do vento, porém para o mês de maio de 2012, as localidades analisadas são as mesmas.

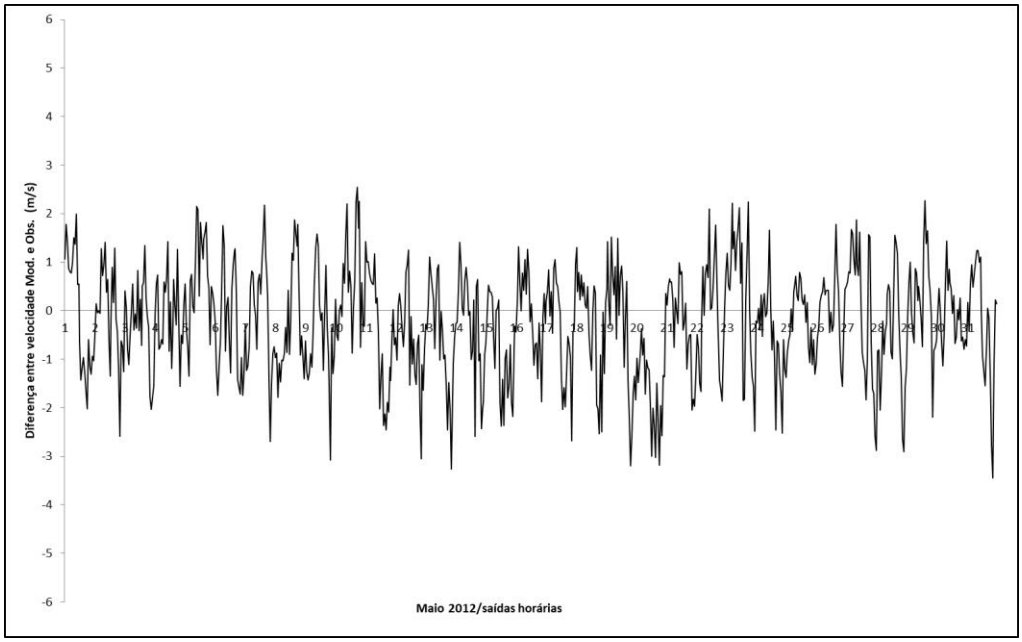
O primeiro aspecto que deve ser considerado é que houve aumento significativo na velocidade do vento para o mês de maio de um ano para outro (2009 e 2012), devido às questões relacionadas ao período de estiagem no NEB que se iniciou em 2012. A região do NEB foi fortemente afetada pela seca 2012-2015 (Martins; Magalhães, 2015) o que acabou favorecendo a ocorrência de ventos mais intensos e, provavelmente, uma diminuição na formação de nuvens, de modo que a dinâmica da atmosfera se tornou estável. Favorecendo a previsão numérica com o modelo WRF, assim um maior acerto ou aproximação das previsões de velocidade do vento como pode ser verificado nos valores dos índices estatísticos (RMSE e ME).

Para a localidade de Acaraú a diferença entre a velocidade simulada com a observada para maio de 2012 se manteve próximo aos valores do ano de 2009 (Figura 7.5a). Para o gráfico da diferença da localidade de Mossoró verificamos valores mais elevados, entre 4 e - 5 $m.s^{-1}$, porém o valor do viés (ME) reduziu de 1,1 ($m.s^{-1}$) em 2009 para ME -0,3 ($m.s^{-1}$) em 2012 (Figura 7.5b).

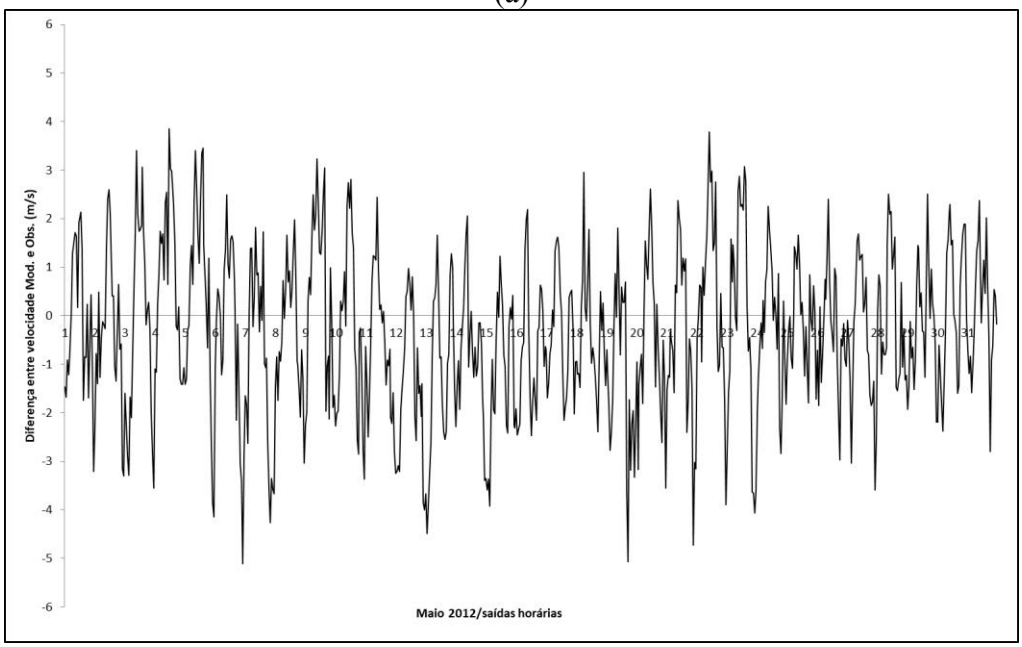
A diferença da evolução temporal modelada e simulada do domínio 3 para maio de 2012 (Figura 7.6) confirma uma dificuldade do modelo WRF em simular a velocidade do vento para localidades mais ao sul do NEB (Figura 7.6b). Comparando maio de 2009 e 2012 para as duas localidades que representam o domínio 3, não é notório uma melhoria na previsão da velocidade do vento, também não há uma diferença significativa nos dados medidos para esses dois anos para estas localidades (Serrinha e Porto Seguro). O domínio 3 sofre a influência de sistemas frontais vindos do sul do Brasil, principalmente nos meses de inverno do hemisfério sul (ANDRADE 2005; LIMA 2012), assim não havendo uma diferença marcante para os anos de 2009 e 2012 no regime de chuvas e de vento neste domínio, observado na qualificação dos dados das EMAs realizadas nesta pesquisa (Figura C.1 - Anexo C).

Para o domínio 4 (Figura 7.7), no mês de maio de 2012, verifica-se que as curvas da diferença entre a evolução temporal modelada e observada da velocidade do vento apresentam resultados similares aos obtidos para o mês de maio de 2009 (Figura 7.4).

Figura 7.5 - Diferença da evolução temporal da velocidade do vento para duas estações do domínio 2 para o mês de maio de 2012: (a) Acaraú/CE - RMSE 1,1 ($m.s^{-1}$) e ME -0,2 ($m.s^{-1}$); (b) Mossoró/RN - RMSE 1,7 ($m.s^{-1}$) e ME -0,3 ($m.s^{-1}$).



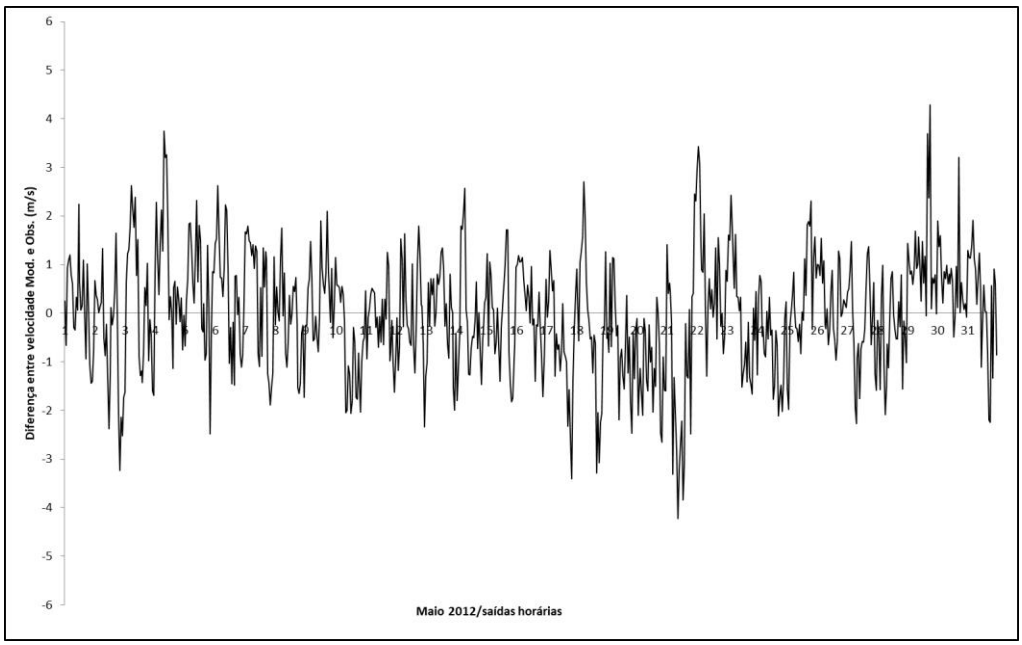
(a)



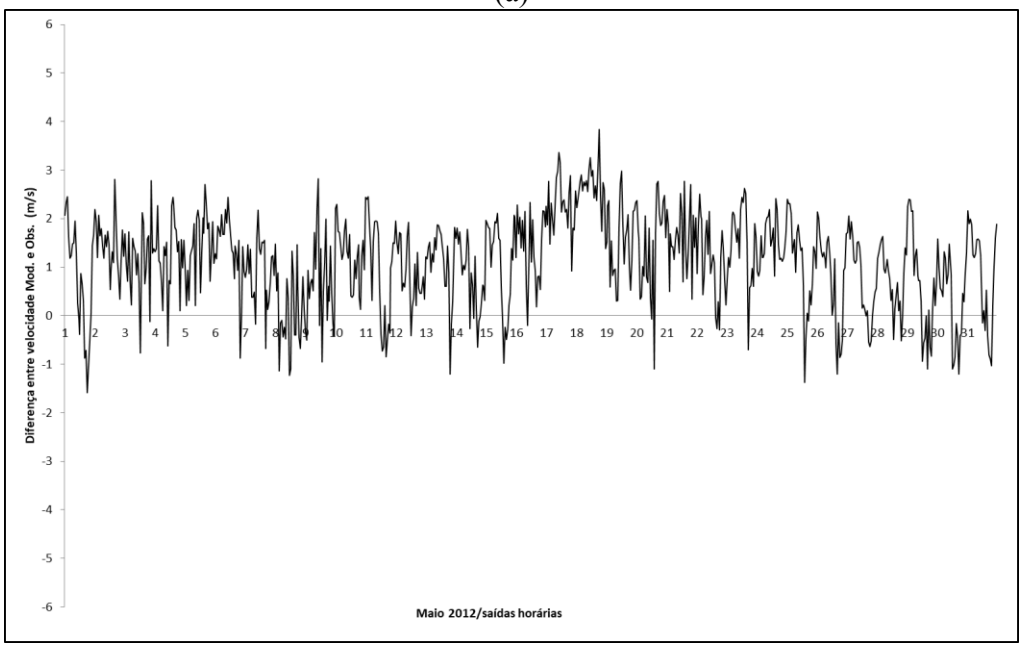
(b)

Fonte: Produção autor.

Figura 7.6 - Diferença da evolução temporal da velocidade do vento para duas estações do domínio 3 para o mês de maio de 2012: (a) Serrinha/BA - RMSE 1,2 ($m.s^{-1}$) e ME - 0,1 ($m.s^{-1}$); (b) Porto Seguro/BA - RMSE 1,5 ($m.s^{-1}$) e ME 1,1 ($m.s^{-1}$).



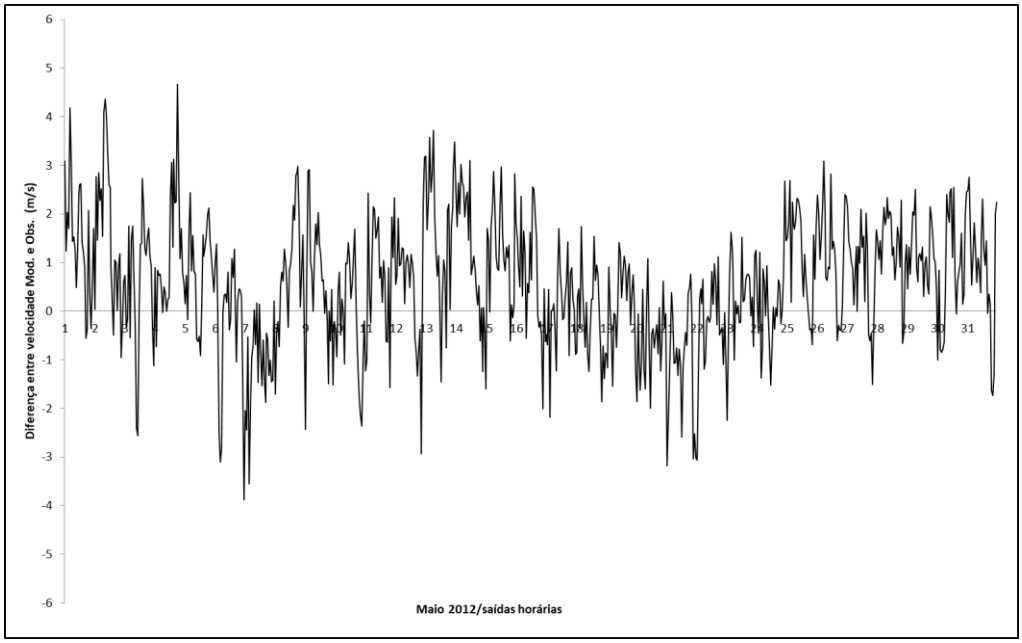
(a)



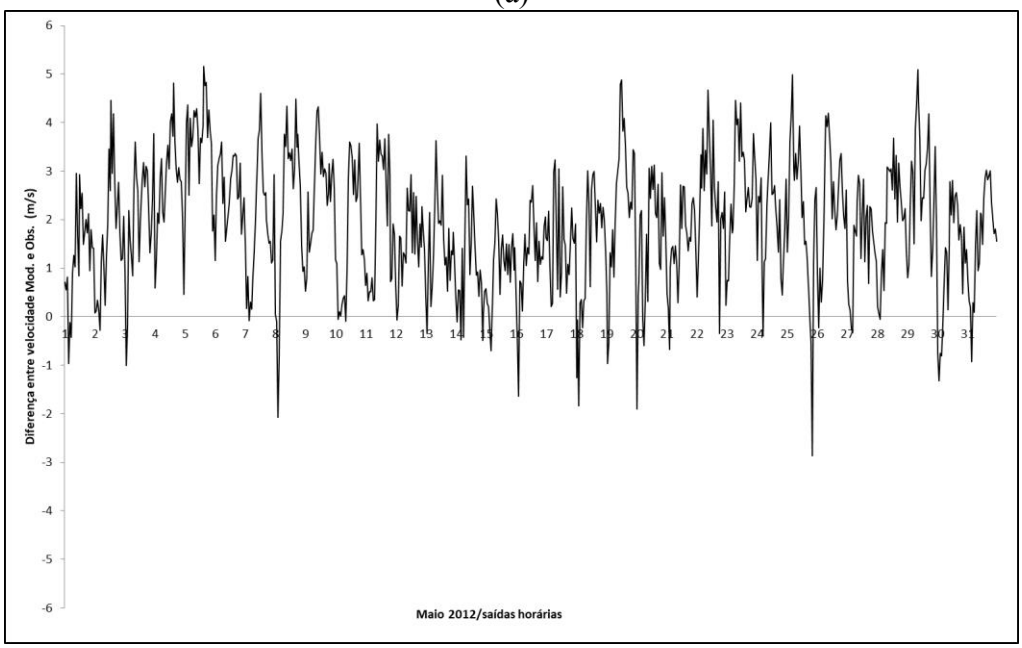
(b)

Fonte: Produção autor.

Figura 7.7 - Diferença da evolução temporal da velocidade do vento para duas estações do domínio 4 para o mês de maio de 2012: (a) Piatã/BA - RMSE 1,4 ($m.s^{-1}$) e ME 0,6 ($m.s^{-1}$); (b) Petrolina/PE - RMSE 2,3 ($m.s^{-1}$) e ME 1,9 ($m.s^{-1}$).



(a)



(b)

Fonte: Produção autor.

O mês de novembro, pertencente a estação seca para a maior parte do território do NEB, a velocidade média do vento é maior para a maioria das localidades analisadas neste estudo. Confirmando assim o favorecimento da complementaridade com a fonte hídrica para a maior parte desta região do país (ELETROBRÁS, 2008; MARTINS; PEREIRA, 2011; RAMOS, 2012).

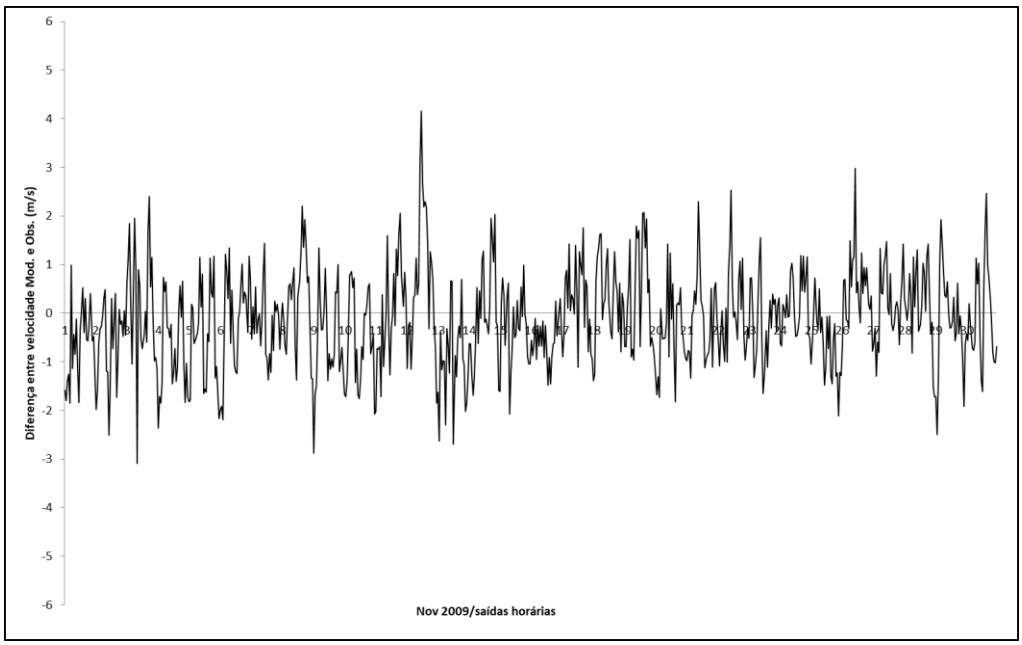
As Figuras 7.8, 7.9 e 7.10 mostram que o modelo WRF superestima a velocidade do vento nos três domínios. O modelo não apresentou um desempenho melhor (menores desvios - RMSE e ME) como era esperado para este mês da estação seca (novembro) e uma melhor representação da evolução temporal da velocidade do vento. Por exemplo, a localidade de Porto Seguro (Figura 7.9b) no mês de novembro de 2009 se comparado ao período chuvoso do mesmo ano (maio de 2009) teve valores de desvios menores, sendo assim melhor que a localidade de Serrinha, que para maio foi a estação com índices estatísticos menores no domínio 3. Confirmando nesta primeira análise que existem particularidades entre as localidades pertencentes a mesma RH, que podem variar de uma estação a outra (chuvosa e seca).

Assim como ocorrido no domínio 2, a região que compreende o domínio 3 (Figura 7.9) também apresentou um aumento significativo na velocidade média do vento quando se comparam os meses de maio e novembro. Contudo a amplitude entre os valores máximos e mínimos é maior para estação seca (novembro) na região do litoral leste do NEB (domínio 3).

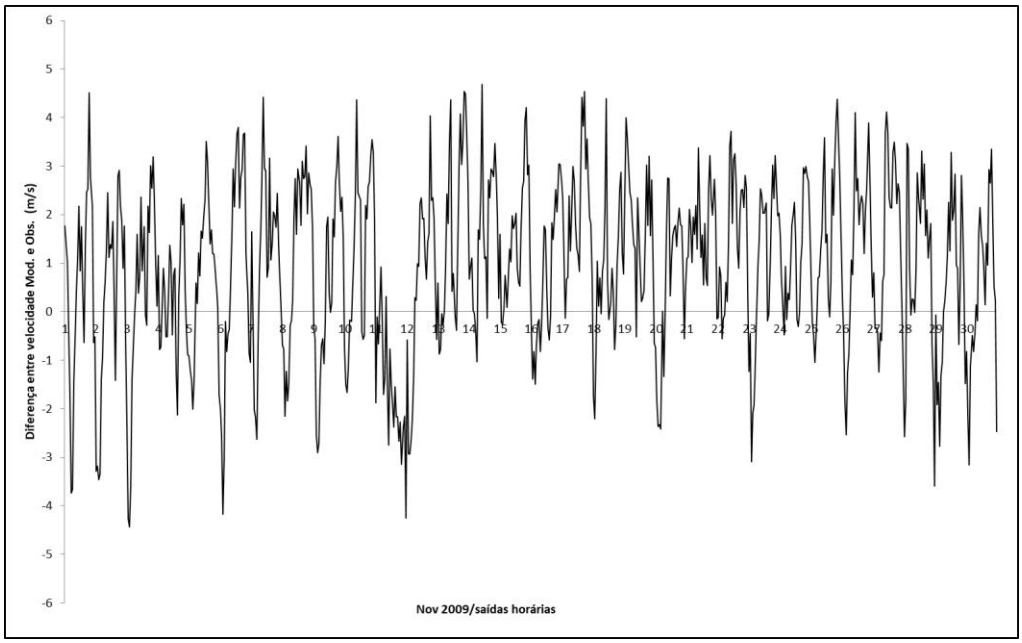
A configuração adotada no modelo WRF para o domínio 3 apresentou dificuldade para prever a velocidade do vento em algumas localidades. Tal dificuldade do modelo WRF para esta região pode estar associada a questões de escalas dos fenômenos meteorológicos, por ser uma região que sofre influência da ZCIT, brisa marítima e dos ventos alísios. Regiões costeiras com mudança abrupta da rugosidade do terreno, onde a parametrização de superfície, juntamente com a de CLP devem ser testadas com mais detalhes, já que é um dos fatores mais relevante para simular a velocidade do vento em regiões com tais características como o domínio 3 (SILVA et al., 2016).

Na Figura 7.10 observa-se que a diferença da evolução temporal da velocidade do vento modelada e observada para as localidades do domínio 4 apresentam os maiores desvios se comparados aos outros domínios avaliados neste estudo, e também primordialmente positivos para o mês de novembro de 2009. O modelo apresentou previsões que superestimaram as observações para novembro de 2009 para a localidade de Piatã (Figura 7.10a).

Figura 7.8 - Diferença da evolução temporal da velocidade do vento para duas estações do domínio 2 para o mês de novembro de 2009: (a) Acaraú/CE - RMSE 1,0 ($m.s^{-1}$) e ME -0,1 ($m.s^{-1}$); (b) Mossoró/RN - RMSE 2,0 ($m.s^{-1}$) e ME 0,9 ($m.s^{-1}$).



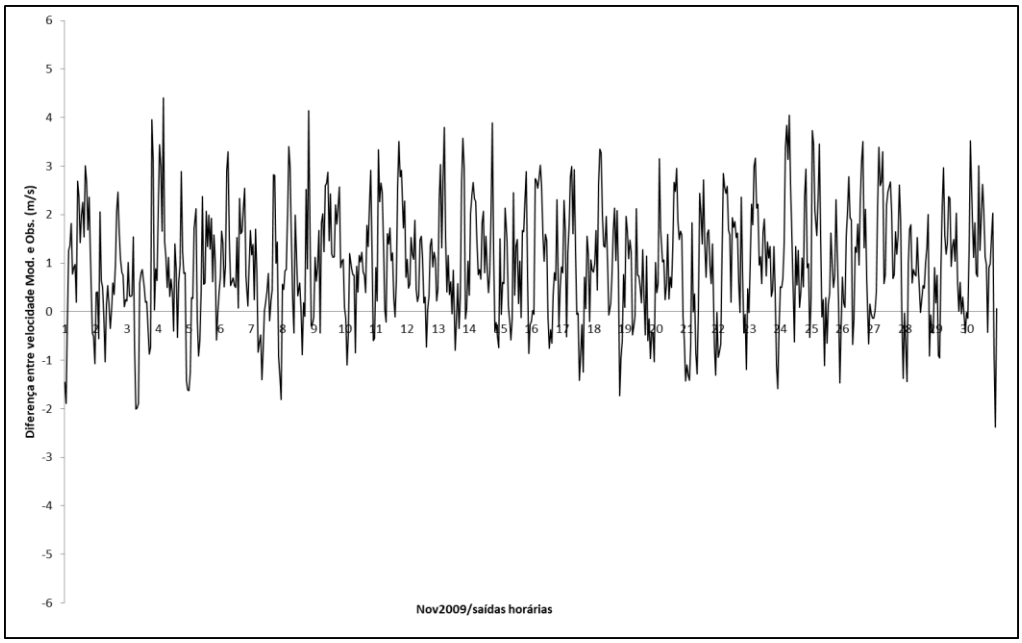
(a)



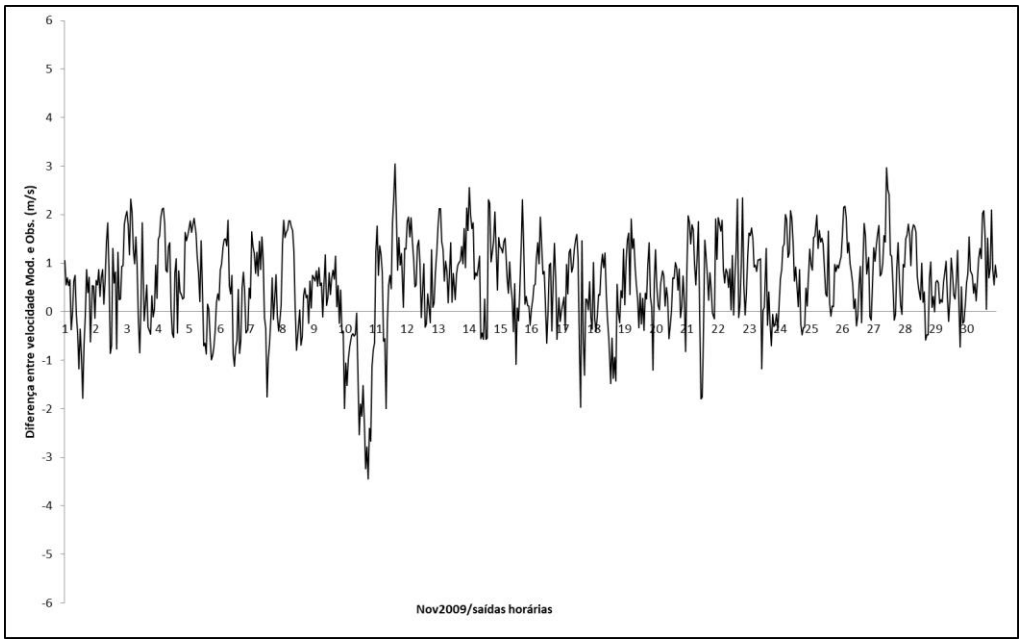
(b)

Fonte: Produção autor.

Figura 7.9 - Diferença da evolução temporal da velocidade do vento para duas estações do domínio 3 para o mês novembro de 2009: (a) Serrinha/BA - RMSE 1,5 ($m.s^{-1}$) e ME 0,9 ($m.s^{-1}$); (b) Porto Seguro/BA - RMSE 1,1 ($m.s^{-1}$) e ME 0,6 ($m.s^{-1}$).



