



**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO NORTE
CENTRO DE CIÊNCIAS EXATAS E DA TERRA
DEPARTAMENTO DE CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS E CLIMÁTICAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM CIÊNCIAS CLIMÁTICAS
MESTRADO EM CIÊNCIAS CLIMÁTICAS**

MONIKI DARA DE MELO FERREIRA

**ESTUDO DA VELOCIDADE DO VENTO ATRAVÉS DE DOWNSCALING
DINÂMICO EM ALTA RESOLUÇÃO SOBRE TERRENO COMPLEXO NO
NORDESTE DO BRASIL**

NATAL

2020

MONIKI DARA DE MELO FERREIRA

**ESTUDO DA VELOCIDADE DO VENTO ATRAVÉS DE DOWNSCALING
DINÂMICO EM ALTA RESOLUÇÃO SOBRE TERRENO COMPLEXO NO
NORDESTE DO BRASIL**

Dissertação apresentada ao curso de Pós-graduação em Ciências Climáticas da Universidade Federal do Rio Grande do Norte, como requisito parcial à obtenção do título de Mestre em Ciências Climáticas.

Orientador: Prof. Dr. Cláudio Moisés Santos e Silva.

NATAL
2020

Universidade Federal do Rio Grande do Norte - UFRN
Sistema de Bibliotecas - SISBI
Catalogação de Publicação na Fonte. UFRN - Biblioteca Central Zila Mamede

Ferreira, Moniki Dara de Melo.

Estudo da velocidade do vento através de downscaling dinâmico
em alta resolução sobre terreno complexo no nordeste do Brasil /
Moniki Dara de Melo Ferreira. - 2020.

82 f.: il.

Dissertação (mestrado) - Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Centro de Ciências Exatas e da Terra, Pós-Graduação em Ciências Climáticas, Natal, RN, 2020.

Orientador: Prof. Dr. Cláudio Moisés Santos e Silva.

1. Velocidade do vento - Dissertação. 2. Modelagem de mesoescala - Dissertação. 3. Regionalização Dinâmica - Dissertação. 4. Energia eólica - Dissertação. I. Silva, Cláudio Moisés Santos e. II. Título.

RN/UF/BCZM

CDU 621.548

MONIKI DARA DE MELO FERREIRA

**ESTUDO DA VELOCIDADE DO VENTO ATRAVÉS DE DOWNSCALING
DINÂMICO EM ALTA RESOLUÇÃO SOBRE TERRENO COMPLEXO NO
NORDESTE DO BRASIL**

Dissertação apresentada ao curso de Pós-graduação em Ciências Climáticas, da Universidade Federal do Rio Grande do Norte, como requisito parcial à obtenção do título de Mestre em Ciências Climáticas.

Aprovada em: _____ / _____ / _____

BANCA EXAMINADORA

Prof. Dr. Cláudio Moisés Santos e Silva

Orientador(a)

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO NORTE

Prof. Dr. Weber Andrade Gonçalves

Membro interno

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO NORTE

Dr. Alexandre Torres Silva dos Santos

Membro externo

INSTITUTO SENAI DE INOVAÇÃO

DEDICATÓRIA

Dedico este trabalho aos meus pais, que muito
me apoiaram e incentivaram a chegar até aqui.

AGRADECIMENTOS

Momento de agradecer a jornada de sete anos junto ao Departamento de Ciências Atmosféricas e Climáticas - UFRN, que iniciou da graduação ao mestrado. Todo o corpo docente, direção e administração e colegas alunos: muito obrigada!

Aos meus orientadores ao longo dos anos, desde a iniciação científica ao Trabalho de Conclusão de Curso, e agora na dissertação. Especialmente, ao prof. Dr. Claudio Moisés Santos e Silva, pela excelente dedicação aos alunos, pelos incentivos e esforços em transmitir o conhecimento da melhor forma.

Agradeço à CAPES (Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior) pela concessão da bolsa durante todo o período de realização deste mestrado.

A todos àqueles que estiveram e estão juntos comigo na minha carreira profissional, assim como, aos mestres que me proporcionaram valiosos ensinamentos ao longo de toda minha trajetória estudantil.

Eu não posso mudar a direção do vento, mas eu posso ajustar as minhas velas para sempre alcançar o meu destino.