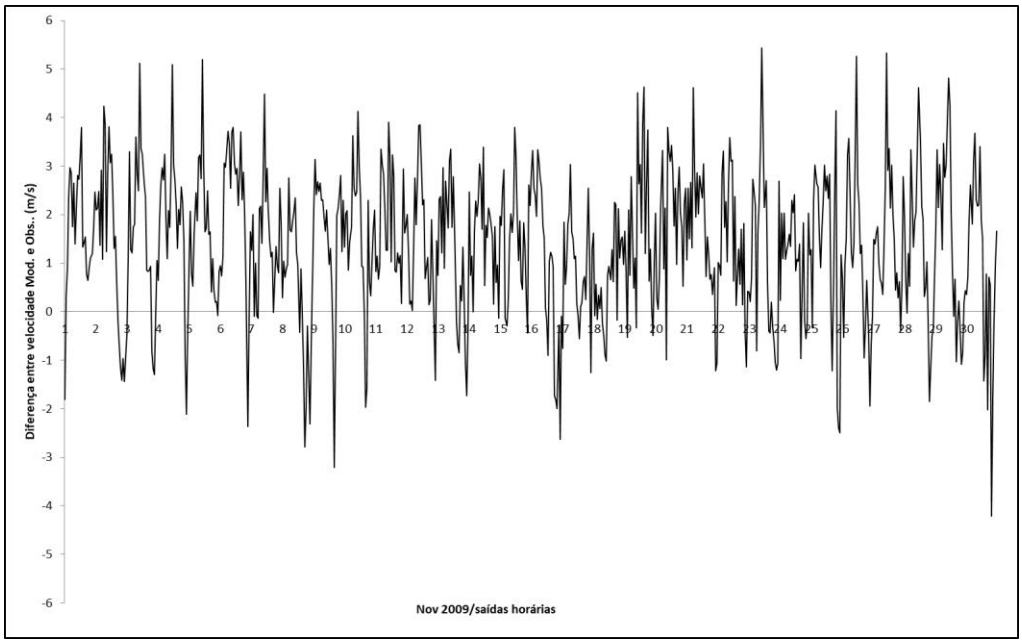
(a)



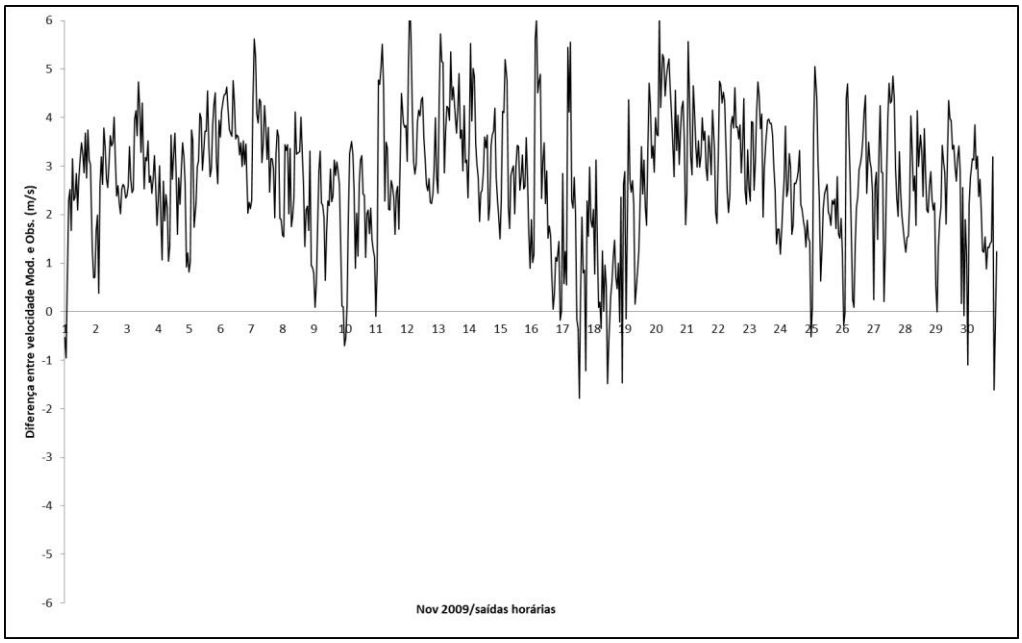
(b)

Fonte: Produção autor.

Figura 7.10 - Diferença da evolução temporal da velocidade do vento para duas estações do domínio 4 para o mês de novembro de 2009: (a) Piatã/BA - RMSE 2,0 ($m.s^{-1}$) e ME 1,4 ($m.s^{-1}$); (b) Petrolina/PE - RMSE 3,0 ($m.s^{-1}$) e ME 2,7 ($m.s^{-1}$).



(a)



(b)

Fonte: Produção autor.

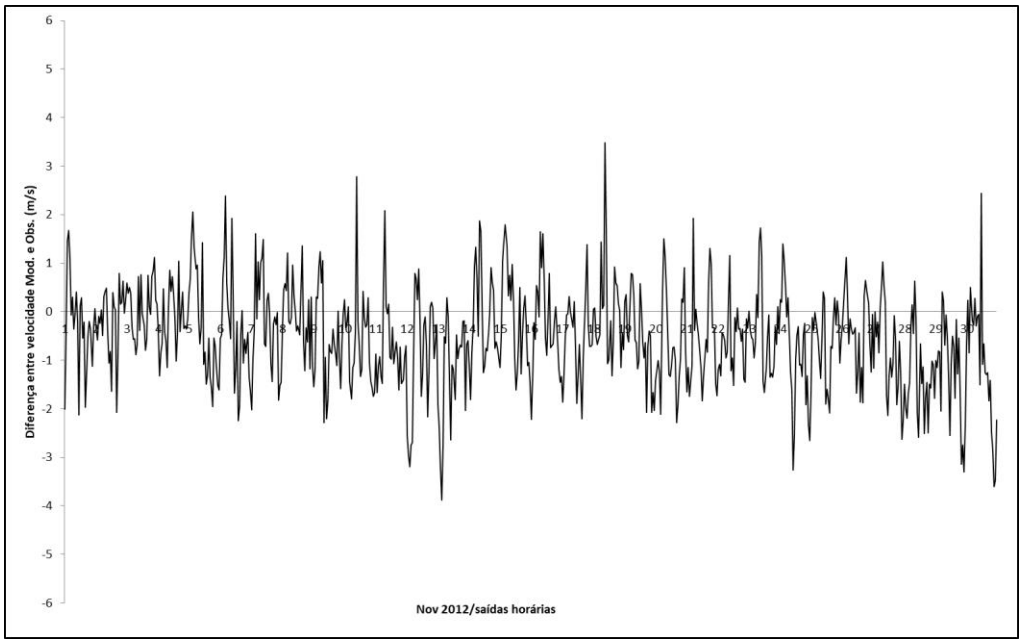
Ao analisar os resultados da localidade de Acaraú (domínio 2) para o mês de novembro de 2012 (Figura 7.11a) observa-se que o modelo WRF consegue manter as previsões da velocidade do vento para os quatro períodos analisadas de forma similar, havendo pouca flutuabilidade nos valores dos índices estatísticos (RMSE e ME) para a localidade. No caso de Mossoró o modelo continua a superestimar a velocidade do vento na maior parte do mês de novembro de 2012, Figura 7.11b.

O modelo apresenta resultados insatisfatórios para o domínio 3 (Figura 7.12) para o mês de novembro de 2012. Para a localidade de Serrinha observa-se que há superestimação na maioria dos horários da evolução temporal do mês de novembro de 2012, como pode ser observado no gráfico da diferença entre a velocidade do vento modelada e observada (Figura 7.12a), não se percebe um ganho nos valores dos desvios (RMSE e ME) entre novembro/2009 e novembro/2012. O que ressalta que as questões de secas que são corriqueiras no NEB independente do fator que as desencadeia não são um agente predominante em relação à velocidade dos ventos para esta região (domínio 3).

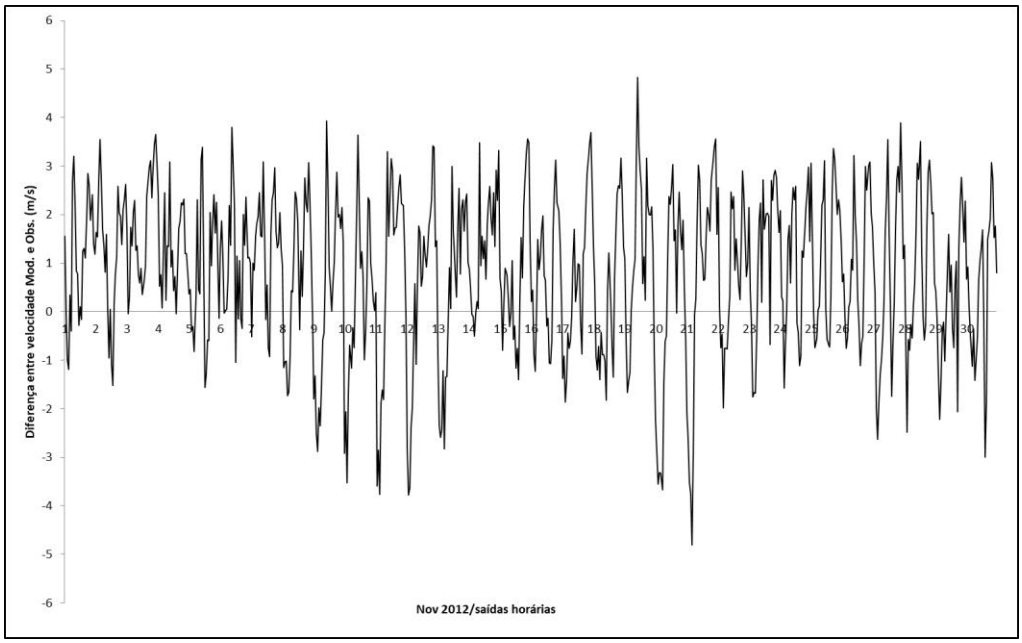
Assim como ocorreu nas análises do período chuvoso de 2009 e 2012 para o domínio 4, os meses de novembro de 2009 e 2012 também não apresentaram um desempenho

representativo da velocidade do vento modelado pelo WRF com as configurações de parametrizações físicas adotadas neste estudo para a região central do NEB (Figura 7.13). Nesta região encontram-se a Chapada Diamantina, no centro do estado da Bahia, assim como nas demais regiões elevadas, verifica-se uma complexa interação entre o deslocamento atmosférico (vento) e as formações montanhosas (COPQUE et al., 2013), podendo ser esse um dos motivos da dificuldade do modelo em prever a velocidade do vento.

Figura 7.11 - Diferença da evolução temporal da velocidade do vento para duas estações do domínio 2 para o mês de novembro de 2012: (a) Acaraú/CE - RMSE 1,1 ($m.s^{-1}$) e ME -0,5 ($m.s^{-1}$); (b) Mossoró/RN - RMSE 1,8 ($m.s^{-1}$) e ME 0,8 ($m.s^{-1}$).



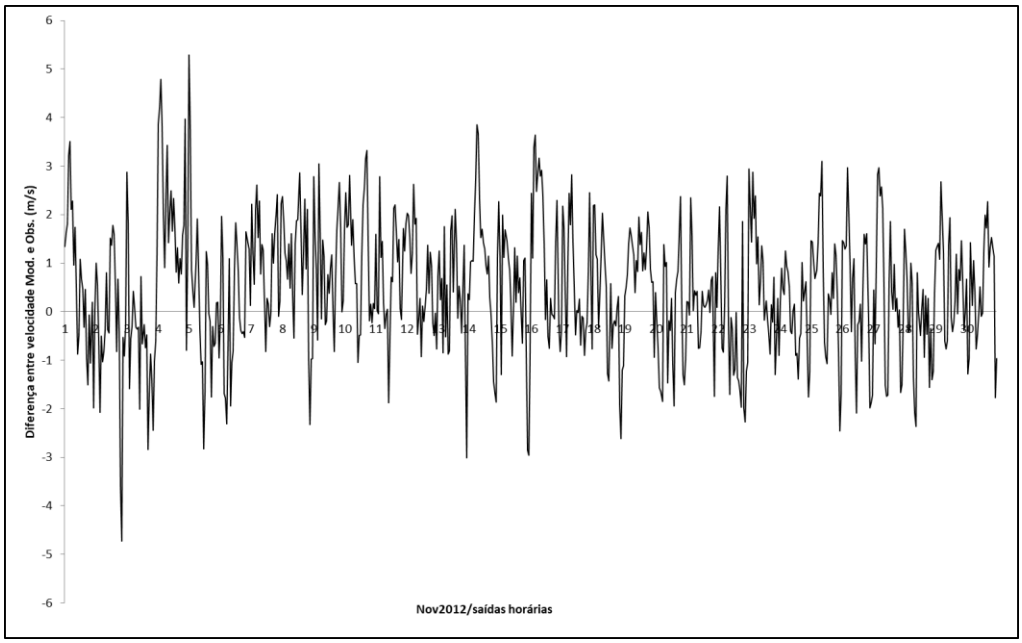
(a)



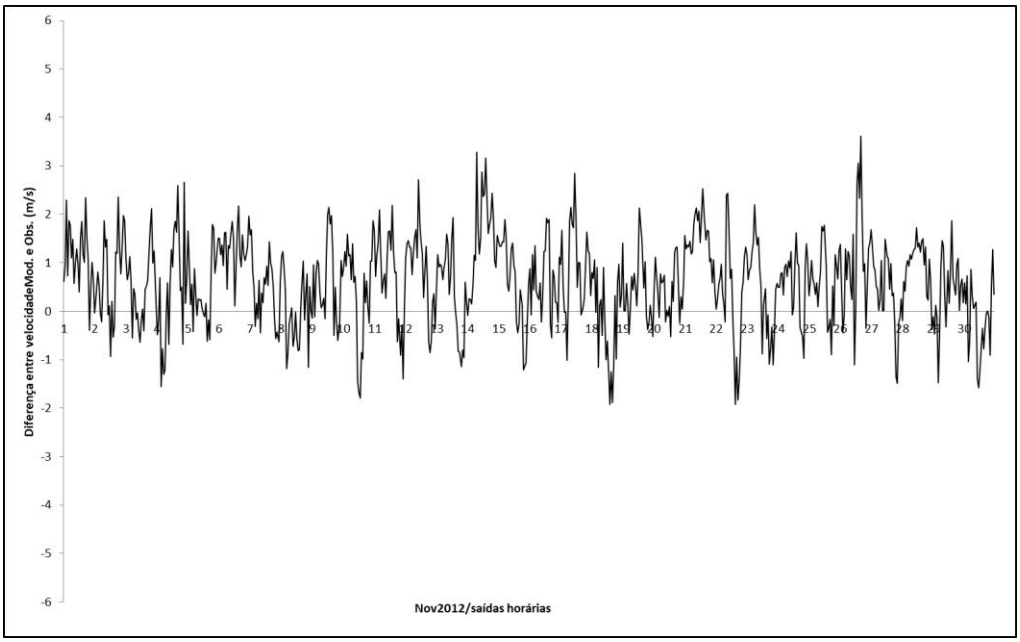
(b)

Fonte: Produção autor.

Figura 7.12 - Diferença da evolução temporal da velocidade do vento para duas estações do domínio 3 para o mês novembro de 2012: (a) Serrinha/BA - RMSE 1,4 ($m.s^{-1}$) e ME 0,5 ($m.s^{-1}$); (b) Porto Seguro/BA - RMSE 1,1 ($m.s^{-1}$) e ME 0,6 ($m.s^{-1}$).



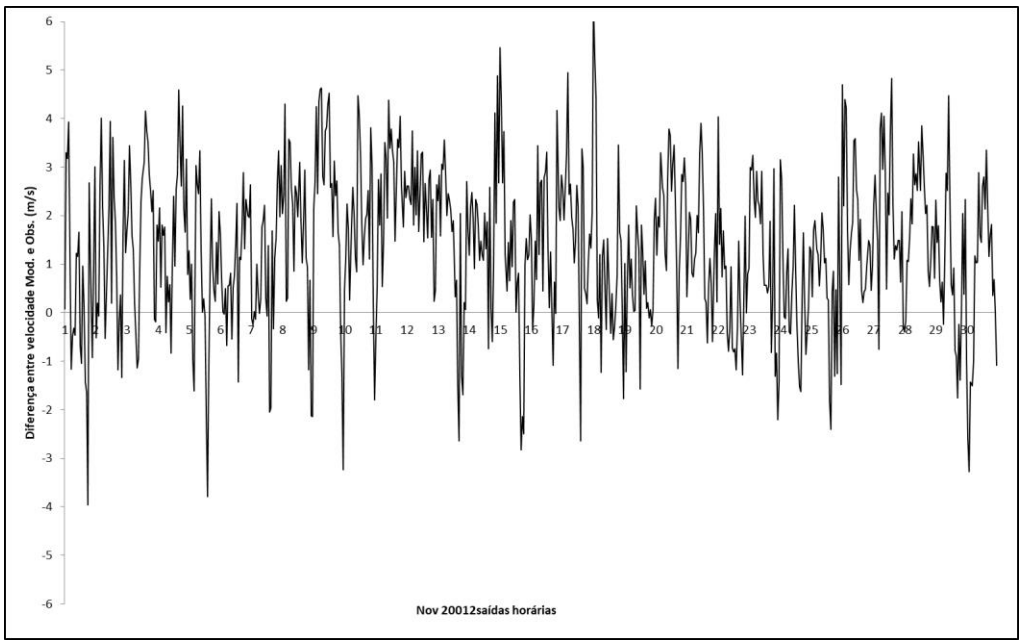
(a)



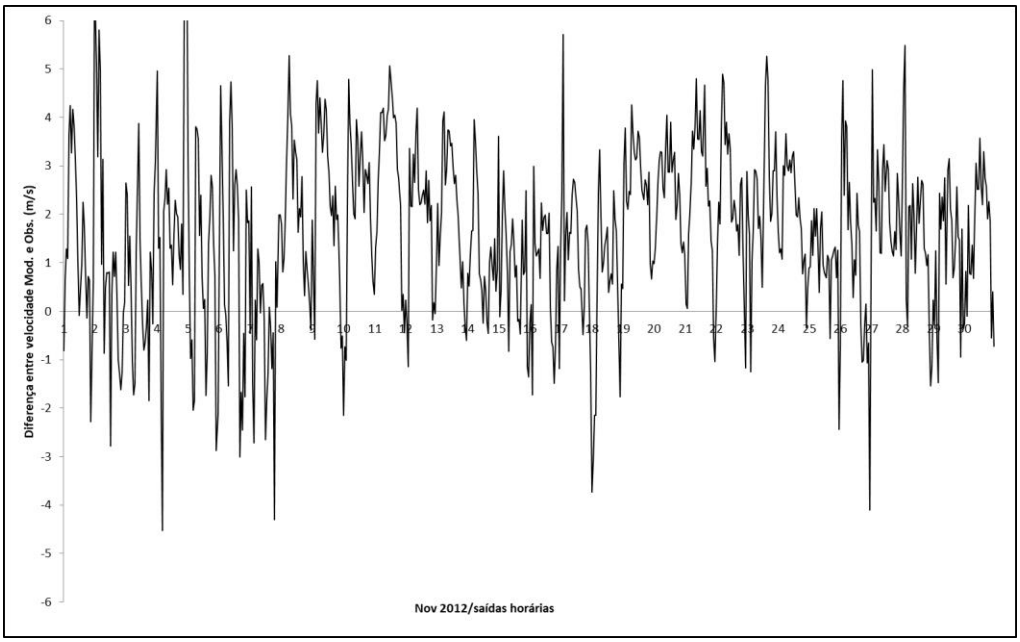
(b)

Fonte: Produção autor.

Figura 7.13 - Diferença da evolução temporal da velocidade do vento para duas estações do domínio 4 para o mês de novembro de 2012: (a) Piatã/BA - RMSE 2,1 ($m.s^{-1}$) e ME 1,4 ($m.s^{-1}$); (b) Petrolina/PE - RMSE 2,3 ($m.s^{-1}$) e ME 1,6 ($m.s^{-1}$).



(a)



(b)
Fonte: Produção autor.

Ao realizar análise da diferença entre a evolução temporal modelada e a observada em diferentes localidades do NEB, deve-se ter em conta que na modelagem atmosférica de variáveis que possuem alta flutuabilidade, como é o caso da velocidade do vento, possui limitações e aproximações nos termos turbulentos de sub grade. Com isso, quando a velocidade do vento observada atinge valores elevados, o modelo dificilmente conseguirá representar com boa eficiência estes picos (PIELKE, 2002). Além disto, a comparação entre modelo de mesoescala com observações em um ponto de grade traz uma série de limitações de análise mais precisa.

7.2 Previsão da velocidade do vento

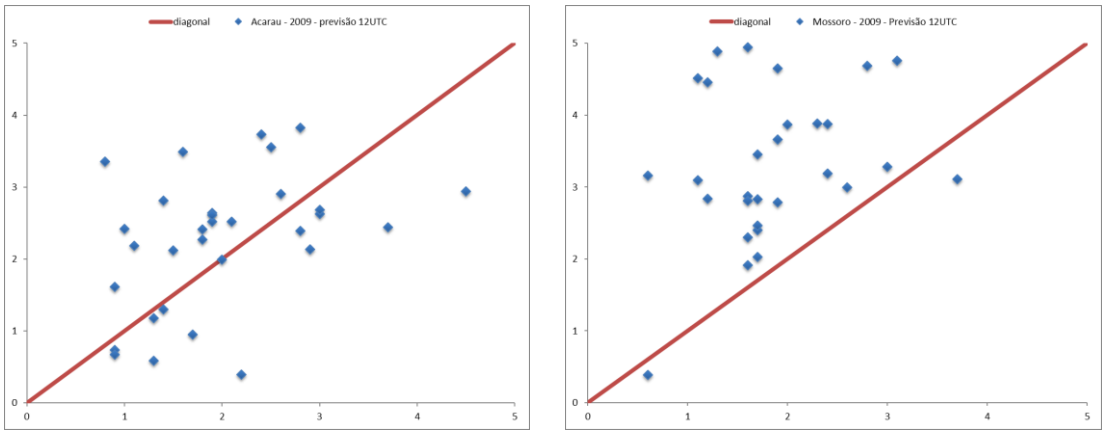
Foi mantido o critério da seção anterior, onde optou-se por fazer análise da dispersão da previsão da velocidade do vento para as mesmas localidades de cada domínio, sendo os meses de maio (estação chuvosa) e novembro (estação seca) para os anos de 2009 e 2012. Verificou-se o desempenho do modelo para prever a velocidade do vento no horário das 12:00 UTC de cada dia, que corresponde ao horário das 09:00 hs local. Este horário foi escolhido devido que o modelo já teve seu ajuste dinâmico atingido, lembrando que sempre as primeiras 6 horas são desconsideradas (*spin up*). E por ser um horário próximo

a metade da manhã que algumas mudanças se dão no ciclo diário, como será discutido posteriormente.

Ao analisar os gráficos de dispersão para previsão do vento no mês de maio em ambos os anos (Figuras 7.14 a 7.19) confirma-se que o modelo tende a colocar os valores da previsão da velocidade do vento superior ao observado, configurando a superestimação.

Para os valores calculados dos índices estatísticos de cada localidade para esse horário específico das 12 UTC, se mantêm a configuração de valores mais elevados para a localidade de Petrolina (domínio 4, Figuras 7.18 e 7.19).

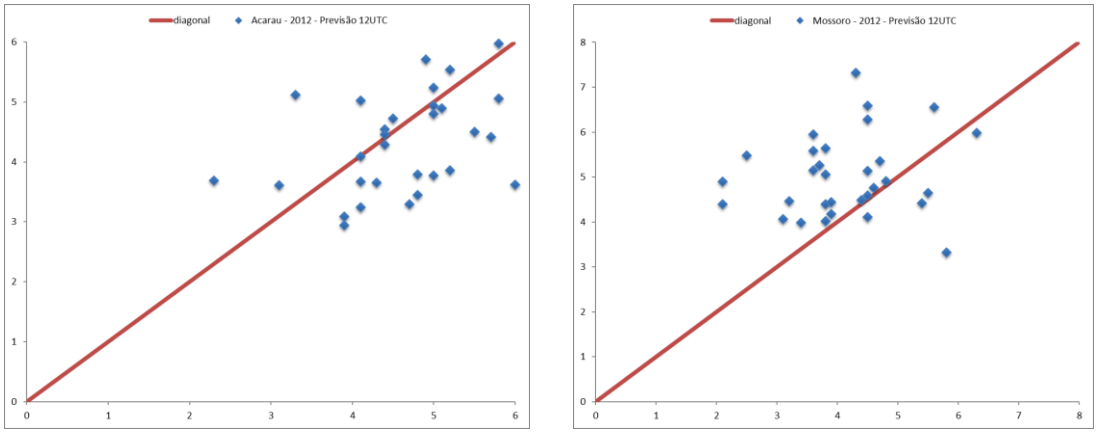
Figura 7.14 - Gráfico de dispersão para previsão do vento no horário 12 UTC para o mês de maio de 2009 para o domínio 2: (a) Acaraú/CE - RMSE 1,0 ($m.s^{-1}$) e ME 0,3 ($m.s^{-1}$); (b) Mossoró/RN - RMSE 2,0 ($m.s^{-1}$) e ME 1,6 ($m.s^{-1}$).



(a) (b)

Fonte: Produção autor.

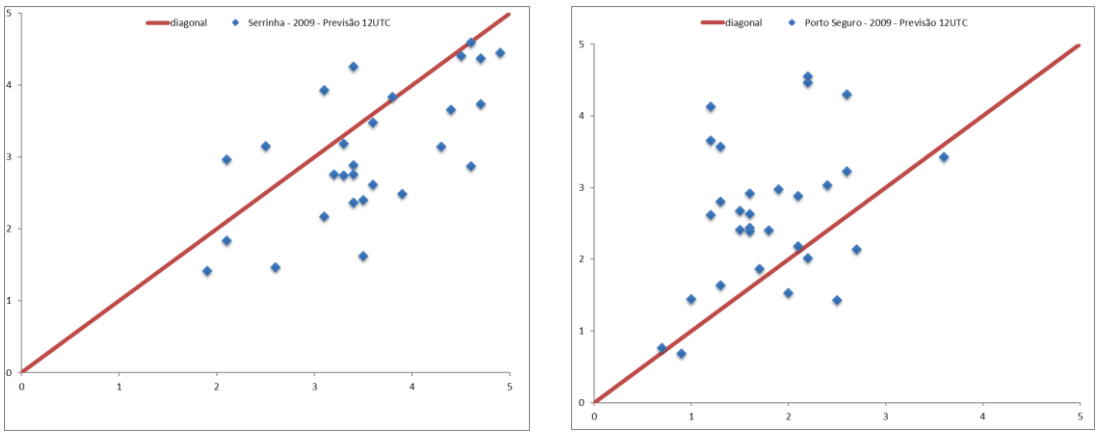
Figura 7.15 - Gráfico de dispersão para previsão do vento no horário 12 UTC para o mês de maio de 2012 para o domínio 2: (a) Acaraú/CE - RMSE 1,1 ($m.s^{-1}$) e ME -0,4 ($m.s^{-1}$); (b) Mossoró/RN - RMSE 1,5 ($m.s^{-1}$) e ME 0,9 ($m.s^{-1}$).



(a) (b)

Fonte: Produção autor.

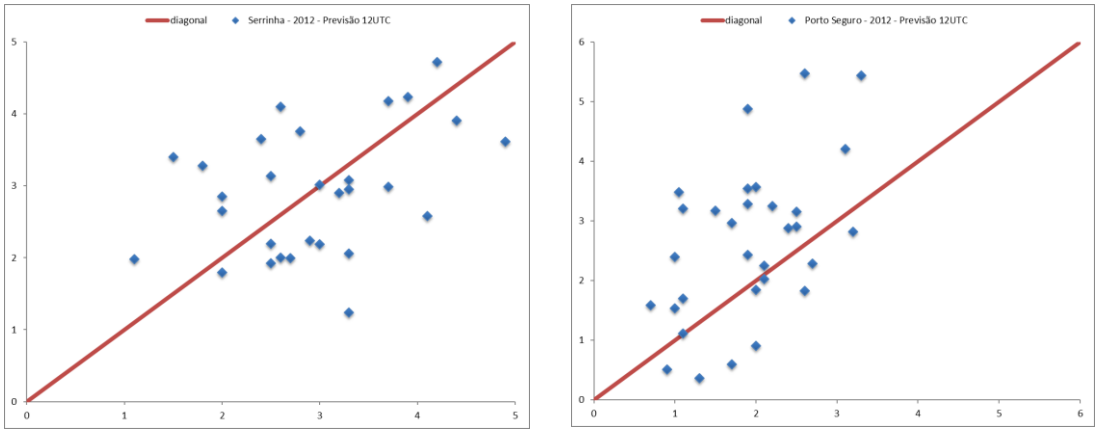
Figura 7.16 - Gráfico de dispersão para previsão do vento no horário 12 UTC para o mês de maio de 2009 para o domínio 3: (a) Serrinha/BA - RMSE 0,9 ($m.s^{-1}$) e ME -0,5 ($m.s^{-1}$); (b) Porto Seguro/BA - RMSE 1,3 ($m.s^{-1}$) e ME 0,9 ($m.s^{-1}$).



(a) (b)

Fonte: Produção autor.

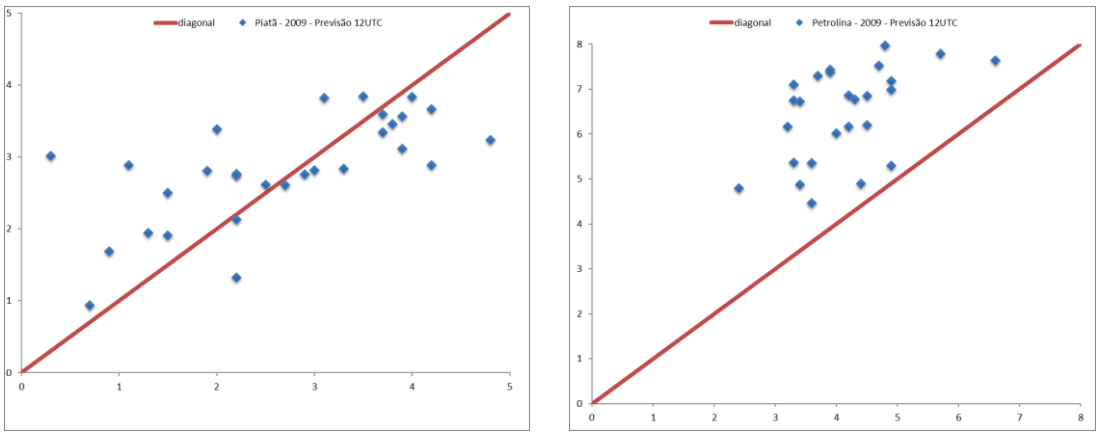
Figura 7.17 - Gráfico de dispersão para previsão do vento no horário 12 UTC para o mês de maio de 2012 para o domínio 3: (a) Serrinha/BA - RMSE 1,0 ($m.s^{-1}$) e ME -0,1 ($m.s^{-1}$); (b) Porto Seguro/BA - RMSE 1,3 ($m.s^{-1}$) e ME 0,7 ($m.s^{-1}$).



(a) (b)

Fonte: Produção autor.

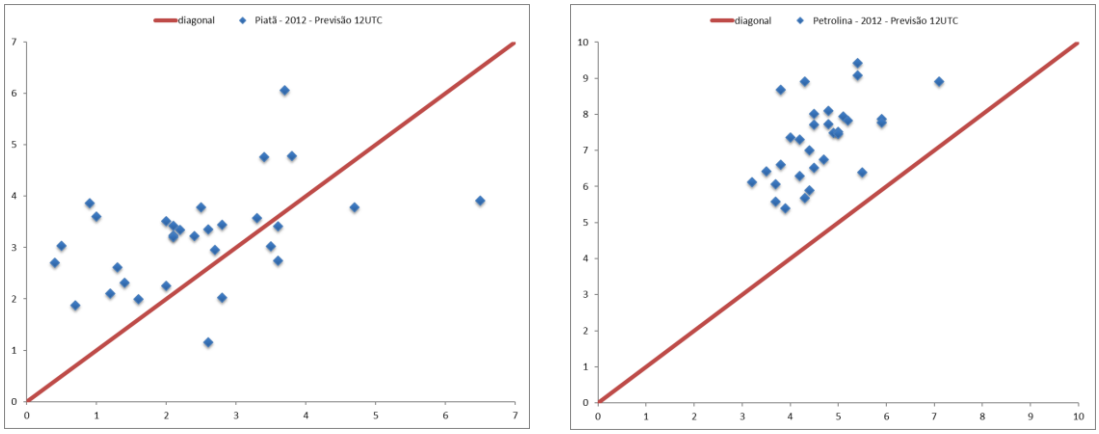
Figura 7.18 - Gráfico de dispersão para previsão do vento no horário 12 UTC para o mês de maio de 2009 para o domínio 4: (a) Piatã/BA - RMSE 0,9 ($m.s^{-1}$) e ME 0,1 ($m.s^{-1}$); (b) Petrolina/PE - RMSE 2,7 ($m.s^{-1}$) e ME 2,5 ($m.s^{-1}$).



(a) (b)

Fonte: Produção autor.

Figura 7.19 - Gráfico de dispersão para previsão do vento no horário 12 UTC para o mês de maio de 2012 para o domínio 4: (a) Piatã/BA - RMSE 1,4 ($m.s^{-1}$) e ME 0,7 ($m.s^{-1}$); (b) Petrolina/PE - RMSE 2,8 ($m.s^{-1}$) e ME 2,6 ($m.s^{-1}$).



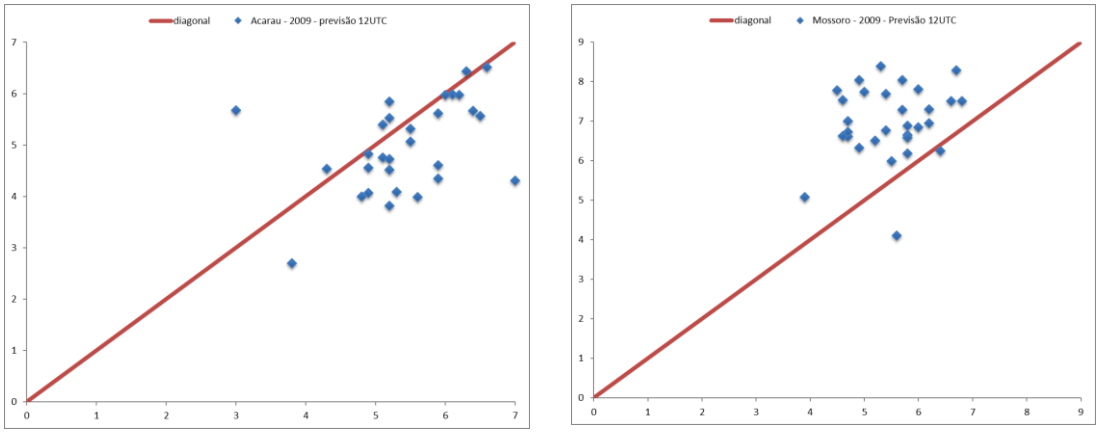
(a) (b)

Fonte: Produção autor.

Para os meses de novembro de 2009 e 2012 observam-se padrões similares nos gráficos de dispersão quando comparados aos gráficos dos meses de maios de 2009 e 2012. Apesar de novembro pertencer a estação seca do NEB, isto é, com menor acumulo de precipitações os resultados para os 3 domínios continuam apresentando superestimação da previsão do vento no horário das 12 UTC (Figuras 7.20 a 7.25).

Para as localidades dos domínios 2 e 3 há uma leve melhora nos valores dos índices estatísticos (RMSE e ME) da velocidade do vento para o horário das 12:00 UTC, mas no domínio 4 os valores dos índices para o mês de novembro apresentam um incremento significativo para as duas localidades quando comparamos os meses de maio (Figuras 7.24 e 7.25).

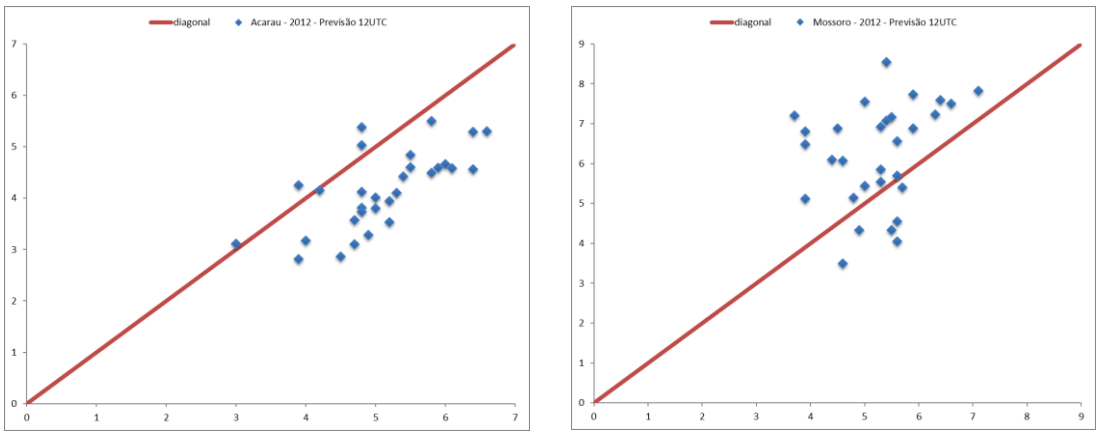
Figura 7.20 - Gráfico de dispersão para previsão do vento no horário 12 UTC para o mês de novembro de 2009 para o domínio 2: (a) Acaraú/CE - RMSE 1,0 ($m.s^{-1}$) e ME- 0,5 ($m.s^{-1}$); (b) Mossoró/RN - RMSE 1,8 ($m.s^{-1}$) e ME 1,5 ($m.s^{-1}$).



(a) (b)

Fonte: Produção autor.

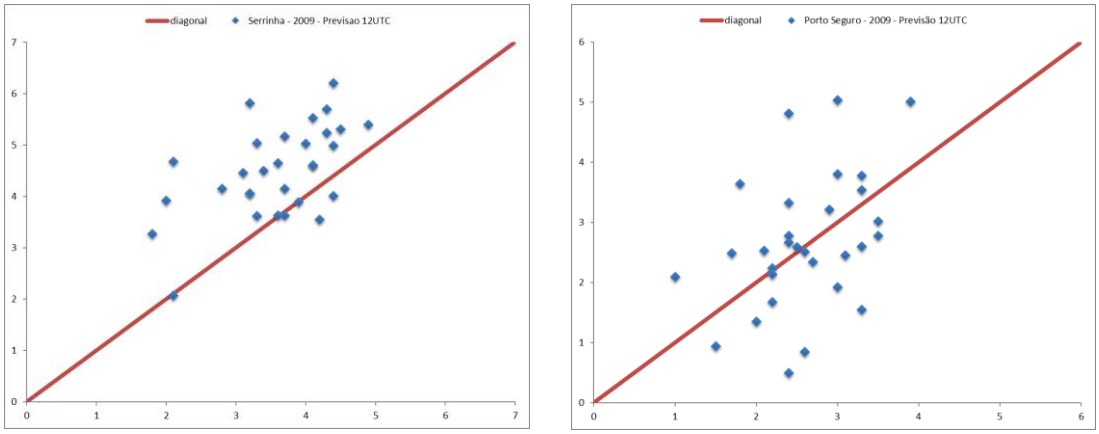
Figura 7.21 - Gráfico de dispersão para previsão do vento no horário 12 UTC para o mês de novembro de 2012 para o domínio 2: (a) Acaraú/CE - RMSE 1,1 ($m.s^{-1}$) e ME- 0,9 ($m.s^{-1}$); (b) Mossoró/RN - RMSE 1,6 ($m.s^{-1}$) e ME 1,0 ($m.s^{-1}$).



(a) (b)

Fonte: Produção autor.

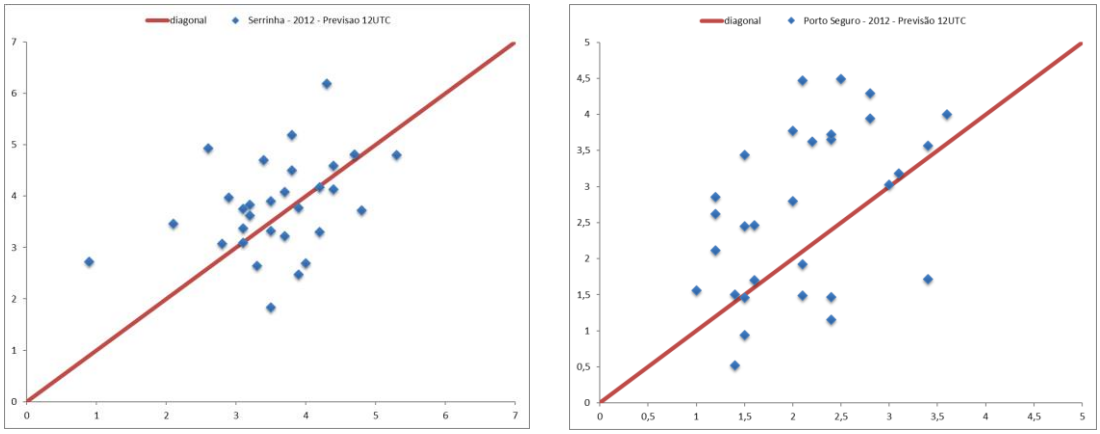
Figura 7.22 - Gráfico de dispersão para previsão do vento no horário 12 UTC para o mês de novembro de 2009 para o domínio 3: (a) Serrinha/BA - RMSE 1,2 ($m.s^{-1}$) e ME 0,9 ($m.s^{-1}$); (b) Porto Seguro/BA - RMSE 1,0 ($m.s^{-1}$) e ME 0,1 ($m.s^{-1}$).



(a) (b)

Fonte: Produção autor.

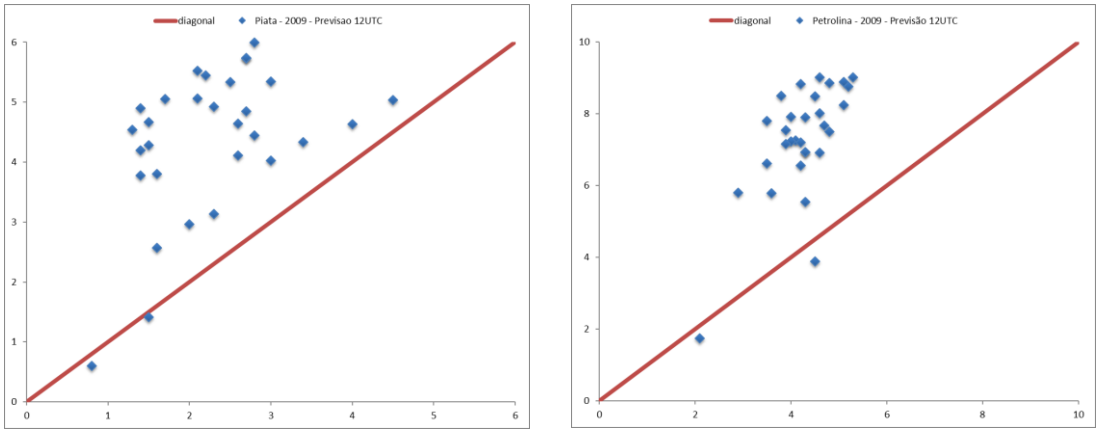
Figura 7.23 - Gráfico de dispersão para previsão do vento no horário 12 UTC para o mês de novembro de 2012 para o domínio 3: (a) Serrinha/BA - RMSE 1,0 ($m.s^{-1}$) e ME 0,2 ($m.s^{-1}$); (b) Porto Seguro/BA - RMSE 1,2 ($m.s^{-1}$) e ME 0,5 ($m.s^{-1}$).



(a) (b)

Fonte: Produção autor.

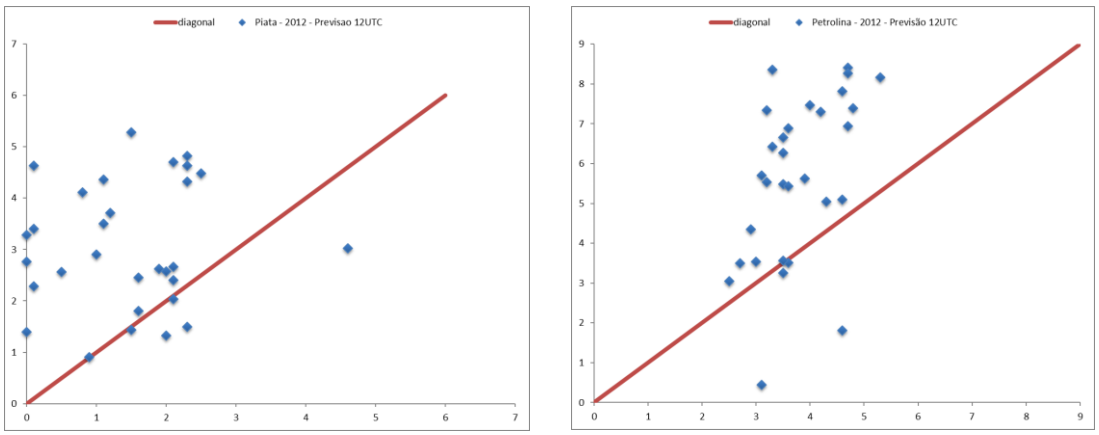
Figura 7.24 - Gráfico de dispersão para previsão do vento no horário 12 UTC para o mês de novembro de 2009 para o domínio 4: (a) Piatã/BA - RMSE 2,4 ($m.s^{-1}$) e ME 2,1 ($m.s^{-1}$); (b) Petrolina/PE - RMSE 3,3 ($m.s^{-1}$) e ME 3,0 ($m.s^{-1}$).



(a) (b)

Fonte: Produção autor.

Figura 7.25 - Gráfico de dispersão para previsão do vento no horário 12 UTC para o mês de novembro de 2012 para o domínio 4: (a) Piatã/BA - RMSE 2,2 ($m.s^{-1}$) e ME 1,6 ($m.s^{-1}$); (b) Petrolina/PE - RMSE 2,6 ($m.s^{-1}$) e ME 1,8 ($m.s^{-1}$).



(a) (b)

Fonte: Produção autor.

7.3 Ciclo diário

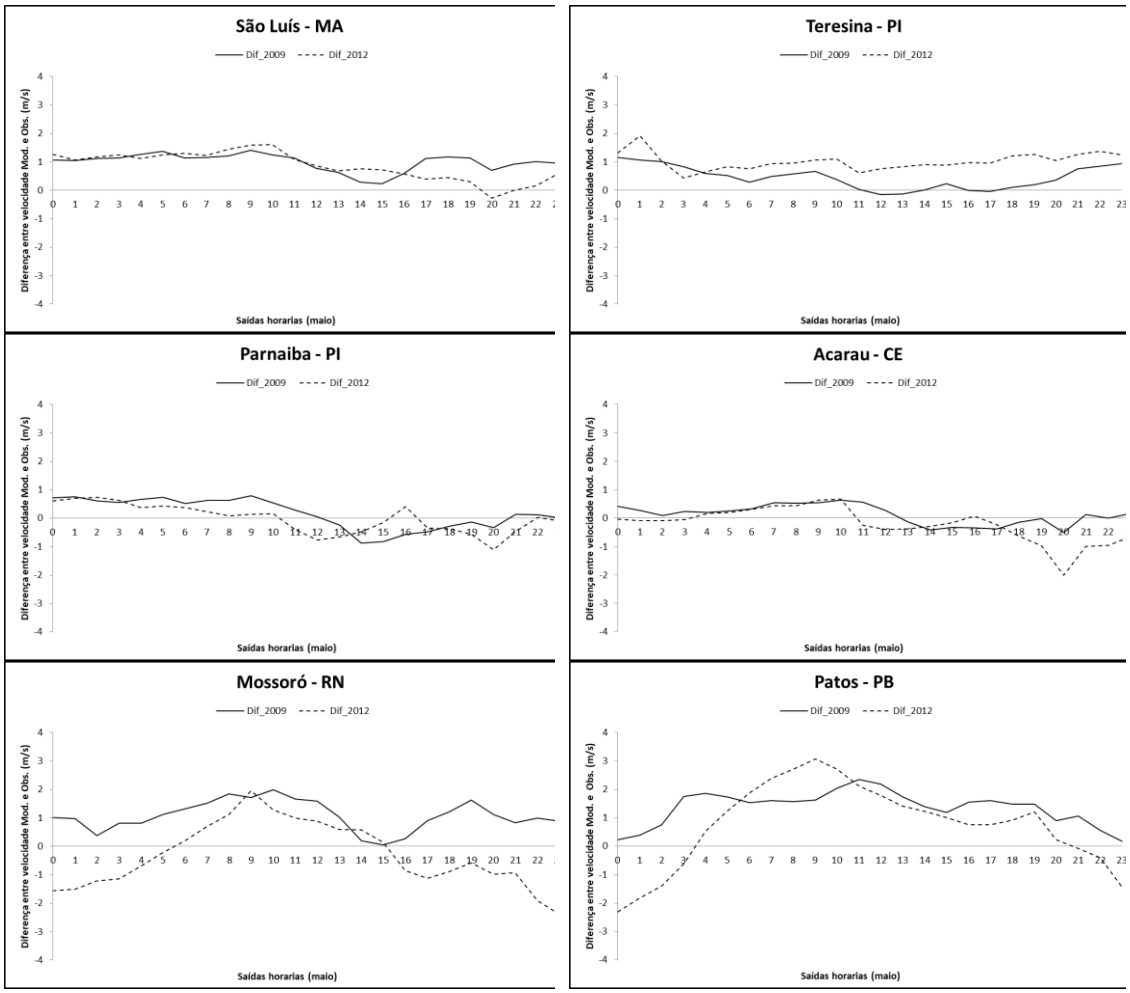
O desempenho do modelo WRF em representar o ciclo diário médio da velocidade do vento também foi analisado para as estações chuvosa (maio) e seca (novembro). Para esta análise foram mantidas as estações da Tabela 7.1 para ambos os meses.

7.3.1 Maio

A região que compreende o domínio 2 está localizada mais ao norte do NEB, sendo a maioria das estações escolhidas para este domínio próxima ao litoral, onde a influência dos ventos alísios é muito forte, principalmente na região litorânea, onde o padrão do vento é bastante uniforme no decorrer do dia.

Das seis localidades apresentadas na Figura 7.26, estão representadas as diferenças entre o ciclo diário do modelo e os dados observados na estação meteorológica, para os meses de maio de 2009 e 2012. O modelo WRF superestima a velocidade do vento principalmente nas primeiras horas do dia, como podemos observar as diferenças entre modelo e observação são maiores na maioria das localidades (São Luís, Teresina e Parnaíba). Adicionalmente, o modelo apesar de continuar a superestimar a velocidade do vento é sensível ao aumento decorrente de um ano para o outro, para algumas localidades o desempenho do modelo foi mais satisfatório, ficando assim as curvas de diferença do ciclo diário em vários horários muito próximas, por exemplo, Parnaíba e Acaraú.

Figura 7.26 - Diferença do ciclo diário da velocidade do vento ($m.s^{-1}$) para o mês maio de 2009 e 2012, para seis localidades do domínio 2.



Fonte: Produção autor.

Na Figura 7.27 estão representadas as diferenças do ciclo diário modelado do observado para a velocidade do vento de 8 localidades (estações EMAs do INMET) que pertencem ao domínio 3 deste estudo para os meses de maio de 2009 e 2012. As localidades de Carira (estado de Sergipe) e Serrinha (estado da Bahia) foram selecionadas para que a análise não fosse realizada apenas com localidades litorâneas (Maceió, Conde, Maraú, Una e Porto Seguro). Carira e Serrinha estão afastadas da costa, sendo aproximadamente 100 km (Carira) e 180 km (Serrinha).

Como visto nos gráficos da diferença da evolução temporal para o domínio 3, esta região do NEB não é tão suscetível aos efeitos da seca que teve início no ano de 2012, neste

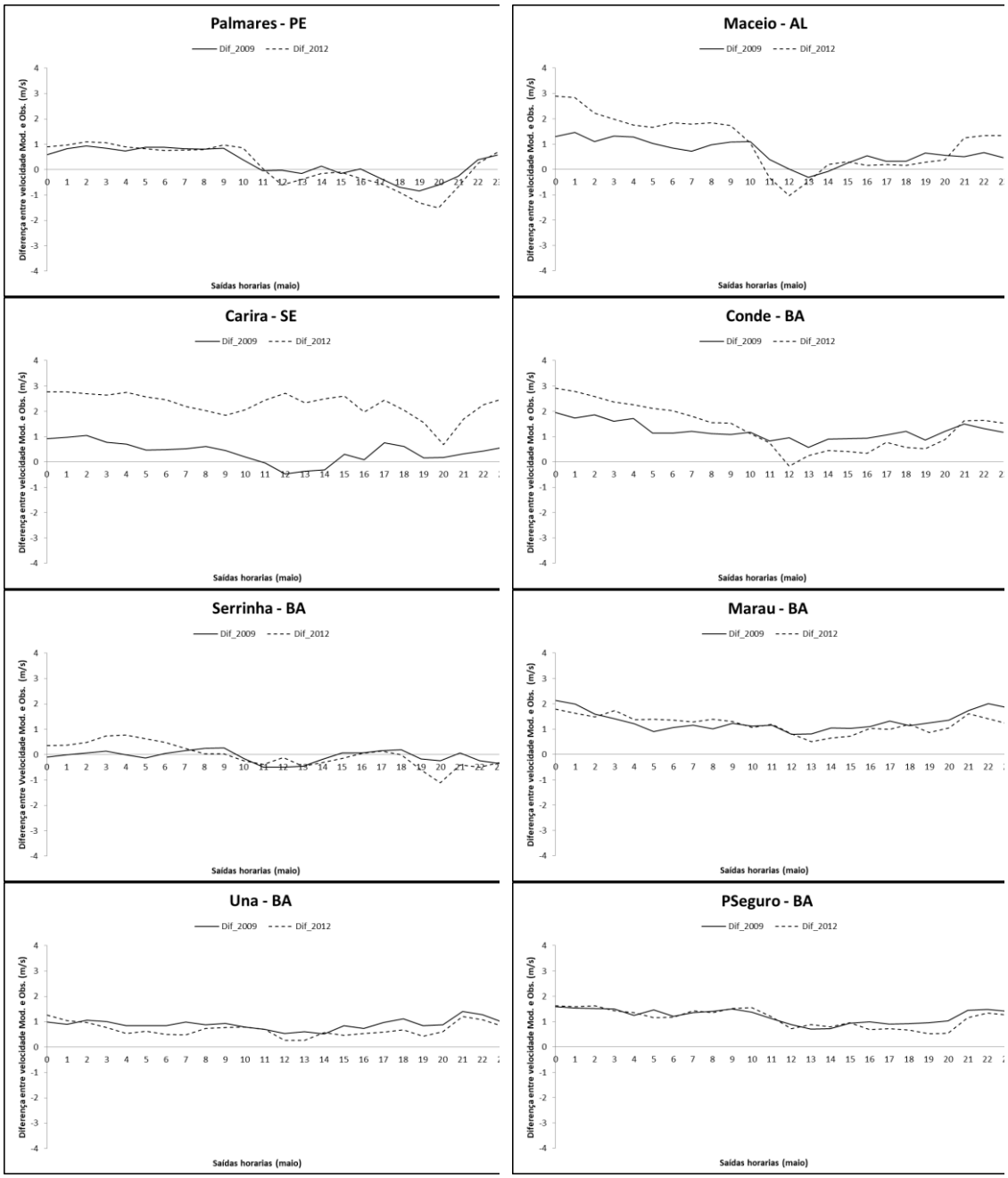
primeiro momento, pois vale ressaltar que esta seca em especial se prolongou por vários anos.

Cientificamente seria mais coerente realizar uma análise para os meses de maio dos anos seguintes (2013, 2014 e 2015) e assim poder afirmar com mais confiabilidade que a velocidade do vento na região do domínio 3 não é afetada pela seca, sendo visível na modificação padrão da velocidade do vento, pois na atmosfera existem vários fenômenos que apresentam tempos de resposta diferentes, dependendo dos fatores locais e regionais.

Das oito localidades analisadas no domínio 3 (Figura 7.27) para o mês de maio apresentaram comportamentos bem distintos para a diferença do ciclo diário. Por exemplo, em Palmares a diferença do ciclo diário da velocidade do vento se manteve praticamente igual quando comparado o ano de 2009 com 2012, além de apresentarem valores relativamente baixos oscilando entre 1 e -1 $m.s^{-1}$. Enquanto que a localidade de Carira apresentou uma diferença significativa para maio de 2012 (em torno de 3 $m.^{-1}$) e no mês de maio de 2009 os valores da diferença entre o ciclo do modelo e o observado apresentou um desempenho bom, com valores próximos ou menores a 1 $m.^{-1}$.

Ao analisar os resultados das previsões da velocidade do vento com o modelo WRF verifica-se que o acréscimo na velocidade do vento do ano de 2009 para o ano 2012 foi representado de forma satisfatória. Porém continua a apresentar uma superestimação, como observou-se nas localidades de Conde, Carira, Marau, Una e Porto Seguro, onde os valores das diferenças do ciclo diário foram sempre positivas. Para a localidade de Serrinha, Marau, Una e Porto Seguro os valores medidos de velocidade do vento e as simulações são praticamente iguais para maio de 2009 e 2012.

Figura 7.27 - Diferença do Ciclo diário da velocidade do vento ($m.s^{-1}$) para o mês maio de 2009 e 2012, para oito localidades do domínio 3.



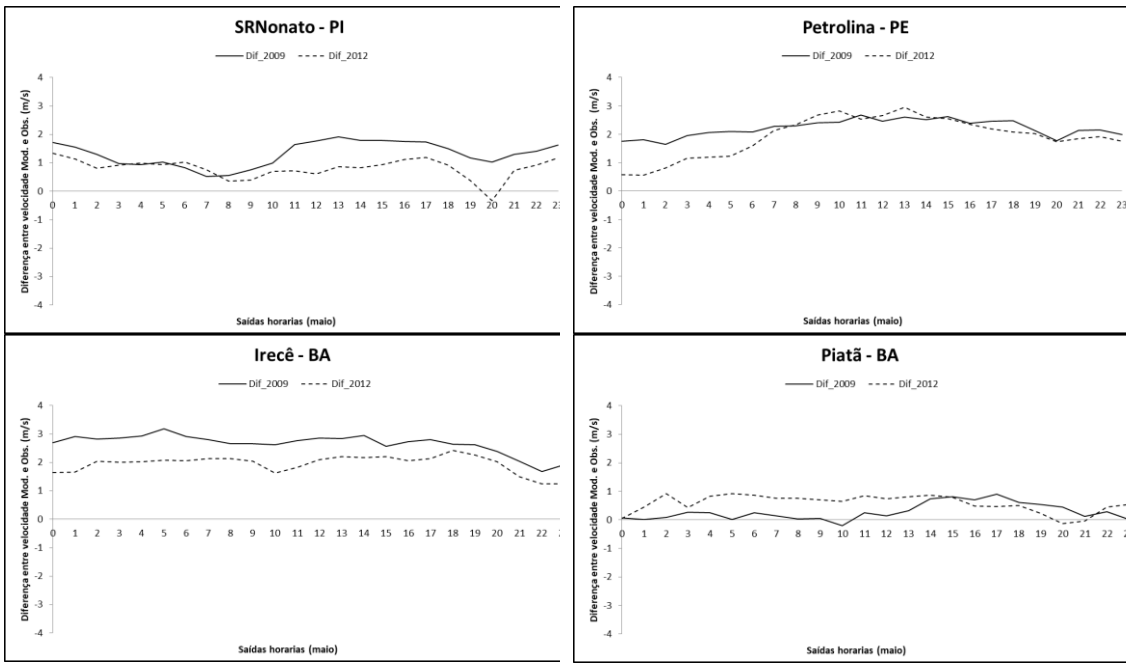
Fonte: Produção autor.

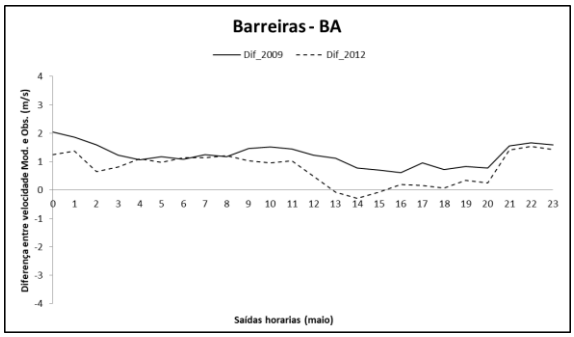
A diferença entre os ciclos diários médios (modelo menos observação) para as estimativas da velocidade do vento para o domínio 4 (Figura 7.28) para o mês de maio de 2009 e 2012 continuam a apresentar forte superestimação do modelo WRF com relação as observações

de velocidade do vento na altura de 10 m, principalmente para as localidades Petrolina, Irecê, e Barreiras, localidades onde os valores da diferença foram mais elevados.

As localidades de Irecê e Piatã estão situadas na região central do estado da Bahia, distantes entre si aproximadamente 200 km. Porém como é observado nos gráficos de diferença do ciclo diário para o mês de maio, há uma diferença grande entre os resultados das simulações dessas duas localidades, para Irecê uma forte superestimação e para a localidade de Piatã o modelo apresenta um melhor desempenho para estimar o ciclo diário nos dois anos analisados (2009 e 2012). Esta diferença pode ser justificada pelo entorno físico das localidades (relevo), o município de Piatã está localizado na Chapada Diamantina no platô entre a serra da Tromba e serra do Santana é o município com maior altitude do NEB (aproximadamente 1300 m). O município de Irecê possui uma altitude de aproximadamente 750 m, pertence também a região mais ao norte da Chapada Diamantina. Entretanto a localidade de Piatã está sob menor influência do atrito (turbulências) devido a sua localização geográfica e assim o modelo WRF consegue representar melhor o ciclo diário.

Figura 7.28 - Diferença do ciclo diário da velocidade do vento ($m.s^{-1}$) para o mês maio de 2009 e 2012, para cinco localidades do domínio 4.





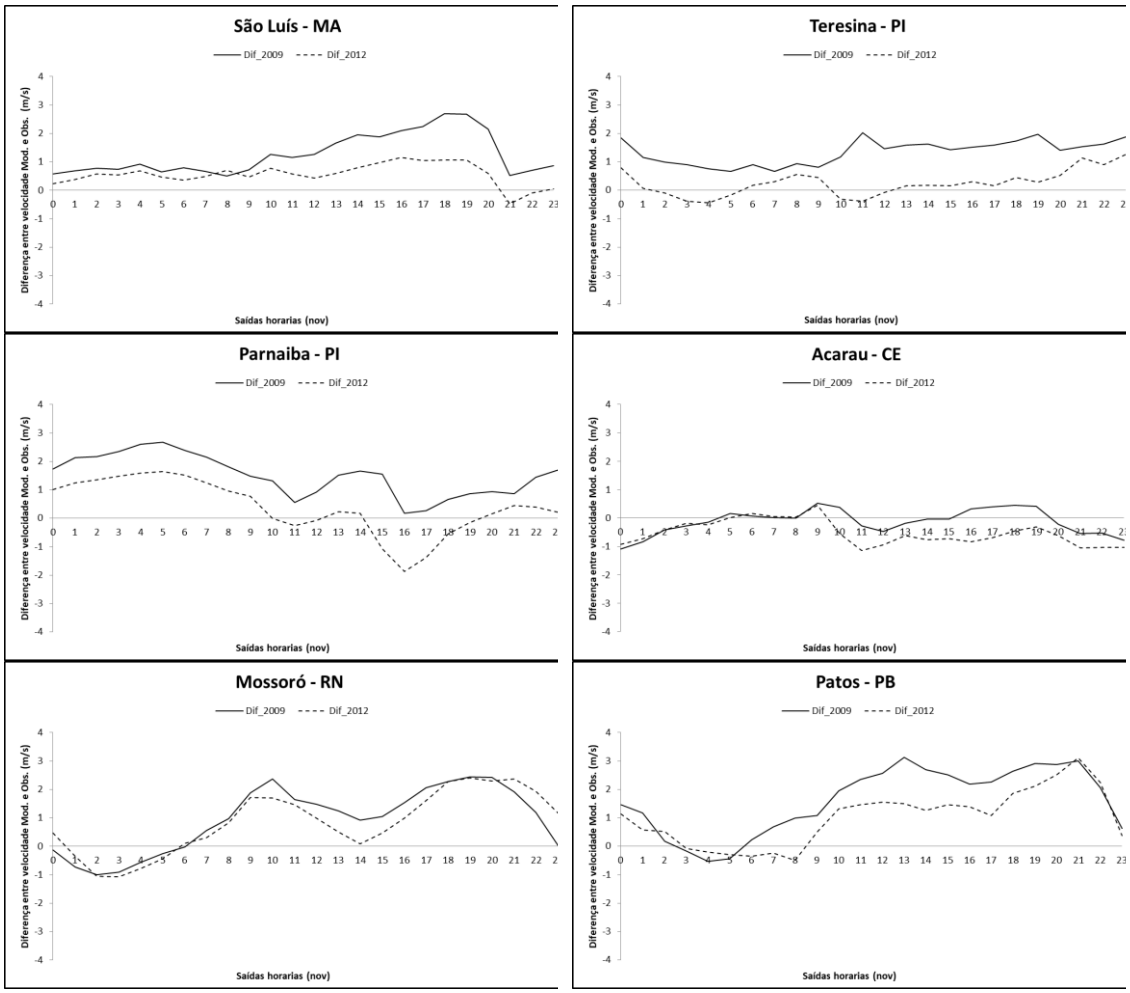
Fonte: Produção autor.

7.3.2 Novembro

Ao avaliar o desempenho do modelo WRF para o mês de novembro dos anos de 2009 e 2012 para o domínio 2 (Figura 7.29) verifica-se que o modelo continua a apresentar dificuldade em simular a velocidade do vento, principalmente no ano de 2009, onde os valores da diferença entre o ciclo diário médio modelado e o observado são maiores.

Outro fator relevante que deve ser apontado e com relação a seca que teve início em 2012, para o mês de novembro o domínio 2 apresenta diferenças pequenas entre as curvas do ciclo diário (Dif_2009 e Dif_2012) para as seis localidades analisadas. Concluindo-se que para meses pertencentes a estação chuvosa (neste caso maio), quando há um fenômeno atmosférico que diminui a precipitação os valores médios de velocidade do vento sofrem um incremento razoável. Já para o mês de novembro (pertencente à estação seca) esse incremento na velocidade média do vento é pequeno (Figura 7.29).

Figura 7.29 - Diferença do ciclo diário da velocidade do vento ($m.s^{-1}$) para o mês novembro de 2009 e 2012, para seis localidades do domínio 2.



Fonte: Produção autor.

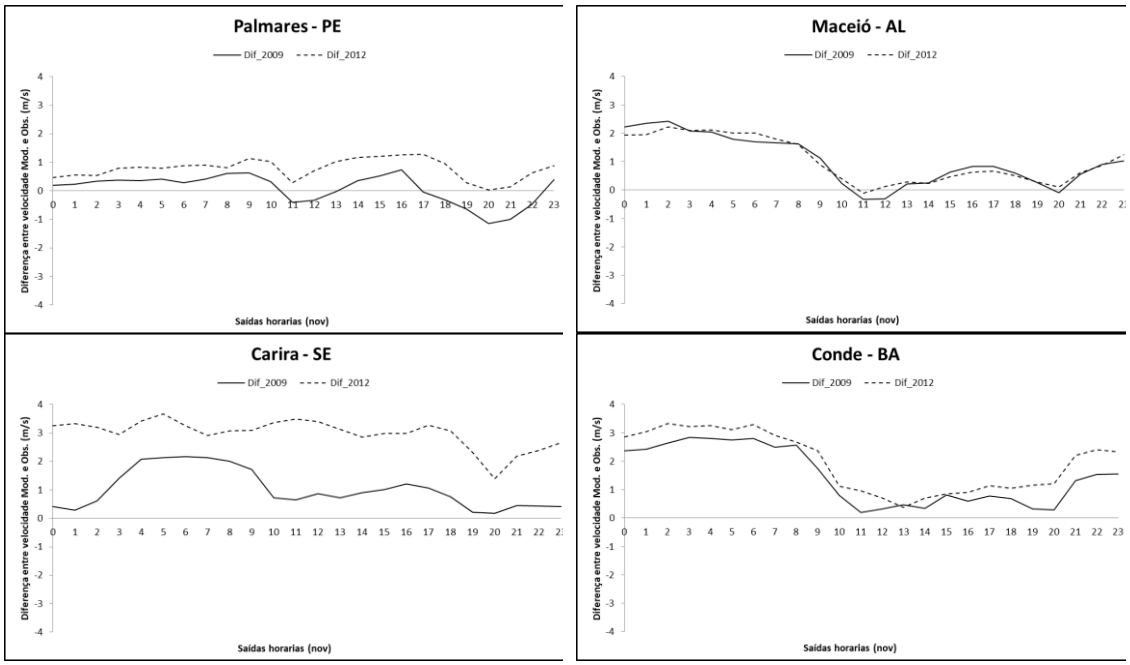
Para os gráficos da diferença do ciclo diário modelado menos os valores do ciclo diário observados nas EMAs no domínio 3 (Figura 7.30), verificamos a influência da brisa marítima para algumas das localidades analisadas desta região do NEB (litoral leste), por exemplo, Maceió, Conde e Marau.

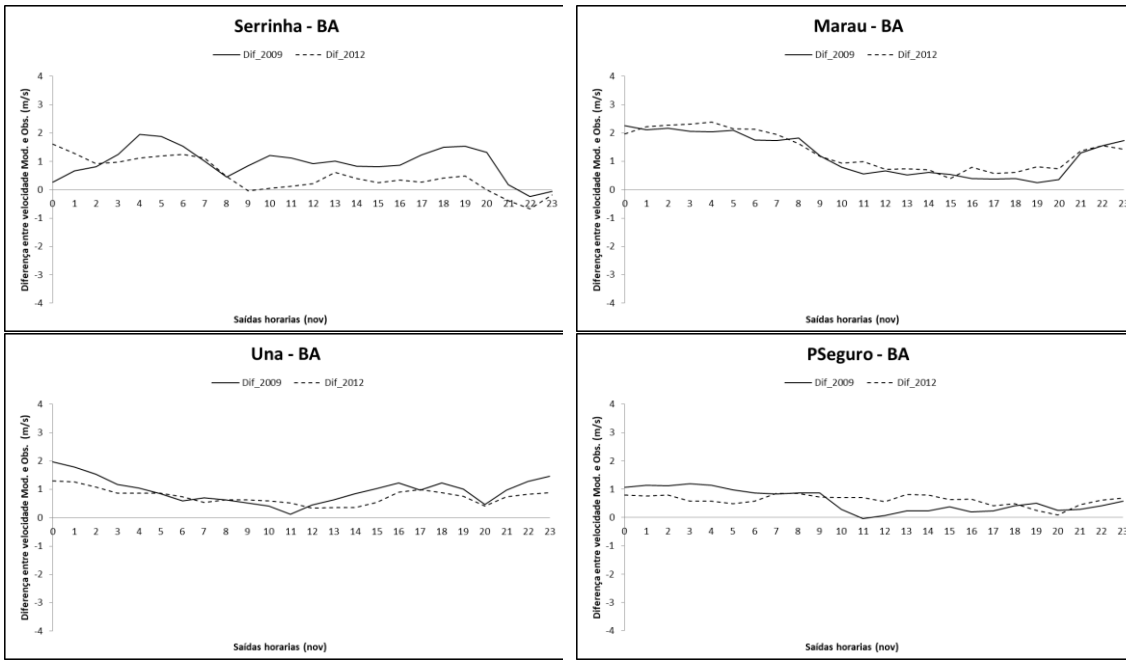
O mês de novembro apresenta uma potencialização nos valores de velocidade máxima do vento durante o ciclo diário, como pode ser observada em alguns gráficos da diferença (Figura 7.30), esta intensificação tem seu início por volta do horário das 10 UTC. As saídas do modelo WRF, assim como os dados medidos nas EMAs do INMET estão em horário UTC, para converter do horário de referência UTC para o horário local do NEB

deve-se subtrair três horas, então se a velocidade do vento começa a ter uma intensificação por volta do horário 10 UTC compreendemos que é horário local de 7:00 hs no NEB, início da manhã. A diferença térmica entre o solo aquecido e a superfície do oceano mais frio aumenta ao longo do dia e a circulação da brisa se intensifica, ocasionando acréscimo na velocidade do vento no período da tarde (TEIXEIRA, 2008). Importante destacar que o estabelecimento da brisa marítima é caracterizado por outros fatores também, mudança na direção, queda de temperatura e aumento de umidade (ATKINSON, 1981).

Para as localidades de Maceió e Conde representados na Figura 7.30, apresentam essa questão da intensificação da brisa marítima como descrito acima. O modelo WRF superestima a velocidade do vento para os primeiros horários, mas no decorrer do dia consegue se aproximar dos valores de velocidade do vento.

Figura 7.30 - Diferença do ciclo diário da velocidade do vento ($m.s^{-1}$) para o mês novembro de 2009 e 2012, para oito localidades do domínio 3.

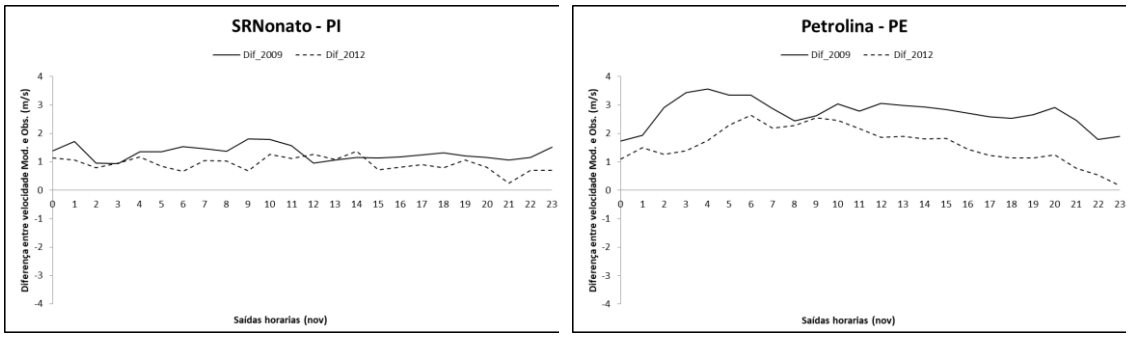


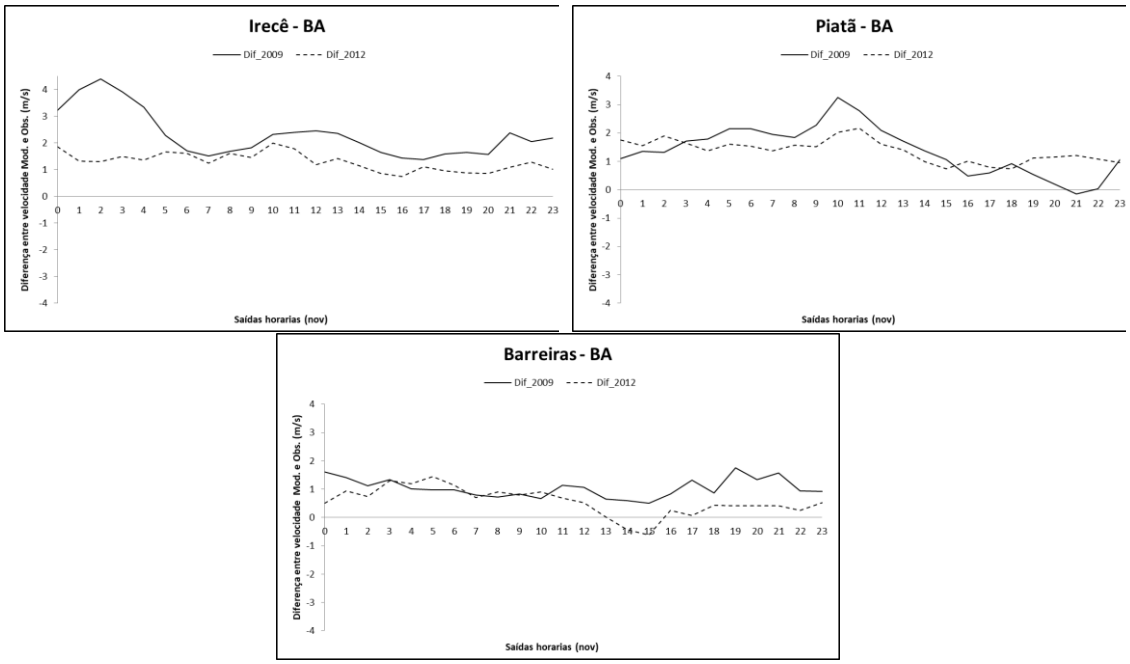


Fonte: Produção autor.

A região central do NEB que neste estudo está representada pelo domínio 4 (Figura 7.31), foi a região onde o modelo demonstrou maior dificuldade para prever a velocidade do vento. Os valores da diferença mais elevados em algumas localidades, por exemplo, Petrolina e Piatã, igualmente essas localidades também tiveram um desempenho desfavorável para o mês de maio de 2009 e 2012.

Figura 7.31 - Diferença do ciclo diário da velocidade do vento ($m.s^{-1}$) para o mês novembro de 2009 e 2012, para cinco localidades do domínio 4.





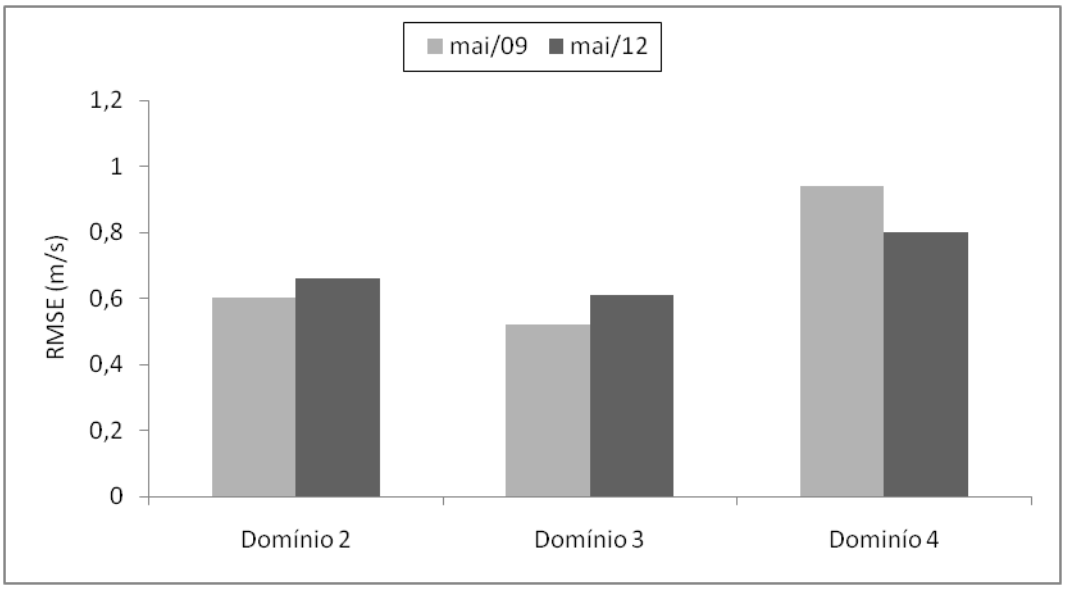
Fonte: Produção autor.

7.4 Índices estatísticos

Para concluir de forma mais especifica a análise do desempenho do modelo WRF para previsão da velocidade do vento em cada um dos domínios calculamos os desvios estatísticos RMSE e ME para os três domínios analisados neste estudo.

Para o RMSE dos meses de maio de 2009 e 2012 (Figura 7.32) verificamos que tanto no domínio 2 como no domínio 3 os valores são próximos em ambos os anos independente do ano de 2012 tendo apresentado maior sensibilidade para as questões apresentadas pelo início da seca no NEB. O domínio 4 apresenta maior RMSE para o mês de maio, mostrando que ter optado pela parametrização de convecção (*cumulus*) desligada (cumD) para a estação chuvosa pode ter prejudicado as previsões da velocidade do vento calculadas pelo modelo WRF.

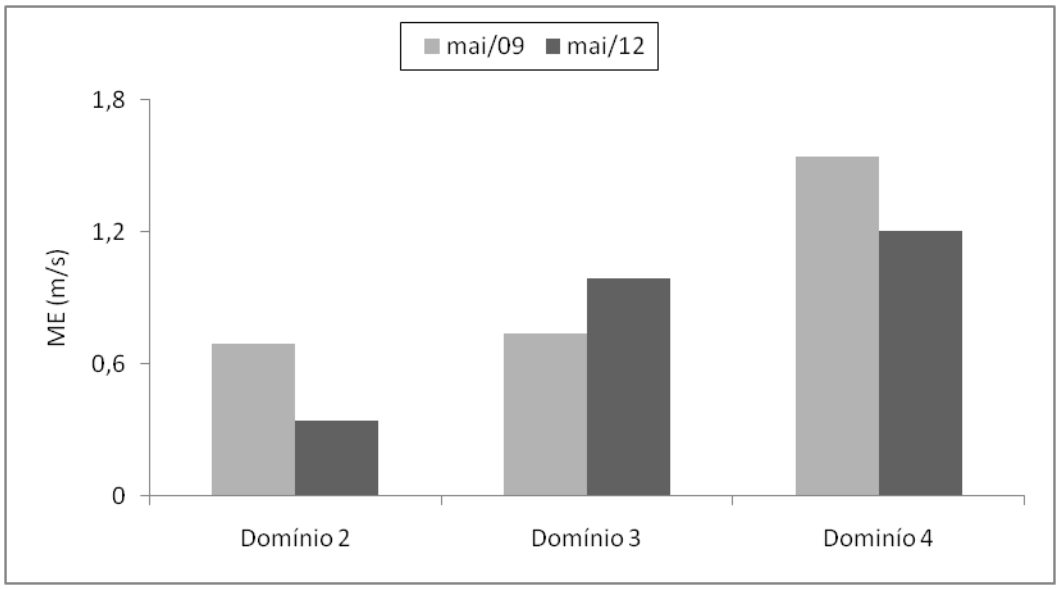
Figura 7.32 - Medidas do RMSE ($m.s^{-1}$) para velocidade do vento para o mês de maio.



Fonte: Produção autor.

Para analisar o ME devemos lembrar que ao haver um valor elevado deste índice as previsões encontram-se sistematicamente afastadas das observações e assim ficando notória a dificuldade do modelo em prever a velocidade do vento para os três domínios (Figura 7.33). Destaque novamente para o domínio 4 com erro médio (ME) praticamente o dobro do valor do domínio 2, tanto para maio de 2009 como 2012. Dentro do conjunto de resultados maio de 2012 teve menor viés para o domínio 2, mostrando que a configuração adotada para o modelo WRF, no mês de maio de 2012 teve um melhor desempenho, favorecido pela possível diminuição da convecção nesta região em virtude da seca que teve início nesse mesmo ano.

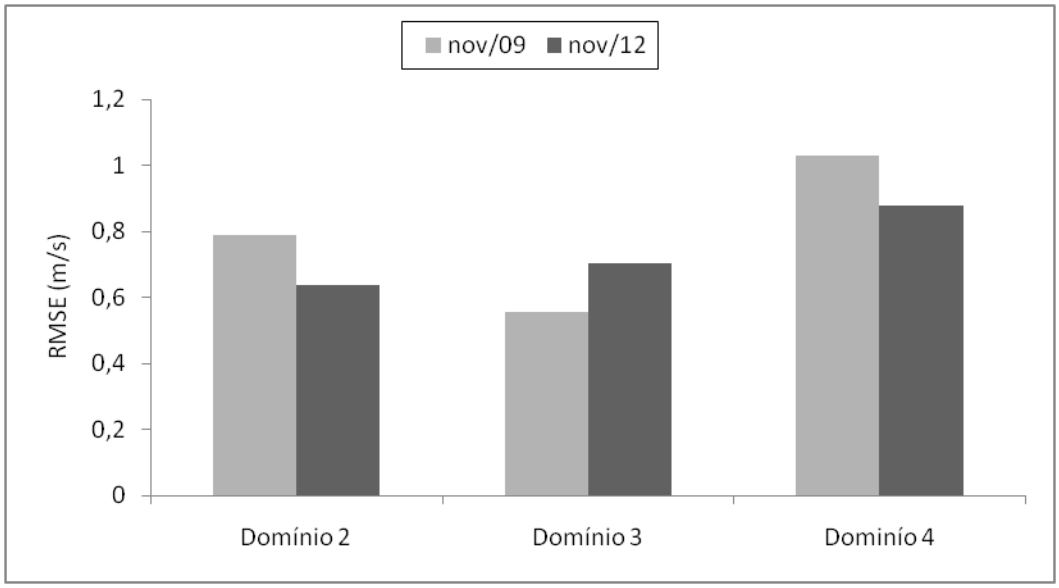
Figura 7.33 - Medidas do ME ($m.s^{-1}$) para velocidade do vento para o mês de maio.



Fonte: Produção autor.

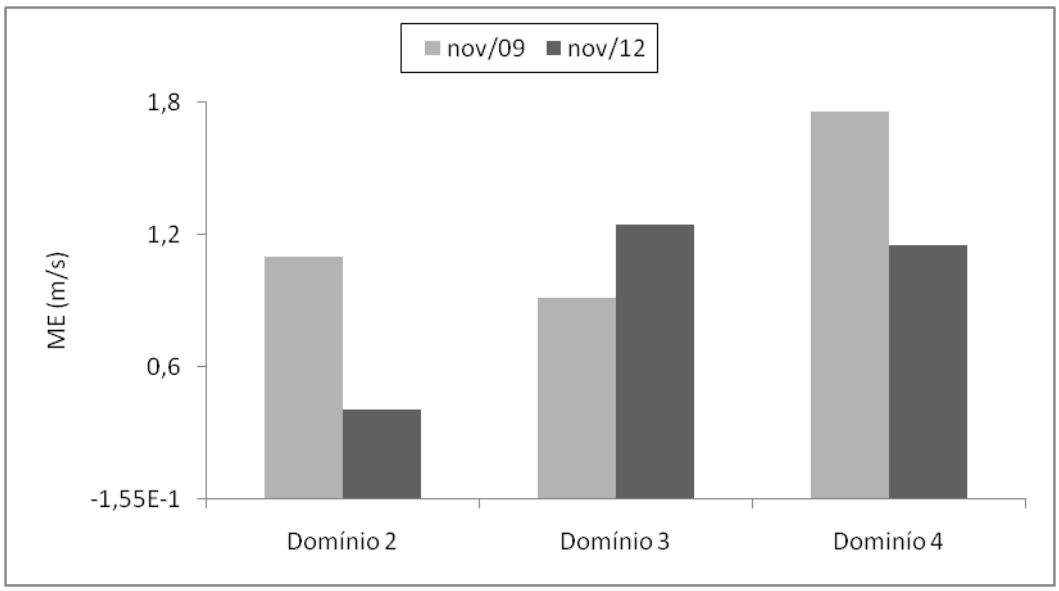
Ao comparar os valores de RMSE da Figura 7.32 (maio) com os valores de RMSE para os meses de novembro de 2009 e 2012 (Figura 7.34) verifica-se que para os três domínios nos quatro períodos adotados nesta análise os meses de novembro apresentaram valores mais elevados (exceto domínio 2 para novembro de 2012). Esse mesmo resultado é verificado para os valores de ME, Figura 7.35, assim a expectativa de que o mês da estação seca (novembro) apresentaria um melhor desempenho do modelo WRF para prever a velocidade do vento não se confirmou nas análises realizadas neste estudo para o vento em superfície (10 m).

Figura 7.34 - Medidas do RMSE ($m.s^{-1}$) para velocidade do vento para o mês de novembro.



Fonte: Produção autor.

Figura 7.35 - Medidas do ME ($m.s^{-1}$) para velocidade do vento para o mês de novembro.



Fonte: Produção autor.

7.5 Discussão dos resultados alcançados

O estudo demonstra que não houve alteração significativa da confiabilidade das previsões da velocidade do vento entre as previsões realizadas para os períodos chuvoso (maio) e seco (novembro) em todos os domínios estabelecidos neste estudo. Em algumas localidades houve um melhor desempenho do modelo no período chuvoso, por exemplo, Acaraú, Piatã e Serrinha.

O ciclo diário médio das previsões da velocidade do vento apresentou uma melhor concordância com o ciclo diário médio das observações ao longo do período da tarde quando a velocidade do vento alcança valores maiores. Este desempenho favorável é uma boa informação para o setor de energia eólica, porém ainda mais análises devem ser realizadas para outros períodos de dados a fim de consolidar estes resultados.

Fenômenos locais como a circulação de brisa marítima e montanha/vale são hipóteses consideradas para explicar as discrepâncias observadas e comportamento distinto do modelo para locais relativamente próximos (200 km). Um aprimoramento da confiabilidade das previsões pode ser possível, e necessita maior investigação, xiste a com o refinamento da base de dados de topografia para melhor representação do relevo local, principalmente no domínio 4.

8. RESULTADOS: PARTE IV - ESTUDO DE CASO

Este capítulo apresenta resultados de aplicação do modelo WRF configurado com as para parametrizações estabelecidos neste estudo para previsões de velocidade do vento em torres anemométricas onde já estão em funcionamento quatro parques eólicos no NEB.

A empresa Casa dos Ventos, que atua na prospecção, implementação e operação de parques eólicos no NEB, disponibilizou dados de quatro localidades listadas na Tabela 8.1. O período de amostragem é diferente para cada localidade. Uma avaliação de qualidade da base de dados indicou a ocorrência de falhas de aquisição de dados ao longo dos períodos das medições.

Tabela 8.1 - Informações das estações das torres anemométricas.

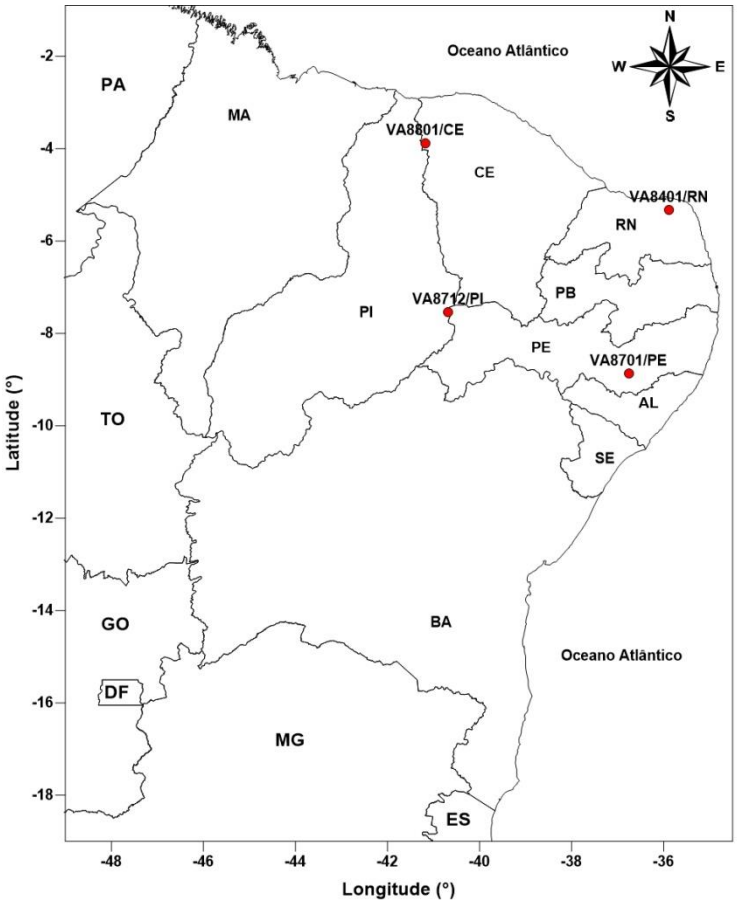
Código Estação	Período		Altura dos anemômetros	Obs.
	Inicio	Fim		
VA8801/CE	19/10/2008	22/03/2015	80 e 60 m	Muitas falhas
VA8401/RN	01/06/2008	10/12/2015	80 e 40 m	Muitas falhas
VA8701/PE	17/08/2009	23/08/2014	100, 80 e 60 m	Muitas falhas
VA8712/PI	09/02/2011	16/11/2016	100, 80 e 60 m	Muitas falhas

Fonte: Produção autor.

8.1 Descrição do caso

Tendo em vista as simulações já realizadas e avaliadas no capítulo 7, optou-se em realizar os estudos de caso para o mês de maio. Duas localidades (VA8701 e VA8712) não apresentam medições no mês de maio de 2009 e as estações VA8401 e VA8712 não apresentam medições para o mês de maio completo (31 dias). Em função do exposto acima, um período de 11 dias consecutivos do mês de maio foi adotado para avaliação do desempenho do modelo. Na Figura 8.1 mostra a localização das quatro torres anemométricas onde observamos que três delas pertencem ao domínio 2 definido no capítulo anterior e uma está no domínio 3. Não houve possibilidade de realizar um estudo de caso para o domínio 4.

Figura 8.1 - Localização das torres anemométricas operadas pela Casa dos Ventos no Nordeste Brasileiro.



Fonte: Produção autor.

Os dados de velocidade do vento extraídos das simulações do modelo WRF estão no nível de 10 m acima da superfície como foi visto nas análises dos capítulos 6 e 7. Para avaliar o desempenho do modelo por meio de comparação com as medições das torres anemométricas fornecidas pela Casa dos Ventos, foi realizada a extrapolação vertical da velocidade do vento utilizando o perfil logaritmo descrito pela Equação 8.1 (PIMENTA et al., 2008), onde z = altura do anemômetro para observação da velocidade de vento (em metros), z_{ref} = 10 m.

$$V = V_{ref} \frac{\ln(z/z_0)}{\ln(z_{ref}/z_0)} \qquad \text{Equação 8.1}$$

O comprimento de rugosidade (z_0) foi atualizada através de mapa gerado a partir das informações de cobertura e uso da terra disponibilizada no site do IBGE, (ftp://geoftp.ibge.gov.br/mapastemáticos/mapas_murais/shapes/cobertura_e_uso_da_terra/). A relação entre o tipo de vegetação e o comprimento de rugosidade foi obtida conforme Foken (2008).

8.2 Resultados para 2009

Para os onze dias do mês de maio de 2009 foram analisadas as torres localizadas nos estados do Ceará (VA8801/CE) e Rio Grande do Norte (VA8401/RN) ambas pertencentes à região do domínio 2, consequentemente o conjunto dos esquemas de parametrizações físicas de ambas localidades foi a mesma, como visto na Tabela 6.3.

Nas Figuras 8.2 e 8.3 está representada a diferença entre a evolução temporal modelada e a evolução temporal medida na torre para a velocidade do vento na altura de 80 m, para as localidades de VA8801/CE e VA8401/RN, respectivamente. Importante destacar que a localidade do Rio Grande do Norte está localizada próxima ao litoral (aproximadamente 50 km), enquanto que a torre anemométrica do Ceará se encontra na região da Serra de Ibiapaba, distante aproximadamente 100 km do litoral cearense.

Observa-se que na torre anemométrica do Ceará (VA8801) os valores da diferença entre as velocidades do vento modeladas e observadas são elevadas, e em alguns horários essas diferenças alcançam valores próximos de 8 $m.s^{-1}$ e -10 $m.s^{-1}$ (Figura 8.2). Para o perfil da diferença da velocidade do vento na localidade do estado do Rio Grande do Norte, apresentou valores elevados também, porém sem valores extremos tão destoantes (Figura 8.3).

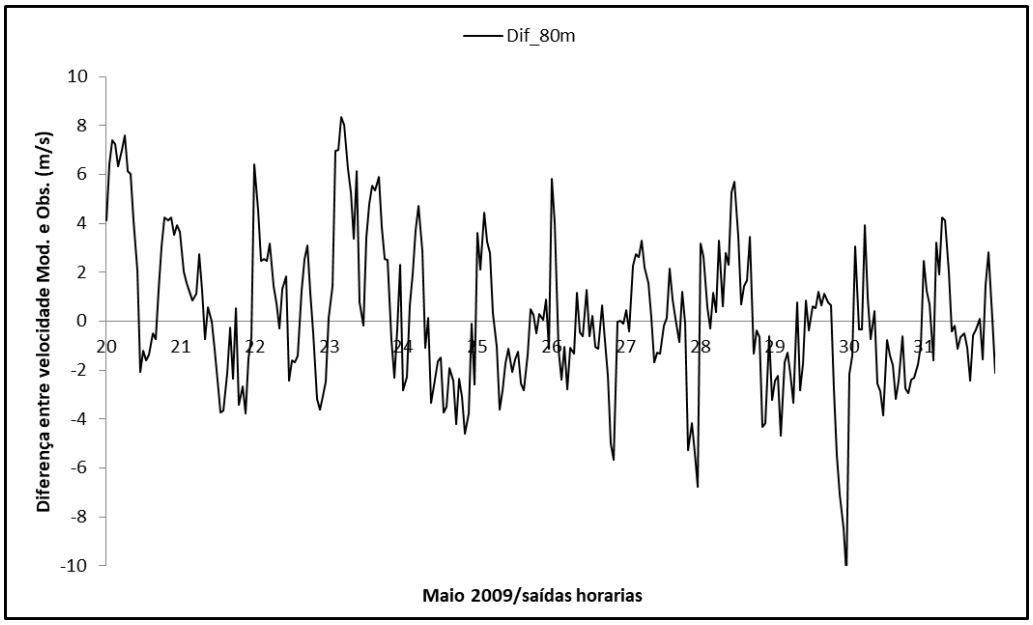
Comparando os gráficos da diferença da evolução temporal para as duas localidades de maio de 2009 (Figuras 8.2 e 8.3), observa-se um desempenho levemente melhor para a localidade da torre VA8401, mesmo havendo valores oscilando entre 5 e -5 $m.s^{-1}$ (Figura 8.3).

Também foi calculada a diferença entre os ciclos médios diários das torres anemométricas VA8801/CE e VA8401/RN, para os onze dias do mês de maio de 2009 (Figuras 8.4 e 8.5). Observa-se que ao longo do dia a diferença da velocidade do vento é grande, para a localidade do Ceará, as diferenças maiores ocorrem nas primeiras e últimas horas do dia. Os valores da diferença são próximos a zero entre o horário das 10:00 e 18:00 UTC (Figura 8.4).

Para a localidade VA8401 (Figura 8.5), o desempenho do modelo WRF para prever o ciclo diário da velocidade do vento a 80 metros de altura apresentou características diferentes, onde os maiores valores da diferença se concentram após as 08:00 UTC. Comparando com os resultados para a diferença no ciclo diário da velocidade do vento em superfície para as localidades do domínio 2 no mesmo período (Figura 7.14) não foi detectada uma melhora significativas no desempenho do modelo WRF para prever a velocidade do vento.

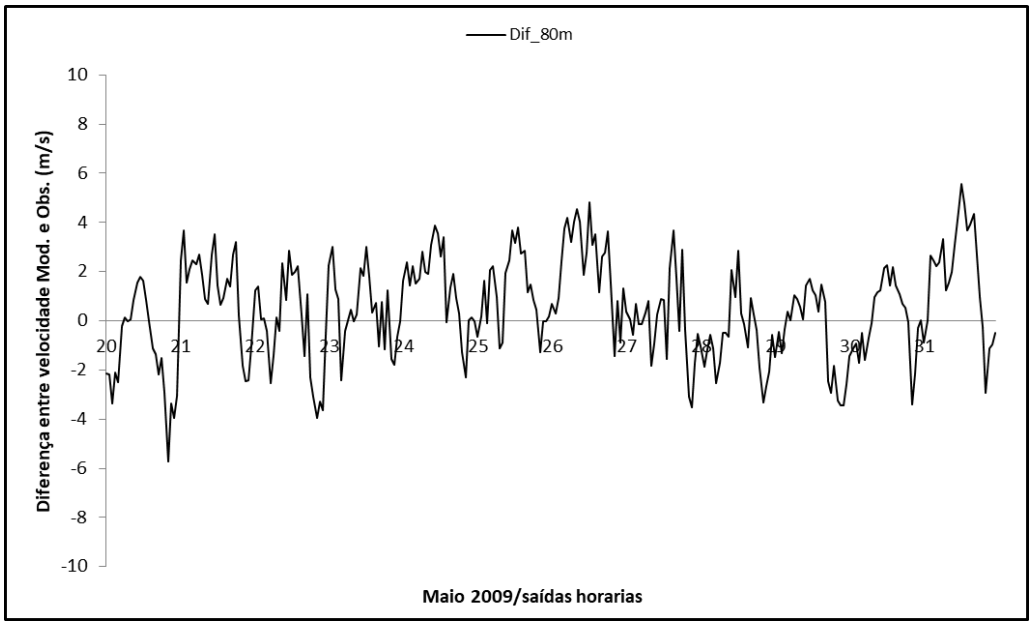
Os índices estatísticos obtidos para as duas localidades onde foram instalados os parques eólicos (VA8801/CE e VA8401/RN) estão apresentados nas Figuras 8.6 e 8.7. O modelo WRF apresentou menores valores de RMSE para o parque no Rio Grande do Norte (Figura 8.6). Para ambas as localidades no domínio 2 observam-se valores positivos do ME em maio de 2009, o que confirma que o modelo WRF superestima a intensidade do vento na altura de 80 m (Figura 8.7).

Figura 8.2 - Diferença da evolução temporal da velocidade do vento ($m.s^{-1}$) para o modelo WRF altura de 80 m na estação de VA8801/CE.



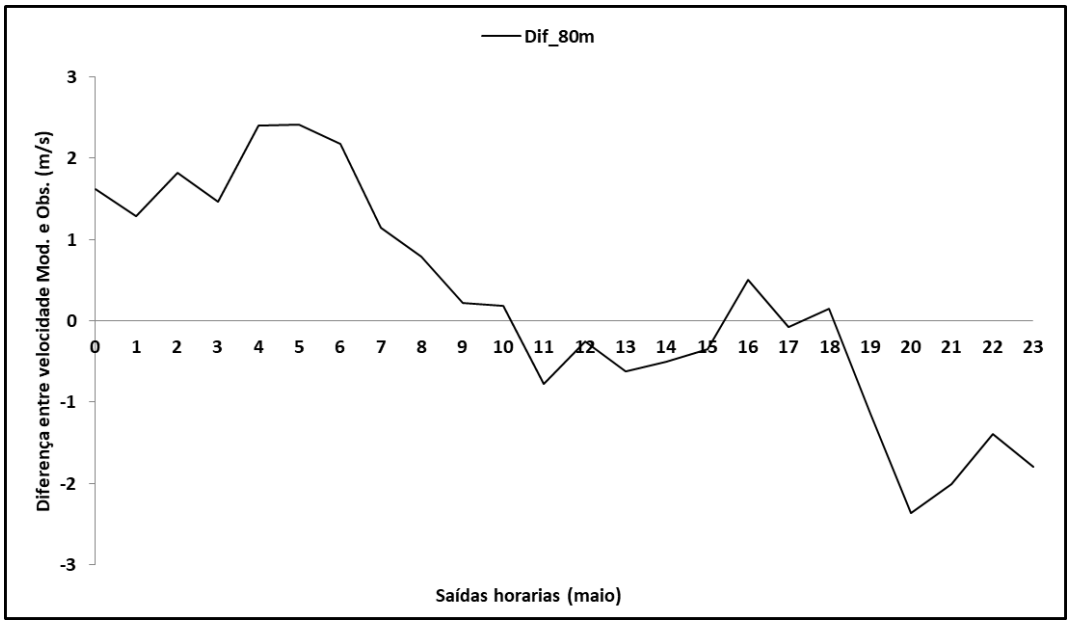
Fonte: Produção autor.

Figura 8.3 - Diferença da evolução temporal da velocidade do vento ($m.s^{-1}$) para o modelo WRF altura de 80 m na estação de VA8401/RN.



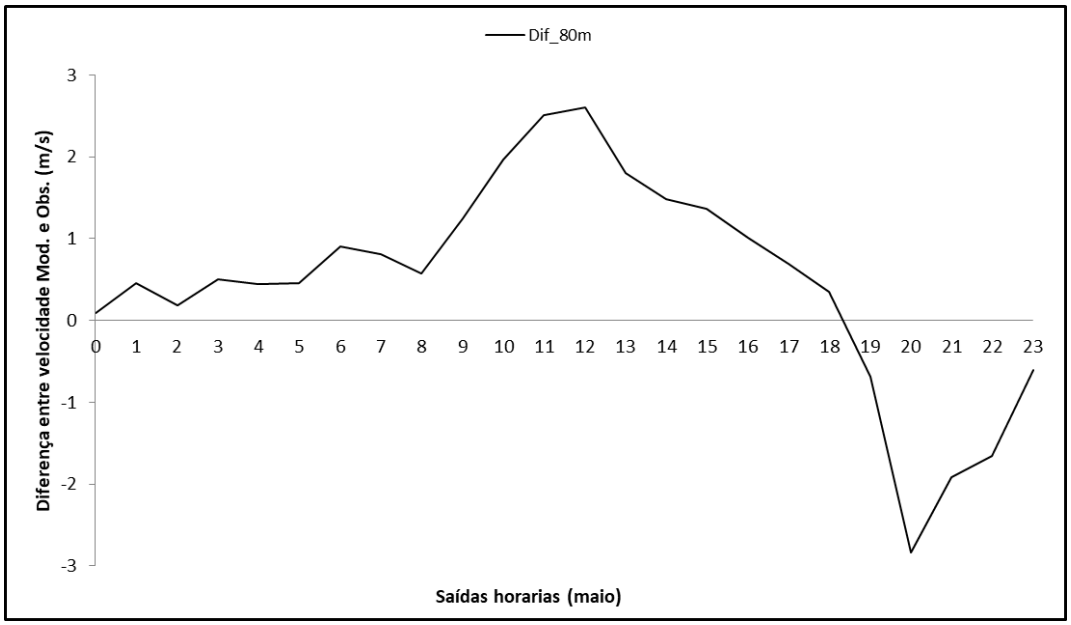
Fonte: Produção autor.

Figura 8.4 - Diferença do ciclo diário da velocidade do vento (m.s-1) a 80 m de altura na localidade de VA8801/CE.



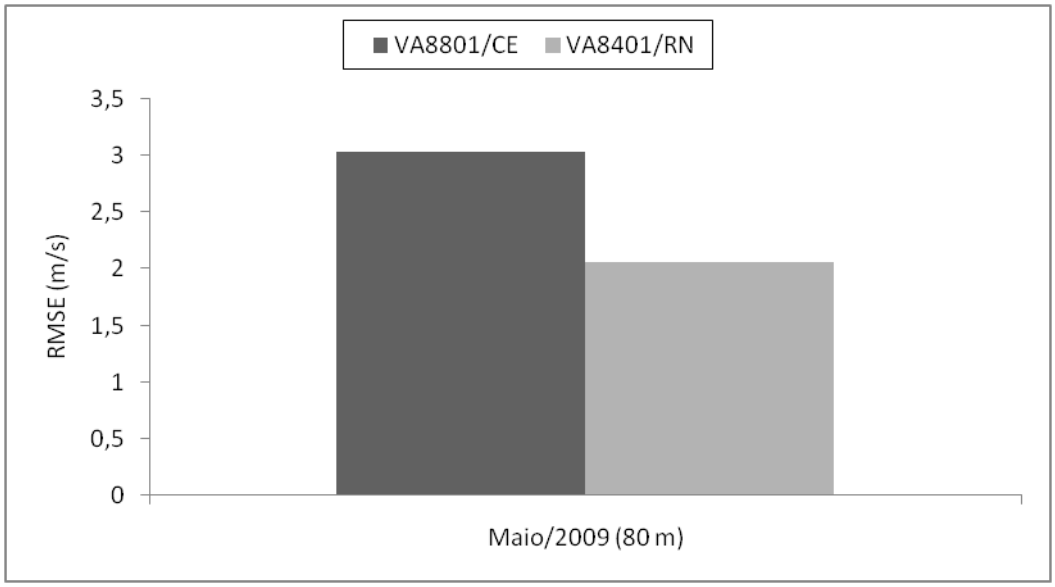
Fonte: Produção autor.

Figura 8.5 - Diferença do ciclo diário da velocidade do vento (m.s-1) a 80 m de altura na localidade de VA8401/RN.



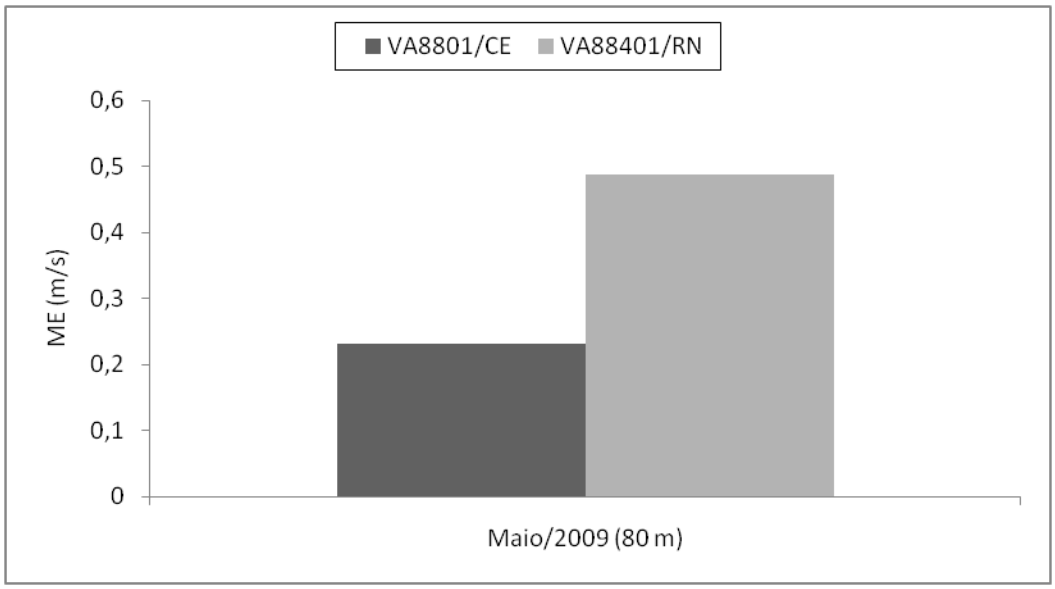
Fonte: Produção autor.

Figura 8.6 - Medidas do RMSE ($m.s^{-1}$) para velocidade do vento a 80 m para o mês de maio/2009.



Fonte: Produção autor.

Figura 8.7 - Medidas do ME ($m.s^{-1}$) para velocidade do vento a 80 m para o mês de maio/2009.



Fonte: Produção autor.

8.3 Resultados para 2012

Para análise das torres anemométricas do mês de maio de 2012 foram adotados os mesmos períodos do ano de 2009 (de 20 a 31 de maio). Estas torres foram instaladas depois das utilizadas para o ano de 2009 (Tabela 8.1), assim as medidas da velocidade do vento foram realizadas a 100 m de altura.

Conforme pode ser visto na Figura 8.1, as torres anemométricas VA8712/PI e VA8701/PE estão localizadas em domínios diferentes, domínio 2 e 3, respectivamente, das simulações do WRF executadas neste estudo. Assim o conjunto de parametrizações físicas adotadas para cada torre possuem configurações de esquemas físicos diferentes, como está especificada na da Tabela 6.3.

Para localidade VA8712/PI (estado do Piauí), onde observou-se que os valores da diferença entre as velocidades do vento modelada e observada apresentam valores elevados positivos (~5 $m.s^{-1}$) e negativos (~-8 $m.s^{-1}$) para os onze dias analisadas (Figura 8.8). Tendo o modelo apresentado dificuldade em prever a velocidade do vento, o modelo tanto subestima como sobrestima para este período analisado nesta localidade.

A diferença entre as evoluções temporais das velocidades do vento modelada e observada da torre VA8701/PE, também demostram que mesmo para níveis elevados (100 m) as previsões de velocidade do vento do modelo WRF continuam a apresentar diferenças significativas (Figura 8.9). Na maioria dos horários as diferenças são positivas, sendo esta localidade mais influenciada por uma superestimação da velocidade do vento.

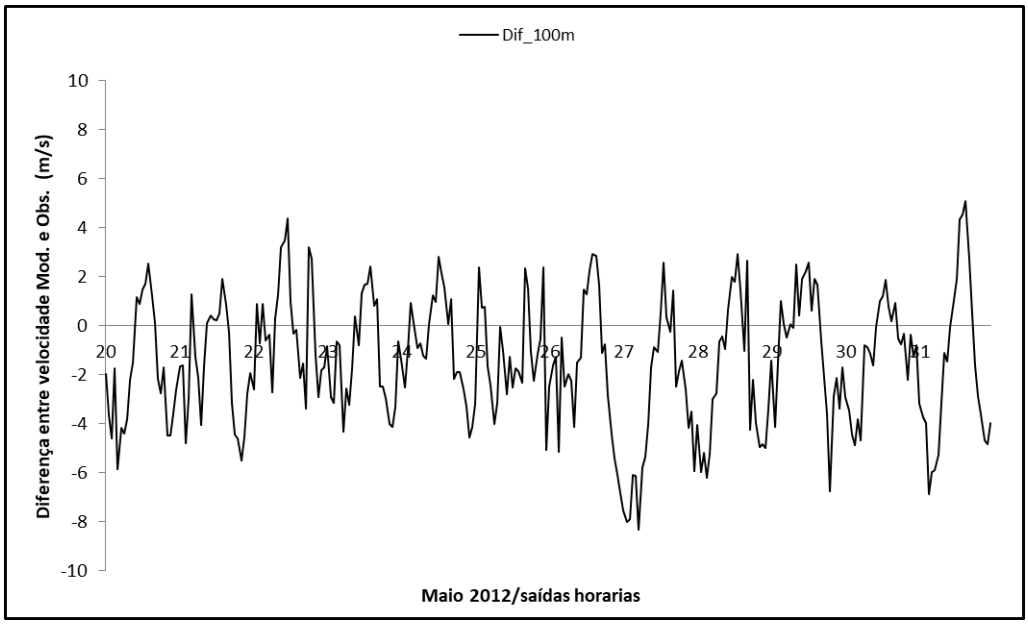
Para a diferença do ciclo diário da localidade situada no estado do Piauí (torre anemométrica VA8712/PI), observou-se que o modelo produziu estimativas com diferenças significativas para todo o ciclo. Também mostrou que houve uma inversão entre o modelo e o observado devido ao formato da curva da diferença entre o ciclo modelado e observado (Figura 8.10). Esta torre está localizada na região conhecida como tríplice fronteira, Pernambuco, Piauí e Ceará onde está localizada a Chapada do Araripe, região com altitudes em torno de 650 m, região com um considerável potencial eólico no interior do NEB.

A diferença do ciclo médio diário da localidade VA8701/PE, localizado no domínio 3 das simulações realizadas com WRF, apresentou resultados mais satisfatórios para previsões da velocidade do vento. Pode ser observado na Figura 8.11 que os valores da diferença são menores, com valores máximos em torno de ~ 3 $m.s^{-1}$. Os valores são menores no período da noite. Esta torre anemométrica está localizada no interior do estado do Pernambuco distante aproximadamente 190 km do litoral, na região do Planalto da Borborema, onde a altitude supera 800 metros.

Para os índices estatísticos calculados para as duas torres anemométricas observaram-se valores elevados dos desvios estatísticos, tanto para o RMSE como para o ME (Figuras 8.12 e 8.13, respectivamente), quando comparado com os valores de índices estatísticos das localidades do domínio 2 do capitulo 7 (Figura 7.2 e Figura 7.5). Para as torres anemométricas estes valores de velocidade do vento são mais elevados (na maioria dos horários acima de 10 m.s-1), devem-se ao fato de estarmos comparando observações x previsões a 100 m de altura.

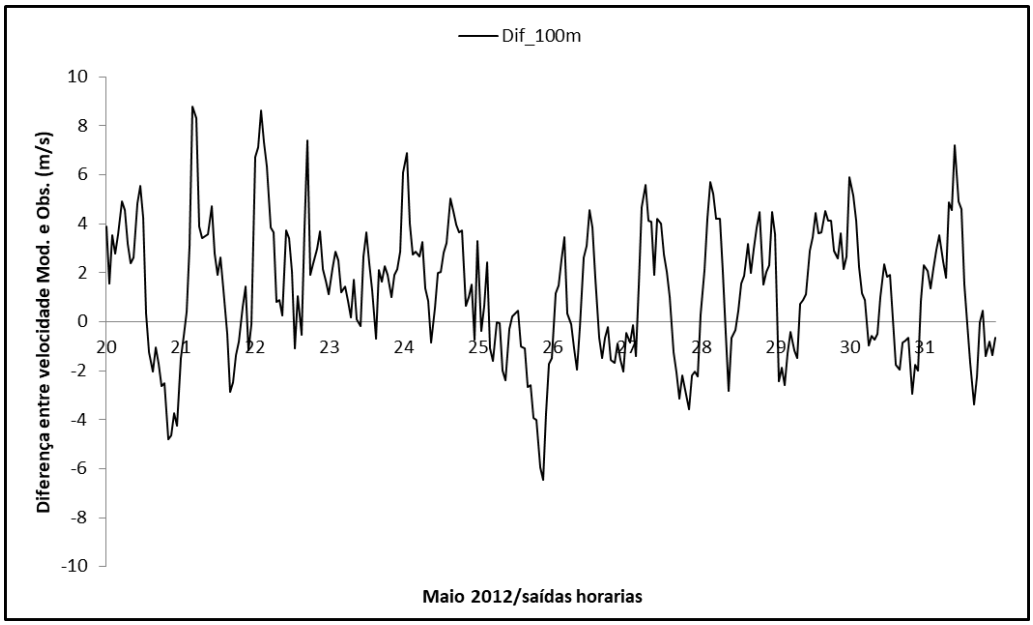
Para a localidade de VA8712/PI foi encontrado o valor do erro sistemático ME (ou viés) negativo (Figura 8.13). Indicando assim, que as previsões do modelo WRF tendem a subestimar a intensidade do vento, o que pode ser verificado tanto na evolução temporal e ciclo diário desta mesma localidade (Figuras 8.8 e 8.10, respectivamente).

Figura 8.8 - Diferença da evolução temporal da velocidade do vento ($m.s^{-1}$) para o modelo WRF altura de 100 m na estação de VA8712/PI.



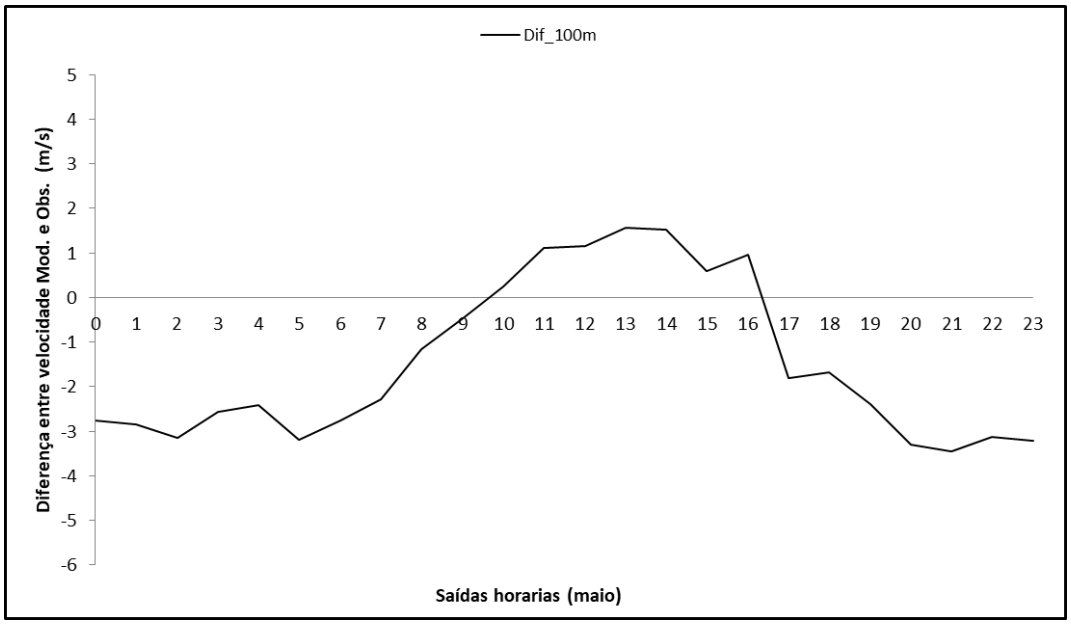
Fonte: Produção autor.

Figura 8.9 - Diferença da evolução temporal da velocidade do vento ($m.s^{-1}$) para o modelo WRF altura de 100 m na estação de VA8701/PE.



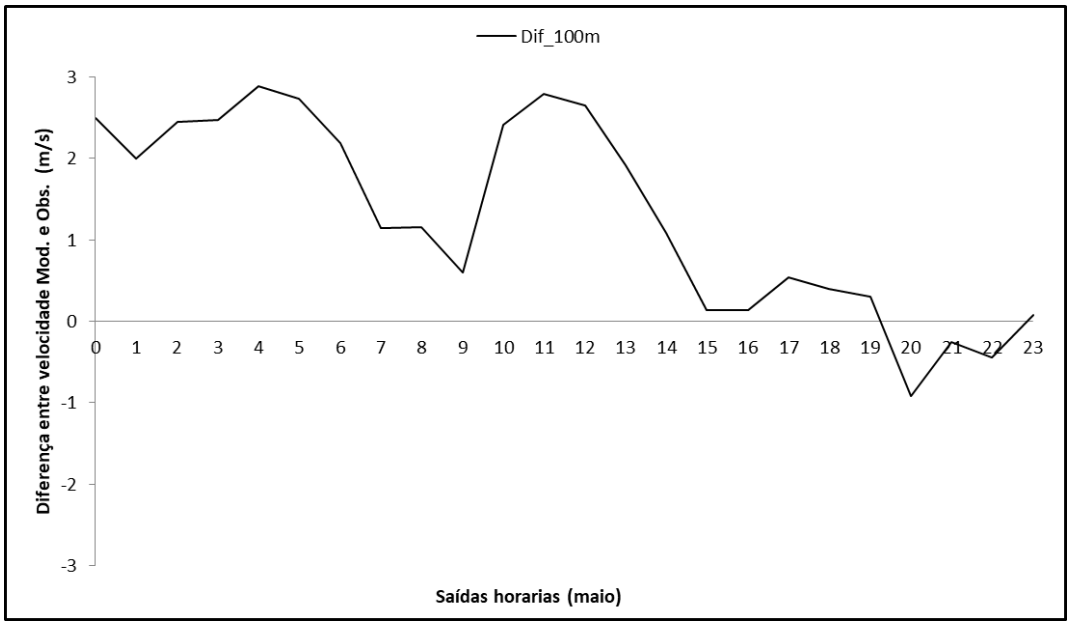
Fonte: Produção autor.

Figura 8.10 - Diferença do ciclo diário da velocidade do vento ($m.s^{-1}$) a 100 m de altura na localidade de VA8712/PI.



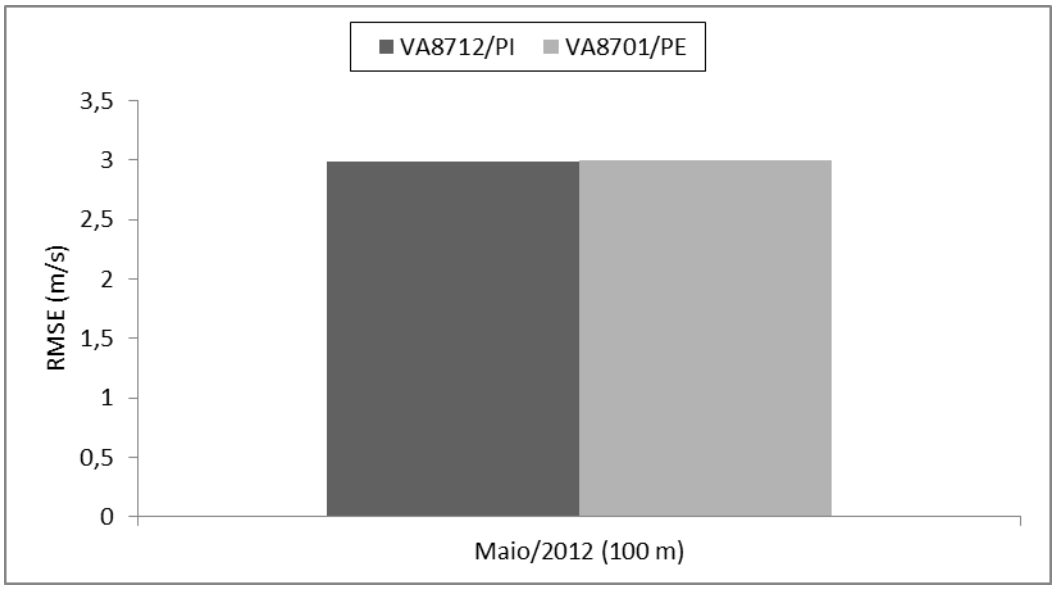
Fonte: Produção autor.

Figura 8.11 - Diferença do ciclo diário da velocidade do vento ($m.s^{-1}$) a 100 m de altura na localidade de VA8701/PE.



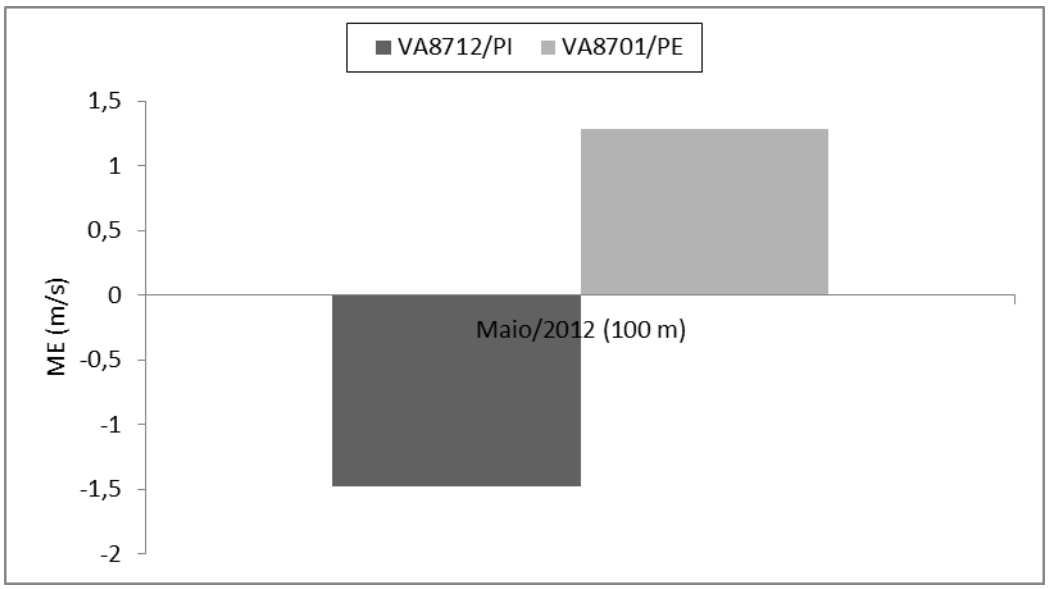
Fonte: Produção autor.

Figura 8.12 - Medidas do RMSE ($m.s^{-1}$) para velocidade do vento a 100 m para o mês de maio/2012.



Fonte: Produção autor.

Figura 8.13 - Medidas do ME ($m.s^{-1}$) para velocidade do vento a 100 m para o mês de maio/2012.



Fonte: Produção autor.

8.4 Discussão dos resultados alcançados

Nos estudos realizados para os níveis de 80 m e 100m verificou-se que apesar de existir uma forte tendência para a superestimação nas previsões da intensidade dos ventos pelo modelo WRF, com exceção da localidade no estado do Piauí (VA8712/PI).

Os desempenhos das previsões do WRF interpoladas para os níveis das torres não apresentaram resultados satisfatórios, como era esperado devido à diminuição dos efeitos da rugosidade do solo e outras influências que a superfície reflete tanto na intensidade como direção do vento. O melhor seria ter utilizado diretamente os valores da velocidade fornecidos pelo WRF para a altura da torre e não interpolar valores estimados para a superfície, para os próximos estudos o modelo será configurado de tal maneira que a velocidade do vento seja extraída diretamente em vários níveis, e assim diminuir a fonte de erro que uma interpolação implica.

9. CONCLUSÕES

O estudo mostra a dificuldade dos modelos numéricos de mesoescala, em especifico o WRF para prever a velocidade do vento e consequentemente ser uma informação disponibilizada com um alto grau de confiabilidade para o setor de energia eólica.

Para os resultados dos testes de sensibilidade apontam que a região NEB deve ser dividida em sub-regiões e não ser simulada como um único conjunto de parametrizações físicas. Pois nas realizadas neste estudo por momentos apresentaram valores muito similares, provavelmente por ir se modificando apenas um esquema por vez e fixando as demais na configuração *default* do modelo WRF.

Os testes de sensibilidade das parametrizações físicas em cada um dos domínios estabelecidos para as simulações do WRF permitiu estabelecer as configurações apresentadas na Tabela 6.3. Como era esperado, há esquemas de parametrizações que se mostram mais sensíveis para as previsões de velocidade do vento, por exemplo, convecção (*cumulus*) e camada limite atmosférica. No caso dos esquemas de parametrização da radiação a influência nas parametrizações foi pequena, mesmo sabendo que a circulação geral da atmosfera tem sua origem no balanço de radiação na superfície.

A comparação entre previsões do modelo WRF e as medidas de velocidade do vento para as os diferentes domínios que cobrem a região NEB foi realizada para os meses de maio e novembro que representam períodos chuvoso e seco na região. Conclui-se que não há um aumento da confiabilidade das previsões da velocidade do vento quando comparamos os resultados da estação chuvosa (maio) com a seca (novembro). Sendo as regiões litorâneas (domínio 2 e 3) uma pequena redução nos valores dos índices estatísticos ME e RMSE. Para o ciclo diário das previsões da velocidade do vento apresentaram uma melhor concordância para o período da tarde, período este de maior velocidade do vento, o que de certa forma é bom para o setor de energia eólica.

Para os estudos realizados para os níveis de 80 m e 100 m concluiu-se há uma forte tendência para a superestimação nas previsões da intensidade dos ventos pelo modelo

WRF, com exceção da localidade no estado do Piauí (VA8712/PI) onde foi verificado a ocorrência de subestimação da velocidade do vento.

Para a questão científica apresentada chega-se à conclusão que o estado da arte para os modelos atmosféricos de mesoescala vem sendo estudado de formas isoladas, estudos mais locais, focando apenas um estado e não o NEB como um todo. Com relação à localização dos domínios (grades) dos modelos assim como escolha de resolução espacial ainda há incertezas.

Prever a velocidade do vento é algo extremamente desafiador, tendo em vista a alta complexidade dos processos que afetam a variabilidade temporal e espacial desta variável atmosférica. Estudos que realizam uma análise detalhada de previsões de modelos numéricos para a velocidade de vento são bastante escassos, principalmente, estudos que envolvem testes de sensibilidade. Devido a essa alta complexidade ainda não há um resultado final sobre o grau de acerto que é possível alcançar para prever a velocidade do vento com confiança, e assim contribuir de forma significativa a gestão dos parques eólicos do NEB. No entanto, o estudo traz um avanço na compreensão do regime de ventos do Nordeste Brasileiro e mostra que há 3 regiões nas quais a velocidade do vento possui características bastante similares no que se refere ao seu ciclo médio diário e anual.

9.1 Sugestões de trabalhos futuros

- Acrescentar aos testes de sensibilidade dos esquemas de parametrizações físicas para os processos físicos que ocorrem na camada superficial e processos de superfície;
- Analisar de forma conjunta os esquemas de parametrizações;
- Utilizar uma extensão maior de tempo para análise do desempenho do modelo mesmo que seja dada ênfase para estação seca e chuvosa do NEB;
- Aumentar a resolução espacial do modelo WRF para analisar se há aumento de ganho nas simulações em domínio menores que cubram a região onde há dados de torres anemométricas (parques eólicos);

- Utilizar outros tipos e métodos de entrada de dados no modelo WRF, por exemplo, reanálises NCEP.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALFREDSSON, P. H.; SEGALINI, A. Introduction wind farms in complex terrains: an introduction. **Philosophical Transactions of the Royal Society of London A**, v. 375, n. 2091, p. 6, 2017. A375: 20160096.ISSN 1364-503X. DOI: 10.1098/rsta.2016.0096

ALIGO, E. A.; GALLUS JR, W. A.; SEGAL, M. On the impact of WRF model vertical grid resolution on midwest summer rainfall forecasts. **Weather and Forecasting**, v. 24, n. 2, p. 575 - 594, 2009. DOI: 10.1175/2008WAF2007101.1

AL-YAHYAI, S.; CHARABI, Y.; GASTLI, A. Review of the use of Numerical Weather Prediction (NWP) models for wind energy assessment. **Renewable and Sustainable Energy Reviews**, v. 14, p. 3192 - 3198, 2010.

AMARANTE, O. A. C.; BROWER, M.; ZACK, J.; DE SÁ, A. L. **Atlas do potencial eólico brasileiro**. Brasília: MME, 2001. 45p.

ANDRADE, K. M. **Climatologia e comportamento dos sistemas frontais sobre a América do Sul**. 2005. 187p. (INPE-14056-TDI/1067). Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2005. Disponível em: <http://urlib.net/6qtX3pFwXQZ3P8SECKy/Gt9nD>.

ARAUJO JR., L. M.; SILVA, E. M.; COSTA, A. A.; SALES, D. C.; VASCONCELOS JR., F. C.; GUIMARÃES, S. O. Avaliação dos recursos eólicos simulado no estado do Ceará: um estudo de caso para o El Niño 97/98 e para La Niña 98/99. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 29, n.1, p. 139 - 152, 2014.

ARW - **Version 3 modeling system user's guide**. National Center for Atmospheric Reserch (NCAR), 384 p., 2012.

ARYA, S. P. **Introduction to micrometeorology**. San Diego: Academic Press, 1988. v. 1.

ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ENERGIA EÓLICA (ABEEOLICA). **Boletim anual de geração eólica 2016**. 2017. Disponível em: <http://www.abeeolica.org.br/wp-content/uploads/2017/05/424_Boletim_Anual_de_Geracao_Eolica_2016_Alta.pdf>.

ATKINSON, B.W. **Meso-scale atmospheric circulations**. London: Academic Press, 1981. 495p., Chap. 5 e 6.

BARTHELMIE, R. J.; BADGER, J.; PRYOR, S. C.; HASAGER, C. B.; CHRISTIANSEN, M. B.; JØRGENSEN, B. H. Offshore coastal wind speed gradients: issues for the design and development of large offshore wind farms. **Wind Engineering**, v. 31, n. 6, p. 369 - 382, 2007. ISSN 0309-524X. DOI: 10.1260/030952407784079762. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1260/030952407784079762>.

BATTISTI, A.; ACEVEDO, O. C.; COSTA, F. D.; PUNHALES, F. S.; ANABOR, V.; DEGRAZIA, G. A. Evaluation of nocturnal temperature forecasts provided by the Weather Research and Forecast model for different stability regimes and terrain characteristics. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 162, p. 523 - 546, 2017. DOI: 10.1007/s10546-016-0209-y.

BENELLI, S. L.; DORWEILER, R. P.; PROCOPIAK, L. A. J. Evolução tecnológica do mapeamento do potencial eólico. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, 14. (SBSR), 2009, Natal. **Anais...** São José dos Campos: INPE, 2009. p. 3567-3573. DVD, On-line. ISBN 978-85-17-00044-7. Disponível em: <http://urlib.net/dpi.inpe.br/sbsr@80/2008/11.17.16.43.59>.

BOYLE, G. **Power for a sustainable future**: Renewable Energy. New York: Oxford University Press, 1996.

BULIGON, L. **Solução semianalítica para o perfil vertical do vento na camada limite planetária.** 2009, p. 127. Tese (Doutorado em Física) - Universidade Federal de Santa Maria, Santa Maria, 2009.

BUSSAB, W. O.; MIAZAKI, E. S.; ANDRADE, D. **Introdução à análise de agrupamentos.** São Paulo: Associação Brasileira de Estatística, 1990.

CAMPOS, D. A. **Simulações do modelo Eta utilizando dois esquemas de radiação em condições de céu claro.** 2015. p. 111. IBI: <8JMKD3MGP3W34P/3JNMBR2>. (sid.inpe.br/mtc-m21b/2015/06.25.16.03-TDI). Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2015. Disponível em: <http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34P/3JNMBR2>.

CARVALHO, D.; ROCHA, A.; GÓMEZ-GESTEIRA, M.; SANTOS, C. A sensitivity study of the WRF model in wind simulation for an area of high wind energy. **Environmental Modelling & Software**, v. 33, p. 23 - 34, 2012.

CARVALHO, M. A. V.; ABRUNHOSA, M. L.; LOPES, J. R. O. **Manual de instalação, compilação e execução do modelo de mesoescala WRF no ICEA** (Versão 3.4.1). São José dos Campos, 2013. Nota Técnica, 52 p.

CARVALHO, R. Z. F. DE. **Desenvolvimento de ferramentas para modelagem do vento para geração de energia**. 2011. 85 p. Dissertação (Mestrado em Engenharia Elétrica) - Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2011.

CAVALCANTI, I. F. A.; FERREIRA, N. J.; SILVA, M. G. A. J.; DIAS, M. A. F. **Tempo e clima no Brasil**. São Paulo: Editora Oficina de Textos, 2009. cap. 13, p. 197 - 212.

CHAGAS, G. O.; GUEDES, R. A.; MANSO, M. D. O. Estimating wind resource using mesoscale modeling. In: EUROPEAN WIND ENERGY CONFERENCE, 2009, Marseille, France. **Proceedings…** Bussels: EWEA, 2009.

CHEN, F.; DUDHIA, J. Coupling an advanced land-surface/ hydrology model with the Penn State/ NCAR MM5 modeling system. Part I: model implementation and sensitivity. **Monthly Weather Review**, v. 129, p. 569 - 585, 2001.

CHOU, C. S.; PAIVA NETO, A. C.; CHAGAS, D. J.; LYRA, A. A.; PEREIRA, E. B. Mapeamento eólico para o nordeste. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 14. (CBMET), Florianópolis, SC. **Proceedings...** Rio de Janeiro: SBMet, 2006. CD-ROM; Papel. (INPE-14550-PRE/9580).

CHOU, M. D.; SUAREZ, M. J. **An efficient thermal infrared radiation parameterization for use in general circulation models**. Washington: NASA Tech. Memo. 104606, 85 p., 1994.

COMPAGNUCCI, R. H., SALLES, M. A. Surface pressure patterns during the year over southern South America. **International Journal of Climatology**, v.17, p. 635 - 653, 1997.

CONSTANTINESCU, E. M.; ZAVALA, V. M.; ROCKLIN, M.; LEE, S.; ANITESCU, M. A computational framework for uncertainty quantification and stochastic optimization in unit commitment with wind power generation. **IEEE Transactionson Power Systems**, v. 26, n. 1, p. 431 - 441, 2011.

COPQUE, A. C. S. M.; NEGRÃO, J. R. P.; RIBEIRO, V. R. Uso do geoprocessamento em estudos de viabilidade de projetos de parques eólicos no estado da Bahia. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, 16. (SBSR), 2013, Foz do Iguaçu. **Anais...** São José dos Campos: INPE, 2013. p. 3895-3901. DVD, Internet. ISBN 978-85-17-00066-9 (Internet), 978-85-17-00065-2 (DVD). IBI: <3ERPFQRTRW34M/3E7GA6Q>. Disponível em: <http://urlib.net/3ERPFQRTRW34M/3E7GA6Q>.

COSTA, A. O.; OLIVEIRA, L. B.; LINS, M. P. E.; SILVA, A. C. M.; ARAÚJO, M. S. M.; PEREIRA JR., A. O.; ROSA, L. P. Sustainability analysis of biodiesel production: A review on different resources in Brazil. **Renewable and Sustainable Energy Reviews**, v.27, p. 407 - 412, 2013.

COSTA, P. A. DA S. **Atlas do potencial eólico para Portugal continental**. 2004. 144 p. Dissertação (Mestrado em Ciências e Engenharia da Terra) - Universidade de Lisboa, Lisboa, 2004.

COSTA, R. S. **Avaliação do desempenho do modelo de mesoescala MM5 na simulação de eventos de precipitação extrema no estado de Alagoas**. 2006. 184 p. Dissertação (Mestrado em Engenharia Civil) - Instituto Alberto Luiz Coimbra de Pós-

Graduação e Pesquisa de Engenharia da Universidade Federal do Rio de Janeiro, Departamento de Engenharia Civil, Rio de Janeiro, 2006.

CUNHA, E. B. A. C.; LEAL JR., J. B. V.; ALMEIDA, G. P. Sensibilidade do modelo RAMS à parametrização de turbulência na simulação de vento em região serrana. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 15., 2008, São Paulo. **Anais...** Rio de Janeiro: SBMet,, 2008.

CUSTODIO, R. S. **Energia eólica para produção de energia elétrica**. Rio de Janeiro: ELETROBRAS, 2009.

DE MARIA, P. H. S. **Modelagem numérica em alta resolução para previsão de geração de energia eólica no Ceará.** 2007. 123 p. Dissertação (Mestrado em Ciências Físicas Aplicadas) - Universidade Estadual do Ceará, Fortaleza, 2007.

DE MARIA, P. H. S.; COSTA, A. A.; SOMBRA, S. S. Modelagem numérica em alta resolução para previsão de geração de energia eólica no Ceará. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.23, n.4, p. 477 - 489, 2008.

DIAS, P. L. S; MARENGO J. A. Águas Atmosféricas. In: REBOUÇAS, A. C.; BRAGA, B.; TUNDISI, J. G. (ORGS). **Águas doces no Brasil**: capital ecológico, usos múltiplos, exploração racional e conservação. São Paulo: IEA-USP, SP-Brasil, 2002. p. 65-116.

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

DURAN. B. S.; ODELL, P. L. **Cluster analysis**. Asurvey Springer, 1974.

DYER, A. J.; HICKS, B. B. Flux-gradient relationships in the constant flux layer. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 98, p. 206 - 212, 1970.

ELETROBRAS. **Atlas eólico do Estado de Alagoas**. Rio de Janeiro: Centrais Elétricas Brasileiras, 2008. 67p.

ESTEVES, T. M. V. N. S. **Base de dados do potencial energético do vento em Portugal -** metodologia e desenvolvimento. 2004. 127 p. Dissertação (Mestrado em Ciências e Engenharia da Terra) - Universidade de Lisboa, Lisboa,2004.

EVERITT, B. S. **Cluster analysis**. London; Heinemann Educational Books Ltd, 1974.

FARIA, B. L. **Modelagem do potencial eólico do nordeste do Brasil sob condições atuais e de aquecimento global:** uma interface entre modelos numéricos computacionais de microescala e mesoescala. 2010. 73 p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia Agrícola) - Universidade Federal de Viçosa,Viçosa, 2010.

FEDOROVA, N. **Meteorologia sinótica**. Pelotas: Editora Gráfica UFPEL, 2001. v. 2, 242p.

FERREIRA, A. P. G. F. **Sensibilidade às parametrizações físicas do WRF nas previsões à superfície em Portugal continental**. 2007, 125 p. Relatório (Estágio em Meteorologia e Oceanografia Física) - Universidade de Aveiro, Aveiro, 2007.

FERREIRA, J. C. C. **Aplicação do controle vetorial e teoria PQ no controle de aerogeradores conectados à rede elétrica.** 2005. 112 p. Dissertação (Mestrado em Ciências em Engenharia Elétrica) - Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2005.

FISCH, G. Características do perfil vertical do vento no Centro de Lançamento de Alcântara (CLA). **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 14, n. 01, p. 11-21, 1999.

FISCH, G. F. **Camada limite Amazônia:** aspectos observacionais e de modelagem. 1995. 201 p. (INPE-6123-TDI/584). Tese (Doutorado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 1995. Disponível em: <http://urlib.net/6qtX3pFwXQZGivnJSY/HjfrK>.

FOKEN, T. 50 years of the Monin-Obukhov similarity theory. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 119, p. 431 - 447, 2006.

FOKEN, T. **Micrometeorology**. Berlim: Springer, 2008. 308 p. ISBN 978-3-540-74665-2.

GASCH, R.; TWELE, J. **Wind power plants** - fundamentals, design, construction and operation. Germany: Earthscan Publications Ltd, 2002. 416p. ISBN: 978-1902916385.

GAZZILLI, G.; PALMIERI, S.; SIANI, A. M.; CASALE, G. R. In search of mountain sites suitable for wind farms in the Mediterranean area using a diagnostic wind model. **Meteorological Applications**, v. 8, p. 205 - 208, 2001.

GIEBEL, G.; LANDBERG, L.; BADGER, J.; SATTLER, K.; FEDDERSEN, H.; NIELSEN, T. S.; NIELSEN, H. A.; MADSEN, H. Using ensemble forecasting for wind power. In: PREPRINT FROM THE EWEC, 2003. Madrid, Spain. **Proceedings...** 2003.

GISLER, C. A. F. **Análise do perfil de vento na camada limite superficial e sistemas meteorológicos atuantes no Centro de Lançamento de Alcântara**. 2009. p. 143. IBI: <8JMKD3MGP8W/357D2BB>. (INPE-16079-TDI/1536). Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2009. Disponível em: <http://urlib.net/8JMKD3MGP8W/357D2BB>.

GOLDEMBERG, J. J. Energia e desenvolvimento. **Estudos Avançados**, v. 12, n. 33, p. 7–15, 1998.

GOLDEMBERG, J.; LUCON, O. **Energia, meio ambiente e desenvolvimento**. 3. ed., São Paulo: Editora da Universidade de São Paulo, 2008. 396p. ISBN 978-314-1113-7.

GONZALEZ, A.; PEREZ, J. C.; DIAZ, J. P.; EXPOSITO, F. J. Future projections of wind resource in a mountainous archipelago, Canary Islands. **Renewable Energy**, v. 104, p. 120 - 128, 2017.

GRELL, G. A., DEVENYI, D. A generalized approach to parameterizing convection combining ensemble and data assimilation techniques. **Geophysical Research Letters**, v. 29, n. 14, 1693, 2002.

GRYNING, S. E. **The height of the atmospheric boundary layer during unstable conditions.** Roskilde, Dinamarca: Risoe National Laboratory, 2005. 65p.

GLOBAL WIND ENERGY COUNCIL (GWEC). **Global wind Report 2016** – report annual market update, 2016. 76 p.

HAIR JR. J. F.; ANDERSON, R. E.; TATHAM, R. L.; BLACK, W. C. **Análise Multivariada de Dados.** 5 ed., Porto Alegre: Bookman, 2005.

HASAGER, C.; MOUCHEM, A.; BADGER, M.; BINGOL, F.; KARAGALI, I.; DRIESENAAR, T.; STOFFELEN, A.; PEÑA, A.; LONGÉPÉ, N. Offshore wind climatology based on synergetic use of Envisat ASAR, ASCAT and QuikSCAT. **Remote Sensing of Environment**, v. 156, p. 247 - 263, 2015.

HENNEMUTH, B.; LAMMERT, A. Determination of the atmospheric boundary layer height from radiosonde and lidar backscatter. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 120, n. 1, p. 181 - 200, 2006.

HOLTON, J. **An introduction to dynamic meteorology**. 4ª Edition. San Diego: Elsevier Academic Press, 2004. p. 535. ISBN 0123540151

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

HONG, S.Y.; NOH, Y.; DUDHIA, J. A new vertical diffusion package with an explicit treatment of entrainment processes. **Monthly Weather Review**, v.134, p. 218 - 234, 2006.

HOSKING, J. R. M.; WALLIS, J. R. **Regional frequency analysis:** an approach based on L-moments. Cambridge University Press, 1997. 244 p.

HOWARD, T.; CLARK, P. Correction and downscaling of NWP wind speed forecasts. **Meteorological Applications**, v. 14, p. 105 - 116, 2007.

HYUN, Y. K.; KIM, K. E.; HA, K. J. A. A comparison of methods to estimate the height of stable boundary layer over a temperate grassland. **Agricultural and Forest Meteorology**, p. 132 - 142, 2005.

IACONO M. J.; DELAMERE J. S.; MLAWER E.J.; SHEPHARD, M. W.; CLOUGH, S.A.; COLLINS W. Radiative forcing by long-lived greenhouse gases: Calculations

with the AER radiative transfer models. **Journal of Geophysical Research**, v.113, D13103, 2008. DOI:10.1029/2008JD009944.

INTERNATIONAL ELECTROTECHNICAL COMMISSION (IEC). **Wind Turbine Generator Systems** - Part 12-1: Power performance measurements of electricity producing wind turbines IEC 61400-12. International Standard. Geneva - Switzerland, 1 ed., 90 p., 2005.

JANKOV, I.; GALLUS JR, W. A.; SEGAL, M.; KOCH, S. E.; SHAW, B. The impact of different WRF model physical parameterizations and their interactions on warm season MCS rainfall. **Weather and Forecasting**, v. 20, n. 6, p. 1048 - 1060, 2005.

JARDIM, C. H. A "Crise Hídrica" no sudeste do Brasil: aspectos climáticos e repercussões ambientais. **Revista Tamoios**, ano 11, n. 2, p. 67 - 83, 2015.

JIMENEZ, B.; DURANTE, F.; LANGE, B.; KREUTZER, T.; TAMBKE, J. Offshore wind resource assessment with WAps and MM5: comparative study for the German Bight. **Wind Energy**, v. 10, p. 121 - 134, 2007. DOC:10.1002/we.212.

JONG, P. DE; DARGAVILLE, R.; SILVER, J.; UTEMBE, S.; KIPERSTOK, A.; TORRES, E. A. Forecasting high proportions of wind energy supplying the Brazilian Northeast electricity grid. **Applied Energy**, v. 195, p. 538 - 555, 2017.

KAIN, J. S.; FRITSCH, J. M. A one-dimensional entraining detraining plume model and its application in convective parameterization. **Journal of the Atmospheric Science**, v. 47, n. 23, p. 2784 - 2802, 1990.

KAIN, J. S.; FRITSCH, J. M. Chapter 16 - Convective parameterization for mesoscale models: the Kain-Fritsch scheme. The representation of cumulus in numerical models. Boston: American Meteorological Society, **Meteorological Monographs**, v. 44, n. 46, p. 165 - 177; 1993.

KAYANO, M. T.; ANDREOLI, R. Relations of the South Amrican summer rainfall interanual variations with the Pacific Decadal Oscillation. **International Journal of Climatology**, v. 27, p. 531 - 540, 2006.

KAYANO, M. T.; ANDREOLI, R. V. Clima da região Nordeste do Brasil. In: Cavalcanti, I. F. A. et al. (orgs). **Tempo e clima no Brasil**. São Paulo: Oficina dos Textos, 2009. 213 - 233.

KOUSKY, V. E. Frontal influences on northeast Brazil. **Monthly Weather Review**, v. 107, n. 9, p. 1140 - 1153, 1979.

LAZIC, L.; PEJANOVIC, G.; ZIVKOVIC, M. Wind forecasts for wind power generation using the Eta model. **Renewable Energy**, v. 35, p. 1236 - 1243, 2010.

LEMES, M. A. M.; MOURA, A. D. Fundamentos da dinâmica aplicados à meteorologia e oceanografia. 2. ed. Holos Editora Ltda, 2004. 296p.

LIMA, D. K. S.; LEÃO, R. P. S.; SANTOS, A. C. DOS S.; MELO, F. D. C.; MELO, C. M. N. Análise do potencial eólico offshore do Ceará em períodos de El Niño e La Niña. **Ciência e Natura**, v.1, p. 34 - 36-, 2013.

LIMA, F. J. L. **Avaliação do potencial eólico no Estado da Paraíba: um estudo observacional e numérico.** 2011. p. 80. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Universidade Federal de Campina Grande, Campina Grande, 2011.

LIMA, F. J. L. **Previsão de irradiação solar no nordeste do Brasil empregando o modelo WRF ajustado por redes neurais artificiais (RNAs).** 2015. 250 p. Tese (Doutorado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2015. Disponível em: <http://urlib.net/8JMKD3MGP8W/3JH3BSE>.

LIMA, F. J. L., AMANAJÁS, J. C., GUEDES, R. V. S., SILVA, E. M. Análises de componente principal e de agrupamento para estudo de ventos para a geração de energia eólica na região do Ceará, Paraíba, Pernambuco e Rio Grande do Norte, Brasil. **Revista Ambiente & Água**, v. 5, p. 188 - 201, 2010.

LIMA, F. J. L.; CAVALCANTI, E. P.; SOUZA, E. P.; SILVA, E. M. Evaluation of the wind power in the state of Paraíba using the mesoscale atmospheric model brazilian developments on the regional atmospheric modelling system. **Renewable Energy**, v. 2012, p. 16, 2012.

LIMA, M. DE O. **Comportamento da Maré Meteorológica com foco no papel das Frentes Frias no litoral brasileiro**. 2012.76p. Monografia (Bacharelado em Oceanografia) - Universidade Federal de Bahia, Salvador, 2012.

LIN, Y. L.; FARLEY, R. D.; ORVILLE, H. D. Bulk parameterization of the snow field in a cloud model. **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, v. 22, p. 1065 - 1092, 1983.

LIOU, K. N. **An introduction to atmospheric radiation**. 2. ed. New York: Elsevier Academic Press, 2002. 583 p. ISBN 0124514510.

LIOU, K. N. On the absorption, reflection and transmission of solar radiation in cloudy atmospheres. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 33, n. 5, p. 798 - 805, 1976.

LIRA, M. A. T.; MOITA NETO, J. M. DO; SILVA, E. M.; SOMBRA, B. P. Quantificação dos recursos eólicos no estado do Piauí através de simulações computacionais. **Ciência e Natura**, v.38, p. 245 - 251, 2016.

LOPEZ, R. A. **Energia eólica**. 2. Edição. São Paulo: Artliber, 2012. 366p. ISBN 8588098709

LOUKA, P.; GALANIS, G.; SIEBERT, N.; KARINIOTAKIS, G.; KATSAFADOS, P.; PYTHAROULIS, I.; KALLOS, G. Improvements in wind speed forecasts for wind power prediction purposes using Kalman filtering. **Journalof Wind Engineeringand Industrial Aerodynamics**. v. 96, p. 2348 - 2362, 2008.

LUCENA, A. F. P.; SZKLO, A. S.; SCHAEFFER, R.; DUTRA, R. M. The vulnerability of wind power to climate change in Brazil. **Renewable Energy**, v. 35, p. 904 - 912, 2010.

LUCENA, D. B. **Impacto dos oceanos Pacífico e Atlântico no clima do nordeste do Brasil.** 2008, p. 229. Tese (Doutorado em Meteorologia) - Universidade Federal de Campina Grande, 2008.

LYRA, A. A. **Testes de sensibilidade e avaliação das previsões de vento do modelo ETA para região nordeste.** 2007. 106 p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) -

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, Cachoeira Paulista, 2007. Disponível em: <http://urlib.net/6qtX3pFwXQZGivnK2Y/Se3k6>.

LYRA, G. B.; PEREIRA, A. R. Dificuldades de estimativa dos parâmetros de rugosidade aerodinâmica pelo perfil logaritmo do vento sobre vegetação esparsa em região semi-árida. **Revista Brasileira de Geofísica**, v. 25, n. 2, p. 187-197, 2007.

LYRA, R. F. F.; SILVA JR., R. S. DA; MOURA, M. A. L.; AMORIM, M. C. DE A. L. Prognóstico da velocidade do vento utilizando o modelo WRF na região central de Alagoas.**Ciência e Natura**, v.38, p. 447 - 451, 2016.

MALAGUETA, D., SZKLO, A., SORIA, R., DUTRA, R., SCHAEFFER, R., BORBA, B., 2014. Potential and impacts of Concentrated Solar Power (CSP) integration in the Brazilian electric power system. **Renewable Energy**, v. 68, p. 223 - 235, 2014.

MARCHI, A. C. **Estudo do vento para o estado de Alagoas utilizando o modelo regional WRF - testes de parametrizações da camada limite planetária**. Monografia (Bacharelado em Meteorologia) - Universidade Federal de Alagoas, Maceió, 2011.

MARENGO, J. A.; ALVES, L. M. Crise hídrica em São Paulo em 2014: seca e desmatamento. **Geousp - Espaço e Tempo (Online),** v. 19, n. 3, p. 485 - 494, 2016. ISSN 2179-0892.

MARENGO, J. A.; ALVES, L. M.; BESERRA, E. A.; LACERDA, F. F. Variabilidade e mudanças climáticas no semiárido brasileiro. In: MEDEIROS. S. S.; RAJGHEYI, H.; GALVÃO, C. O.; SILVA PAZ. V. P.. (Orgs.). **Recursos hídricos em regiões áridas e semiáridas**. Campina Grande: Instituto Nacional do Semiárido, 2011. v. 1, p. 383 - 422. ISBN 9788564265011.

MARIANO, E. B.; CAVALCANTI, E. P.; BESERRA, E. A. Análise comparativa da velocidade do vento simulado pelo BRAMS com dados observados e de reanálises. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 32, n.2, p. 269 - 276, 2017.

MARTINS, E. S. P. R.; MAGALHÃES, A. R. A seca de 2012-2015 no nordeste e seus impactos. **Parcerias Estratégicas**, v. 20, n. 41, p. 107 - 128, 2015.

MARTINS, F. R.; GUARNIERI, R. A.; PEREIRA, E. B. O aproveitamento da energia eólica. **Revista Brasileira de Ensino de Física**, v. 1, p. 1 - 13, 2008.

MARTINS, F. R.; PEREIRA, E. B. Enhancing information for solar and wind energy technology deployment. **Energy Policy**, v. 39, n.7, p. 4378 - 4390, 2011.

MASS, C.; OVENS, D.; WESTRICK, K.; COLLE, B. A. Does increasing horizontal resolution produce more skillful forecasts? **Bulletin of American Meteorological Society**, v. 83, n. 3, p. 407 - 430, 2002.

MATTAR, C.; BORVARÁN, D. Offshore wind power simulation by using WRF in the central coast of Chile. **Renewable Energy**, v. 94, p. 22 - 31, 2016.

MELO, A. B. C.; NOBRE, P.; SANTANA, S. C.; MELO, M. L. D. Estudo climatológico da posição da ZCIT no atlântico equatorial e sua influência sobre o nordeste do Brasil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 11., 2002, Rio de Janeiro (RJ). **Anais...** Rio de Janeiro: SBMet, 2000.

MELO, C. M. N.; VASCONCELOS JR, F. C.; LEAL JR., J. B. V.; ALMEIDA, R. Q. Testes de sensibilidade do modelo RAMS para caracterização de vento local no estado do Ceará. **Ciência e Natura**, v. 6, p. 245 - 248, 2009. ISSN 2179-460X. Disponível em: <https://periodicos.ufsm.br/cienciaenatura/article/view/9563>.

MELO, F. D. C.; LEÃO, R. P. S.; COSTA, A. A.; LIMA, D. K. S.; MELO, C. M. N. Modelagem climática regional (downscaling) e aplicações em energia eólica: variabilidade e mudanças climáticas. **Ciência e Natura**, v.1, p. 152 - 154, 2013.

MENEGHETTI, G. T.; FERREIRA, N. J. Variabilidade sazonal e interanual da precipitação no Nordeste Brasileiro. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, 14. (SBSR), 2009, Natal. **Anais...** São José dos Campos: INPE, 2009. p. 1685-1689. DVD, On-line. ISBN 978-85-17-00044-7. (INPE-15939-PRE/10549). Disponível em: <http://urlib.net/dpi.inpe.br/sbsr@80/2008/11.14.19.34>.

MINGOTI, S. A. **Análise de dados através de métodos de estatística multivariada**: uma abordagem aplicada. Belo Horizonte: Editora UFMG, 2005.

MINISTÉRIO DE MINAS E ENERGIA (MME). **Resenha energética brasileira** - exercício 2015. Brasília, 2016. Disponível em: <http://www.aben.com.br/Arquivos/456/456.pdf.

MIRANDA, P.; VALENTE, M.; FERREIRA, P. **Simulação numérica do escoamento atmosférico sobre a ilha da Madeira:** efeitos não lineares e de estratificação no estabelecimento do potencial eólico na zona do Paul da Serra. Lisboa: Centro de Física da Universidade de Lisboa, 2003.

MLAWER, E. J.; TAUBMAN, S. J.; BROWN, P. D.; IACONO, M. J.; CLOUGH, S. A. Radiative transfer for inhomogeneous atmosphere: RRTM, a validated correlatedk model for the longwave. **Journal of Geophysical Research**, v.102, n. D14, p. 16663 - 16682, 1997.

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.

MONIN, A. S.; OBUKHOV, A. M. Basics laws of turbulent mixing in the surface layer of the atmosphere. **Contrib. Geophys. Inst. Acad. Sci**., USSR, p. 163 - 187, 1954.

MONTEIRO, C.; BESSA, R.; MIRANDA, V.; BOTTERUD, A.; WANG, J.; CONZELMANN, G. **Wind Power forecasting**: State-of-the-art 2009. Argonne: Argonne National Laboratory, 216 p., 2009.

MORAIS, G. M. DE; SOBRINHO, J. E.; SANTOS, W. DE O.; COSTA, D. DE O.; SILVA, T. A. DA; MANIÇOBA, R. M. Caracterização da velocidade e direção do vento em Mossoró/RN. **Revista Brasileira de Geografia Física**, v. 07, n.4, p. 746 - 754, 2014.

MORTENSEN, N. G.; LANDBERG, L.; TROEN, I; PETERSEN E. L. **Wind Atlas Analysis and Application Program** (WASP) Vol. 1: Getting Started, 1998.

MOURA, G. B. DE A.; ARAGÃO, J. O. R. DE; MELO, J. S. P. DE; SILVA, A. P. N. DA; GIONGO, P. R.; LACERDA, F. F. Relação entre a precipitação do leste do nordeste do Brasil e a temperatura dos oceanos. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v. 13, n. 4, p. 462 - 469, 2009.

MOURA, M. S. B.; GALVINCIO, J. D.; BRITO, L. T. DE L.; SOUZA, L. S. B.; SÁ, I. I. S.; SILVA, T. G. F. **Clima e água de chuva no semi-árido**. Petrolina, PE: EMBRAPA Semiárido, 2007. cap. 2, 37 - 59.

NGO, T.; LETCHFORD, C. A comparison of topographic effects on gust wind speed. **Journal of Wind Engineering & Industrial Aerodynamics**, v. 96, n. 12, p. 2273 - 2293, 2008.

NOBRE, C. A.; MOLION, L. C. B. The climatology of droughts and drought prediction, the effect of climatic variation on agriculture. In: PARRY, M. P.; CARTER, T. R.; KONIJN, N. T. (Eds.). **Assessments in semiarid regions**. Dordrecht: Kluwer Academic Publishig, 1987. v. 2.

NOLAN, D. S.; ZHANG, J. A.; STERN, D. P. Evaluation of planetary boundary layer parameterizations in tropical cyclones by comparison of in situ observations and high-resolution simulations of hurricane Isabel (2003). Part I: initialization, maximum winds, and the outer-core boundary layer. **Monthly Weather Review**, v. 137, n.11, p. 3651 - 3674, 2009.

NUNES, A. B. **Crescimento da camada limite convectiva:** estudo analítico e numérico. 2008. 192 p. Tese (Doutorado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2008. Disponível em: <http://urlib.net/8JMKD3MGP8W/34C5U9H>.

OKE, T. R. **Boundary-layer climates**. 2. ed.: Taylor & Francis Ltda, 1988. 460p. ISBN 0203715454.

OLIVEIRA JR., J. F.; KWON, B. H. Características da Camada Limite Atmosférica Tropical (CLAT) na região de Serpong - Indonésia durante as estações seca e chuvosa. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 22, n. 1, p. 38 - 52, 2007.

OLIVEIRA, E. M. G. **Parametrizações convectivas no modelo WRF e sua relação com a precipitação durante ciclogêneses no sudeste da América do Sul.** 2014. 95 p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Universidade Federal de Santa Maria, Santa Maria, 2014.

OLIVEIRA, E. M. G. DE; PIVA, E. DAL; SANTOS, D. C.; WEBLER, G.; GUERRA, V. S. Avaliação do modelo WRF com diferentes parametrizações convectivas para um caso de ciclogênese na Bacia do Prata. **Ciência e Natura**, p. 119 - 121, 2013.

OLIVEIRA, S. S. DE. **Análise do potencial eólico do estado da Paraíba utilizando modelos de mesoescala.** 2013, 129 p. Tese (Doutorado em Meteorologia) - Universidade Federal de Campina Grande, Campina Grande, 2013.

OLIVEIRA, S. S.; SOUZA, E. P. Análise de modelos de mesoescala para caracterização do potencial eólico do estado da Paraíba. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 32, n.2, p. 277 - 291, 2017.

PAIXÃO, E.; AULD, H.; MIRZA, M. M. Q.; KLAASSEN, J.; SHEPHARD, M. W. Regionalization of heavy rainfall to improve climatic design values for infrastructure: case study in Southern Ontario, Canada. **Hydrological Sciences Journal**, v.56, n.7, p. 1067 - 1089, 2011.

PATEL, M.R. **Wind and solar power systems**. Boca Raton, Florida, EUA, 1999.

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

PAZHERI, F. R.; OTHMAN, M. F.; MALIK, N. H.A review on global renewable electricity scenario. **Renewable and Sustainable Energy Reviews**, n. 31, p. 835-845, 2014.

PENCHAH, M. M.; MALAKOOTI, H.; SATKIN, M. Evaluation of planetary boundary layer simulations for wind resource study in east of Iran. **Renewable Energy**, v. 111, p. 1 - 10, 2017.

PEREIRA, E. B.; MARTINS, F. R.; GONÇALVES, A. R.; COSTA, R. S.; LIMA F. J. L.; RÜTHER, R.; ABREU, S. L.; TIEPOLO, G. M.; PEREIRA, S. V.; SOUZA, J. G. **Atlas Brasileiro de energia Solar**. 2. ed. São José dos Campos, 2017.

PEREIRA, E. B.; MARTINS, F. R.; PES, M. P.; SEGUNDO, E. I. C.; LYRA, A. A. The impacts of global climate changes on the wind power density in Brazil. **Renewable Energy**, v. 49, p. 107 - 110, 2013.

PEREZ, A. A.; SALAS, J. C. P.; ROSA, J. J. G. DE LA; FERNÁNDEZ, J. M. S. Regional wind monitoring system based on multiple sensor networks: A crowdsourcing preliminary test. **Journal of Wind Engineering and Industrial Aerodynamics**, v. 127, p. 51 - 58, 2014.

PES, M. P. **Estudo do impacto das mudanças climáticas no potencial eólico no estado do Rio Grande do Sul. para os períodos de 2010 a 2040 e 2070 a 2100.** 2010. 172 p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2009. Disponível em: <http://urlib.net/8JMKD3MGP8W/36DNGSL>.

PES, M. P. **Impactos das variações e mudanças climáticas sobre os ventos extremos e seus efeitos no setor elétrico brasileiro.** 2015. 202 p. Tese (Doutorado em Ciência do Sistema Terrestre) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2015. Disponível em: <http://urlib.net/8JMKD3MGP8W/3J375M5>.

PIELKE, R. A. **Mesoscale meteorological modeling**. 2. ed. San Diego, California: Academic Press, 2002. v. 78.

PIMENTA, F.; KEMPTON, W.; GARVINE, R.W. Combining meteorological stations and satellite data to evaluate the offshore wind power resource of Southeastern Brazil. **Renewable Energy**, v. 33, n. 11, p. 2375 - 2387, 2008.

PINHEIRO, H. R.; ESCOBAR, G. C. J.; ANDRADE, K. M. Aplicação de uma ferramenta objetiva para previsão de tempo severo em ambiente operacional. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 29, n.2, p. 209 - 228, 2014.

PINTO, L. I. C.; MARTINS, F. R.; PEREIRA, E. B. Ajustes do modelo BRAMS para melhorar as estimativas do vento médio. In: SIMPÓSIO INTERNACIONAL DE CLIMATOLOGIA, 6., 2013 Florianópolis. **Anais...** Rio de Janeiro: SBMet, 2013.

PINTO, L. I. C.; MARTINS, F. R.; PEREIRA, E. B.; FISCH, G. F.; LYRA, R. F. DA F. Confiabilidade nas estimativas do regime do vento fornecidas pelo BRAMS no estado de alagoas: influência do aninhamento e da resolução horizontal de grades. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 29, n. 2, p. 242 - 258, 2014. ISSN 0102-7786. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1590/S0102-77862014000200008>.

PINTO, L. I. C.; PEREIRA, E. B.; MARTINS, F. R.; LYRA, R. F. DA F. Avaliação comparativa de simulações numéricas de vento utilizando o modelo de mesoescala BRAMS. **Revista Brasileira de Energia Solar**, v.3, p. 138 - 147, 2012. ISSN 2178-9606.

PRYOR, S. C.; SCHOOF, J. T.; BARTHELMIE, R. J. Climate change impacts on wind speeds and wind energy density in northern Europe: empirical downscaling of multiple AOGCMs. **Climate Research**, v. 29, p. 183 - 198, 2005.

RAMOS, D. N. S. **Desenvolvimento do mapeamento eólico do estado de Alagoas:** validação dos modelos WRF e WASP em ambiente SIG. 2012. 125 p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Universidade Federal de Alagoas, Maceió, 2012.

RAMOS, D. N. S.; LYRA, R. F. DA F.; SILVA JR., R. S. Previsão do vento utilizando o modelo atmosférico WRF para o estado de Alagoas. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 28, n. 2, p. 163 - 172, 2013.

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

REN. D. Effects of global warming on wind energy availability. **Journal of Renewable and Sustainable Energy**. v. 2, 2010. DOI:10.1063/1.3486072.

RIBEIRO, C. M. F. **Circuito de interface para ligação de um gerador eólico à rede.** 2008. 96 p. Dissertação (Mestrado Escola de Engenharia) - Universidade do Minho, Braga, Portugal, 2008.

ROBALLO, S. T.; FISCH, G. Escoamento atmosférico no Centro de Lançamento de Alcântara (CLA): Parte I - aspectos observacionais. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 23, n. 04, p. 510-519, 2008.

RODRIGUES, R. R.; HAARSMA, R. J.; CAMPOS, E. J. D.; AMBRIZZI, T. The impacts of inter - El Niño variability on the tropical atlantic and Northeast Brazil climate. **Journal of Climate**, v. 24, n. 13, p. 3402 - 3422, 2011.

ROULSTON, M. S.; KAPLAN, D. T.; HARDENBERG, J.; SMITH L. A. Using medium-range weather forcasts to improve the value of wind energy production. **Renewable Energy**, v. 28, p. 585 - 602, 2003.

ROY, S. B.; PACALA, S. W.; WALKO, R. L. Can large wind farms affect local meteorology? **Journal of Geophysical Research-Atmospheres**. v. 109, D19101, 2004.

SAGBANSUA, L.; BALO, F. Decision making model development in increasing wind farm energy efficiency. **Renewable Energy**, v. 109, p. 354 - 362, 2017.

SANTOS, L. A. R.; FISCH, G. Intercomparação entre quatro métodos de estimativa da altura da camada limite convectiva durante o experimento RACCI-LBA (2002) em Rondônia - Amazônia. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 22, n. 3, p. 322 - 328, 2007.

SANTOS, M. J.; FERREIRA, P.; ARAÚJO, M.; PORTUGAL-PEREIRA, J.; LUCENA, A. F. P.; SCHAEFFER, R. Scenarios for the future Brazilian power sector based on a multi-criteria assessment. **Journal of Cleaner Production**, 2017.

SANTOS-ALAMILLOS, F. J.; POZO-VAZQUEZ, D.; RUIZ-ARIAS, J. A.; LARA-FANEGO, V.; TOVAR-PESCADOR, J. Analysis of WRF model wind estimate sensitivity to physics parameterization choice and terrain representation in Andalusia

(Southern Spain). **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, v. 52, p. 1952 - 1609, 2013.

SAUER, I. L.; QUEIROZ, M. S.; MIRAGAYA, J. C. G.; MASCARENHAS, R. C.; JÚNIOR, A. R. Q. Energias renováveis: Ações e perspectivas na Petrobras. **Análise e Dados**. v.16, n.1, 9 - 22, 2006.

SCHMIDT, J., CANCELLA, R., PEREIRA JR., A. O. An optimal mix of Schmidt PV, wind and hydro power for a low-carbon electricity supply in Brazil. **Renewable Energy**, v. 85, p. 137 - 147, 2016.

SILVA JR., R. S. DA; LYRA, R. F. F.; RAMOS, D. N. DA S.; MOURA, M. A. L.; GOMES, H. B.; HOLANDA, S. C. Prognóstico do vento para o estado de alagoas utilizando o modelo WRF em alta resolução: avaliação da melhoria da topografia, uso do solo e velocidade de fricção. **Ciência e Natura**, v.38, p. 137 - 144, 2016.

SILVA, A. F. G. **Avaliação do modelo WRF ao perfil do vento no Centro de Lançamento de Alcântara.** 2013. 98 p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2013. Disponível em: <http://urlib.net/8JMKD3MGP7W/3DGJ992>.

SILVA, A. F. G.; 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, 259 - 270, 2014.

SILVA, A. F. G.; ZAPAROLI, E. L.; FISCH, G. Uma Análise da aplicação de três métodos estatísticos para o cálculo do desvio padrão da direção do vento na região tropical. **Revista Brasileira de Meteorologia,** v. 31, n. 1, 45 - 51, 2016.

SILVA, A. P. N.; MOURA, G. B. A.; GIONGO, P. R.; MEDEIROS, S. R. R. Correlação entre as temperaturas da superfície do mar e a quantidade da precipitação na estação chuvosa no nordeste do estado de Pernambuco. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 26, n.1, p. 149 - 156, 2011.

SILVA, A. R**. Energia eólica em alto mar**: distribuição dos recursos e complementariedade hídrica.2015. 139 p.Tese (Doutorado em Ciências Climáticas) - Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Rio Grande Do Norte, RN, 2015.

SILVA, J. C. M. **Geradores eléctricos para aproveitamentos de energias renováveis.** 2008. 157 p.. Dissertação (Mestrado Integrado em Engenharia Eletrotécnica e de Computadores Major Energia) - Universidade do Porto, Portugal, 2008.

SILVA, N. F.; ROSA, L. P.; FREITAS, M. A. V.; PEREIRA, M. G. Wind energy in Brazil: From the power sector's expansion crisis model to the favorable environment. **Renewable and Sustainable Energy Reviews**, v. 22, p. 686 - 697, 2013.

SILVA, P. K. O**. Análise multivariada aplicada ao vento na área costeira do nordeste do Brasil**. 2011. 80 p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Universidade Federal de Campina Grande, Campina Grande, 2011.

SILVA, P. K. DE O., SANTOS, S. DE A., ARAGÃO, M. R. DA S., CORREIA, M. DE F., SANTOS, W. S. DOS. Análise de agrupamento em área de potencial eólico na região do sub médio São Francisco. **Ciência e Natura**, p. 13 - 15, 2013.

SILVEIRA, C. DA S.;COUTINHO, M. M., COSTA, A. A.; DE MARIA, P. H. S. Previsão de tempo por conjuntos para a região nordeste do Brasil. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 29, n. 3, p. 351 - 366, 2014.

SIQUEIRA, J. M. S.; CERQUEIRA, S. A. A. G.; LEAL JUNIOR, J. B. V.; PELLEGRINI, C. C. O uso de alta resolução numérica horizontal e vertical na avaliação do potencial eólico do norte de Minas Gerais. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 17., 2012, Gramado. **Anais...** Rio de Janeiro: SBMet, 2012.

SKAMAROCK, W. C.; KLEMP, J. B.; DUDHIA, J. **Description of the advanced research WRF version 3.**National Center for Atmospheric Research, Tech. Notes, 2008.

SKAMAROCK, W. C.; KLEMP, J. B.; DUDHIA, J.; GILL, D. O.; BARKER, D. M.;WANG, W.; POWERS, J. G. **A description of the advanced research WRF version 2.** National Center for Atmospheric Research, Tech. Notes, 2005.

SMAGORINSKY, J. General circulation experiments with the primitive equations. I. The Basic Experiment. **Monthly Weather Review**, v. 91, n. 3, p. 99 - 164, 1963.

SOUZA, E. B. DE; ALVES, J. M. B.; XAVIER, T. M. B. S. A estação chuvosa no semi-árido nordestino nos anos de predominância de aquecimento ou resfriamento observados em toda a bacia do Atlântico tropical. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 10., 1998, Brasília. **Anais...** Rio de Janeir: SBMet, 1998.

STULL, R. B. **An introduction to boundary layer meteorology**. Dordrecht: Kluwer Academic Publishers, 666 p., 1988.

SUKEGAWA, H.; ISHIHARA, T.; YAMAGUCHI, A.; FUKUMOTO, Y. An assessment of offshore wind energy potential using mesoscale model. In: EUROPEAN WIND ENERGY CONFERENCE - EWEC 2006, Athens, Greece. **Procedings…** Wind Europe, 2006.

SUN, C. Y.; TAO, S. W.; LUO, Y.; WANG, S. G.; SONG, L. L. Land-sea breeze and the application of wind profile in the wind speed forecasting to wind farm along the coast. **Chinese Journal of Geophysics - Chinese Edition**, v. 52, n. 3, p. 630 - 636, 2009.

SURUSSAVADEE, C. Evaluation of WRF Near-Surface wind simulations in tropics employing different planetary boundary layer schemes. In: INTERNATIONAL RENEWABLE ENERGY CONGRESS, 8, 2017. Jordânia. **Procedings...** Jordânia, 2017.

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

THOMPSON, G.; RASMUSSEN, R. M.; MANNING, K. Explicit forecasts of winter precipitation using an improved bulk microphysics scheme. Part I: Description and sensitivity analysis. **Monthly Weather Review**, v. 132, p. 519 - 542, 2004.

TUCHTENHAGEN, P.; BASSO, J.; YAMASAKI, Y. Avaliação do potencial eólico no Brasil em 2011. **Ciência e Natura**, v. 36, p. 390 - 401, 2014.

UCHIDA, T.; OHYA, Y. Micro-siting technique for wind turbine generators by using large eddy simulation. **Journal of Wind Engineering and Industrial Aerodynamics**, v. 96, p. 2121 - 2138, 2008.

VAREJÃO, M A. S. **Meteorologia e Climatologia**. 2. ed. Brasília, DF: Gráfica e Editora Pax, 2001. 463 p.

VIANELLO, R. L.; ALVES, R. A. **Meteorologia básica e aplicações**. 1. Edição. Editora UFV, 2000. 449 p.

VOS, R.; SAWIN, J. Chapter one e global and regional trends in renewable energy. In: _____. **Ready:** renewable energy actionon deployment, 2012. p. 3 - 28.

WAIMANN, C. **Desarrollo de un sistema de pronóstico estocástico-dinámico de producción de energía eólica basado en el modelo WRF/CIMA.** 2016. 199 p. Tese (Doutorado em Ciências Atmosféricas) - Universidad de Buenos Aires, Buenos Aires, Argentina, 2016.

WALDL, H.P.; GIEBEL, G. The quality of a 48-hours wind power forecast using the German and Danish weather prediction model. In: WIND POWER FOR THE 21ST CENTURY, EUWEC SPECIAL TOPIC CONFERENCE, 2000, Kassel (DE). **Proceedings…** München: WIP - Renewable Energies, 2000.

WALLACE, J. A.; HOBBS, P. V. **Atmospheric science:** an introductory survey. 2. Edição. San Diego: Academic Press, 2006. 504p. ISBN 0-12-732951-X

WANG, X.; GUO, P.; HUANG, X. A review of wind power forecasting models. **Energy Procedia**, v. 12, p. 770 - 778, 2011.

WARD, J. H. Hierarchical grouping to optimize an objective function. **Journal of American Statistical Association**, v. 58, p. 236 - 244, 1963.

WEBER, R. L.; BUCKNER, M.; WEBER, J. Statistical Performance of several mesoscale atmospheric dispersion models. **Journal of Applied Meteorology**, v. 21, n. 11, p. 1633 - 1644, 1982.

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

XAVIER, T. M. B. S.; XAVIER, A. F. S.; DIAS, M. A. F. S.; DIAS, P. L. S. Interrelações entre eventos ENOS (ENSO), a ZCIT (ITCZ) no Atlântico e a chuva nas bacias hidrográficas do Ceará. **Revista Brasileira Recursos Hídricos**, v. 8, n. 2, p. 111-126, 2003. ISSN 2318-0331. DOI: 10.21168/rbrh.v8n2.p111-126

YIM, S. H. L.; FUNG, J. C. H.; LAU, A. K. H. Mesoscale simulation of year-to-year variation of wind power potential over southern China. **Energies**, v. 2, p. 340 - 361, 2009. DOI:10.3390/en20200340.

APÊNDICE A

Tabela A.1 - Localização das EMAs do INMET usadas para realizar AA.

NOME	ID-Sinótico	Longitude	Latitude	Altitude (m)	UF
SÃO LUIZ	A203	-44,21	-2,53	56	MA
CAROLINA	A205	-47,46	-7,34	192	MA
CHAPADINHA	A206	-43,35	-3,74	91	MA
GRAJAÚ	A207	-46,16	-5,82	230	MA
TURIAÇU	A219	-45,37	-1,66	41	MA
BACABAL	A220	-44,79	-4,23	28	MA
B. DA CORDA	A221	-45,24	-5,51	153	MA
COLINAS	A222	-44,23	-6,03	179	MA
ESTREITO	A224	-47,42	-6,65	180	MA
CAXIAS	A237	-43,34	-4,82	76	MA
BURITICUPU	A238	-46,45	-4,32	175	MA
RECIFE	A301	-34,95	-8,05	10	PE
MACEIÓ	A303	-35,77	-9,55	64,5	AL
FORTALEZA	A305	-38,53	-3,80	41	CE
PETROLINA	A307	-40,80	-9,38	370,5	PE
PARNAÍBA	A308	-41,78	-3,07	79,5	PI
ARCO VERDE	A309	-37,08	-8,43	680,7	PE
AREIA	A310	-35,68	-6,97	574,6	PB
FLORIANO	A311	-43,02	-6,77	132,3	PI
TERESINA	A312	-42,80	-5,03	74	PI
CAMP. GRANDE	A313	-35,91	-7,23	548	PB
GUARAMIRANGA	A314	-38,93	-4,26	38,2	CE
BARBALHA	A315	-39,27	-7,30	409	CE
CAICÓ	A316	-37,08	-6,47	170	RN
MACAU	A317	-36,72	-5,12	4	RN
MOSSORÓ	A318	-37,37	-5,08	36	RN
IGUATÚ	A319	-39,27	-6,40	233	CE
JOÃO PESSOA	A320	-34,85	-7,14	44	PB
PATOS	A321	-37,27	-7,07	249	PB
GARANHUNS	A322	-36,50	-8,91	822	PE
P. DE AÇUCAR	A323	-37,45	-9,77	19	AL
TAUÁ	A324	-40,28	-6,02	415	CE
QUIXERAMOBIM	A325	-39,29	-5,17	79,5	CE
B. J. DO PIAUÍ	A326	-44,33	-9,08	297	PI
P. DOS ÍNDIOS	A327	-36,62	-9,42	275	AL
SURUBIM	A328	-35,80	-7,84	418	PE

NOME	ID-Sinótico	Longitude	Latitude	Altitude (m)	UF
CABROBÓ	A329	-39,31	-8,50	342	PE
PAULISTANA	A330	-41,14	-8,13	374	PI
S. J. DO PIAUÍ	A331	-42,25	-8,36	235	PI
S. GONÇALO	A333	-38,31	-6,84	234	PB
MONTEIRO	A334	-37,12	-7,89	604	PB
PIRIPIRI	A335	-41,79	-4,28	161	PI
A. DO GURGEIA	A336	-43,86	-8,44	270	PI
CARACOL	A337	-43,32	-9,29	100	PI
ESPERANTINA	A338	-42,26	-3,90	65	PI
JAGUARUANA	A339	-37,78	-4,79	12	CE
APODI	A340	-37,83	-5,63	150	RN
CARUARU	A341	-35,99	-8,24	550	PE
CRATÉUS	A342	-40,67	-5,19	291	CE
PICOS	A343	-41,40	-7,07	233	PI
S. R. NONATO	A345	-42,70	-9,03	402	PI
URUÇU	A346	-44,33	-7,47	393	PI
C. SALES	A347	-40,36	-7,08	572	CE
CABACEIRAS	A348	-36,29	-7,48	436	PB
IBIMIRIM	A349	-37,71	-8,51	448	PE
S. TALHADA	A350	-38,29	-7,95	461	PE
CAMARATUBA	A352	-35,13	-6,61	136	PB
ARAPIRACA	A353	-36,62	-9,80	241	AL
OEIRAS	A354	-42,15	-6,97	156	PI
CORURIPE	A355	-36,29	-10,13	74	AL
S. L. DO QUITUNDE	A356	-35,57	-9,29	19	AL
PALMARES	A357	-35,57	-8,67	180	PE
JAGUARIBE	A358	-38,63	-5,91	184	CE
ITAPIPOCA	A359	-39,59	-3,48	102	CE
ACARAU	A360	-40,09	-3,12	76	CE
C. DO PIAUÍ	A361	-41,51	-5,35	286	PI
S. P. DO PIAUÍ	A362	-42,72	-5,91	287	PI
V. DO PIAUÍ	A363	-41,74	-6,40	301	PI
GIUBUÉS	A364	-45,35	-9,87	425	PI
SALVADOR	A401	-38,51	-13,01	51,4	BA
BARREIRA	A402	-45,02	-12,15	470,4	BA
L. E. MAGALHÃES	A404	-45,82	-12,15	754	BA
CARAVELAS	A405	-39,25	-17,73	2,9	BA
C. DAS ALMAS	A406	-39,15	-12,67	225,9	BA
ITIRUÇU	A407	-40,12	-13,53	755,6	BA

NOME	ID-Sinótico	Longitude	Latitude	Altitude (m)	UF
ARACAJÚ	A409	-37,05	-10,95	4,7	SE
ILHÉUS	A410	-39,17	-14,65	78	BA
P. AFONSO	A411	-38,22	-9,37	252,6	BA
F.DE SNATANA	A413	-38,99	-12,20	231	BA
S. R. DE CASSIA	A415	-44,53	-11,02	450	BA
CORRENTINA	A416	-44,62	-13,33	540	BA
ITABAIANINHA	A417	-37,79	-11,27	208	SE
B. J. DA LAPA	A418	-43,18	-13,42	440	BA
POÇO VERDE	A419	-38,11	-10,74	362	SE
CARIRA	A420	-37,75	-10,40	308	SE
BREJO GRANDE	A421	-36,48	-10,47	10	SE
IRECÊ	A424	-41,86	-11,33	755	BA
LENÇÓIS	A425	-41,39	-12,56	439	BA
GUANAMBI	A426	-42,75	-14,21	882	BA
P. SEGURO	A427	-39,18	-16,39	85	BA
BARRA	A429	-43,14	-11,08	403	BA
PIATÃ	A430	-41,77	-13,16	1290	BA
CONDE	A431	-37,62	-11,81	10	BA
BURITIRAMA	A432	-43,65	-10,72	502	BA
BRUMADO	A433	-41,67	-14,18	470	BA
AMARGOSA	A434	-39,62	-13,01	407	BA
UAUA	A435	-39,50	-9,83	453	BA
QUEIMADAS	A436	-39,62	-10,98	315	BA
UNA	A437	-39,09	-15,28	82	BA
MARAU	A438	-38,97	-13,91	10	BA
IBOTIRAMA	A439	-43,21	-12,19	430	BA
JACOBINA	A440	-40,47	-11,21	453	BA
SERRINHA	A441	-39,02	-11,66	339	BA
E. DA CUNHA	A442	-39,00	-10,54	432	BA
DEUFINO	A443	-41,21	-10,46	637	BA
IPIAU	A445	-39,69	-14,17	125	BA
ITAPETINGA	A446	-40,23	-15,24	269	BA
BELMONTE	A447	-39,22	-16,09	88	BA

Fonte: Produção autor.

APÊNDICE B

Tabela B.1 - Localização das EMAs do INMET usadas para calcular o ME dos testes de sensibilidade do modelo WRF.

NOME	ID-Sinótico	Longitude	Latitude	Altitude (m)	UF
SÃO LUIZ	A203	-44,21	-2,53	56	MA
CHAPADINHA	A206	-43,35	-3,74	91	MA
GRAJAÚ	A207	-46,16	-5,82	230	MA
TURIAÇU	A219	-45,37	-1,66	41	MA
BACABAL	A220	-44,79	-4,23	28	MA
B. DA CORDA	A221	-45,24	-5,51	153	MA
COLINAS	A222	-44,23	-6,03	179	MA
ESTREITO	A224	-47,42	-6,65	180	MA
CAXIAS	A237	-43,34	-4,82	76	MA
BURITICUPU	A238	-46,45	-4,32	175	MA
MACEIÓ	A303	-35,77	-9,55	64,5	AL
FORTALEZA	A305	-38,53	-3,80	41	CE
PETROLINA	A307	-40,80	-9,38	370,5	PE
PARNAÍBA	A308	-41,78	-3,07	79,5	PI
ARCO VERDE	A309	-37,08	-8,43	680,7	PE
AREIA	A310	-35,68	-6,97	574,6	PB
FLORIANO	A311	-43,02	-6,77	132,3	PI
TERESINA	A312	-42,80	-5,03	74	PI
CAMP. GRANDE	A313	-35,91	-7,23	548	PB
GUARAMIRANGA	A314	-38,93	-4,26	38,2	CE
BARBALHA	A315	-39,27	-7,30	409	CE
CAICÓ	A316	-37,08	-6,47	170	RN
MACAU	A317	-36,72	-5,12	4	RN
MOSSORÓ	A318	-37,37	-5,08	36	RN
IGUATÚ	A319	-39,27	-6,40	233	CE
JOÃO PESSOA	A320	-34,85	-7,14	44	PB
PATOS	A321	-37,27	-7,07	249	PB
GARANHUNS	A322	-36,50	-8,91	822	PE
P. DE AÇUCAR	A323	-37,45	-9,77	19	AL
TAUÁ	A324	-40,28	-6,02	415	CE
QUIXERAMOBIM	A325	-39,29	-5,17	79,5	CE
B. J. DO PIAUÍ	A326	-44,33	-9,08	297	PI
P. DOS ÍNDIOS	A327	-36,62	-9,42	275	AL
SURUBIM	A328	-35,80	-7,84	418	PE
CABROBÓ	A329	-39,31	-8,50	342	PE

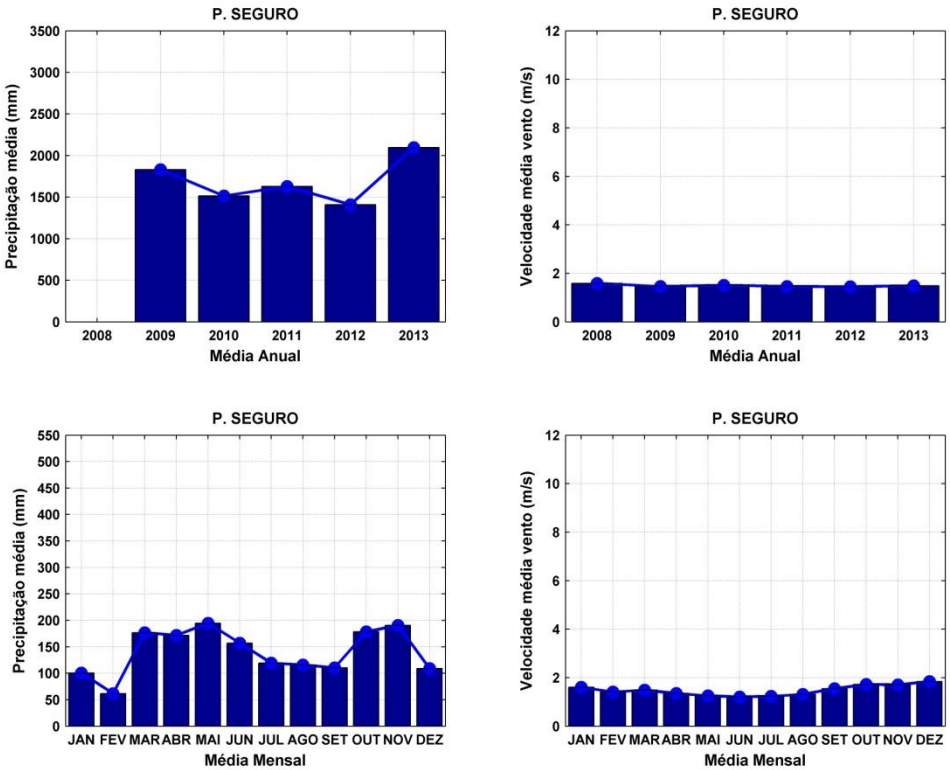
NOME	ID-Sinótico	Longitude	Latitude	Altitude (m)	UF
S. J. DO PIAUÍ	A331	-42,25	-8,36	235	PI
S. GONÇALO	A333	-38,31	-6,84	234	PB
MONTEIRO	A334	-37,12	-7,89	604	PB
PIRIPIRI	A335	-41,79	-4,28	161	PI
A. DO GURGEIA	A336	-43,86	-8,44	270	PI
ESPERANTINA	A338	-42,26	-3,90	65	PI
JAGUARUANA	A339	-37,78	-4,79	12	CE
APODI	A340	-37,83	-5,63	150	RN
CRATÉUS	A342	-40,67	-5,19	291	CE
PICOS	A343	-41,40	-7,07	233	PI
S. R. NONATO	A345	-42,70	-9,03	402	PI
URUÇU	A346	-44,33	-7,47	393	PI
C. SALES	A347	-40,36	-7,08	572	CE
CABACEIRAS	A348	-36,29	-7,48	436	PB
IBIMIRIM	A349	-37,71	-8,51	448	PE
S. TALHADA	A350	-38,29	-7,95	461	PE
CAMARATUBA	A352	-35,13	-6,61	136	PB
ARAPIRACA	A353	-36,62	-9,80	241	AL
OEIRAS	A354	-42,15	-6,97	156	PI
CORURIPE	A355	-36,29	-10,13	74	AL
S. L. DO QUITUNDE	A356	-35,57	-9,29	19	AL
PALMARES	A357	-35,57	-8,67	180	PE
JAGUARIBE	A358	-38,63	-5,91	184	CE
ITAPIPOCA	A359	-39,59	-3,48	102	CE
ACARAU	A360	-40,09	-3,12	76	CE
C. DO PIAUÍ	A361	-41,51	-5,35	286	PI
V. DO PIAUÍ	A363	-41,74	-6,40	301	PI
SALVADOR	A401	-38,51	-13,01	51,4	BA
BARREIRA	A402	-45,02	-12,15	470,4	BA
L. E. MAGALHÃES	A404	-45,82	-12,15	754	BA
CARAVELAS	A405	-39,25	-17,73	2,9	BA
C. DAS ALMAS	A406	-39,15	-12,67	225,9	BA
ARACAJÚ	A409	-37,05	-10,95	4,7	SE
ILHÉUS	A410	-39,17	-14,65	78	BA
P. AFONSO	A411	-38,22	-9,37	252,6	BA
F.DE SNATANA	A413	-38,99	-12,20	231	BA
S. R. DE CASSIA	A415	-44,53	-11,02	450	BA
ITABAIANINHA	A417	-37,79	-11,27	208	SE
B. J. DA LAPA	A418	-43,18	-13,42	440	BA

NOME	ID-Sinótico	Longitude	Latitude	Altitude (m)	UF
POÇO VERDE	A419	-38,11	-10,74	362	SE
CARIRA	A420	-37,75	-10,40	308	SE
BREJO GRANDE	A421	-36,48	-10,47	10	SE
IRECÊ	A424	-41,86	-11,33	755	BA
LENÇÓIS	A425	-41,39	-12,56	439	BA
GUANAMBI	A426	-42,75	-14,21	882	BA
P. SEGURO	A427	-39,18	-16,39	85	BA
BARRA	A429	-43,14	-11,08	403	BA
PIATÃ	A430	-41,77	-13,16	1290	BA
CONDE	A431	-37,62	-11,81	10	BA
BURITIRAMA	A432	-43,65	-10,72	502	BA
BRUMADO	A433	-41,67	-14,18	470	BA
AMARGOSA	A434	-39,62	-13,01	407	BA
UAUA	A435	-39,50	-9,83	453	BA
QUEIMADAS	A436	-39,62	-10,98	315	BA
UNA	A437	-39,09	-15,28	82	BA
MARAU	A438	-38,97	-13,91	10	BA
IBOTIRAMA	A439	-43,21	-12,19	430	BA
JACOBINA	A440	-40,47	-11,21	453	BA
SERRINHA	A441	-39,02	-11,66	339	BA
E. DA CUNHA	A442	-39,00	-10,54	432	BA
DEUFINO	A443	-41,21	-10,46	637	BA

Fonte: Produção autor.

APÊNDICE C

Figura C.1 - Média total anual da velocidade do vento e precipitação acumulada para o período em estudo para a verificação dos dados para localidade de Porto seguro/BA.



Fonte: Produção autor.