Jimmy Dean

RESUMO

A utilização de ferramentas avançadas em modelagem do fluxo de vento com base em Previsão Numérica do Tempo (PNT) é essencial para os projetos eólicos, uma vez que estes métodos buscam conhecer de forma aprofundada o regime e o padrão de vento em uma área de interesse. Uma das técnicas amplamente empregada em modelos de mesoescala é a regionalização dinâmica (*dynamical downscaling*, em inglês), onde torna possível o aninhamento de grades com a vantagem de simular a atmosfera em alta resolução e sem um custo computacional elevado. Neste trabalho são apresentados resultados de simulação numérica, com o uso do modelo de mesoescala *Weather Research and Forecasting* (WRF) utilizando-se o processo de aninhamento (*nesting*) de três grades de forma a se produzir uma simulação de alta resolução em área de terreno complexo. Foram usados um conjunto de dados observados de velocidade do vento para o mês de agosto de 2005, oriundo de uma torre anemométrica (50 metros) situada em Belo Jardim/PE, com o intuito de analisar a eficiência do modelo WRF. As análises foram feitas através de métricas estatísticas, calculando-se a raiz do erro quadrático médio, o desvio-padrão e a correlação de Pearson. Os resultados mostram que utilizar diferentes configurações de aninhamento de grades interfere significativamente no desempenho do modelo dinâmico em representar os fenômenos na região de estudo. O desempenho médio horário das simulações com relação aos dados observados da grade 01 mostrou um RMSE entre 1,2 a 1,4 m/s e um desvio-padrão cerca de 0,97 a 1,9 m/s. A grade 02 obteve um RMSE entre 0,85 a 1,9 m/s e um desvio-padrão no intervalo de 0,85 a 1,3 m/s. A grade 03 resultou em um RMSE entre, aproximadamente, 0,9 m/s a 1,6 m/s e um desvio-padrão de 0,75 m/s a 1,1 m/s. O horário das 16h obteve o menor RMSE para todas as grades. De uma forma geral, o ciclo diurno da velocidade do vento da grade 01 consegue se aproximar dos dados observados durante as primeiras horas do dia e no período da noite, demonstrando resultados mais satisfatórios para quase todos os horários. A dimensão deste domínio pode influenciar no resultado, uma vez que este insere mais informações sobre as regiões adjacentes, predominando sobre a simulação dos ventos locais e captando mais os fenômenos de mesoescala. Nas horas centrais do dia, a velocidade do vento simulada foi superestimada devido a uma estimativa mais alta da turbulência proveniente do modelo, e durante a noite, foi subestimada. É provável que os perfis verticais de temperatura podem ser mais difíceis de representar pelo modelo devido à sua natureza mais estratificada e, por tanto aos fluxos turbulentos estimados neste período do dia.

Palavras-chave: Velocidade do vento. Modelagem de mesoescala. Regionalização Dinâmica. Energia eólica.

ABSTRACT

Using advanced tools in wind flow modeling based on Numerical Weather Prediction (NWP) is essential for wind projects, since these techniques help to get a depth knowledge about the wind pattern within any geographical area. Dynamical downscaling is widely used in mesoscale models: a grid nesting method used to perform atmospheric simulations in high resolution at a low computational cost. In this work, we run numerical simulation using the mesoscale model Weather Research and Forecasting (WRF) for a nesting process of three grids in order to produce a high-resolution simulation in terrain area complex. For a performance test, we use a set of observed wind speed and air temperature data through August 2005 and it was obtained from an anemometric tower (50 meters) located in Belo Jardim/PE. In the validation methodology, statistical metrics such as the root mean square error, the standard deviation and Pearson's correlation were calculated between the observed and simulated datasets. Results show that using different grid nesting configurations significantly interferes the performance of the mesoscale model in representing the phenomena in the study region. Observational mean hourly data and the grid 01 showed an RMSE between 1.2 to 1.4 mps and a standard deviation around 0.97 to 1.9 mps. Grid 02 had a RMSE between 0.85 to 1.9 mps and a standard deviation ranging 0.85 to 1.3 mps. Grid 03 got a RMSE approximately 0.9 to 1.6 mps and a standard deviation of 0.75 to 1.1 mps. The lowest RMSE for all spacing grids was found at 4 pm local time. Overall, the wind speed diurnal cycle of grid 01 performed better during the first hours of the day and at night. This domain dimension can influence the results performance, since it inserts more information about the adjacent regions, predominating over the simulation of local winds. In the central hours of the day, the simulated wind speed was overestimated due to a higher estimate of the turbulence from the model, and during the night, it was underestimated. It is likely that the vertical temperature profiles may be more difficult to represent by the model due to its more stratified nature and, therefore, the turbulent flows estimated at this time of day.

Keywords: Dynamical downscaling. Weather Research and Forecasting. Mesoscale Modeling.

Wind energy.

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO.....	16
2	REVISÃO DE LITERATURA.....	19
2.1	Regimes de ventos em diferentes escalas.....	19
2.2	Ventos na Camada Limite da Atmosfera.....	24
2.3	Ventos em Terrenos Complexos.....	26
2.4	Ventos em Terrenos Planos.....	30
2.5	Sistema atmosféricos que influenciam o regime do vento no NEB.....	32
2.6	Regime local do vento: Mesorregião do Agreste Pernambucano.....	38
3	MATERIAL E MÉTODOS.....	41
3.1	Área de estudo e base de dados observacionais.....	41
3.2	Aspectos gerais do modelo de mesoescala WRF.....	43
3.3	Configurações dos experimentos numéricos.....	46
3.4	Avaliação dos dados observados e das simulações do WRF-ARW.....	48
4	RESULTADOS E DISCUSSÕES.....	50
4.1	Considerações gerais sobre a climatologia e aspectos meteorológicos de Belo Jardim/PE	50
4.2	Distribuição espacial da velocidade do vento simulada.....	52
4.3	Análise da velocidade do vento diária.....	54
4.4	Ciclo diurno da velocidade do vento.....	56
4.5	Análise estatística da velocidade do vento.....	58
4.6	Direção do vento.....	60
5	CONSIDERAÇÕES FINAIS.....	62
	REFERÊNCIAS.....	63
	APÊNDICE A – DIAGRAMA DE TAYLOR DA TEMPERATURA.....	79

1 INTRODUÇÃO

A geração centralizada de eletricidade para suprir a demanda do sistema elétrico com o uso de turbinas eólicas de grande porte tem sido implantada por mais de vinte anos no Brasil e no mundo. Este processo foi impulsionado pelo forte incentivo ao uso das energias renováveis e permanece a forma mais competitiva de adicionar energia a rede elétrica, mesmo quando se compara com as tecnologias mais tradicionais. De acordo com o relatório anual da Global Wind Energy Council (GWEC, 2019), lançado em fevereiro de 2019, mais de 60 GW de energia eólica foi acrescentada no mundo em 2019, trazendo um total de 651 GW em capacidade instalada acumulada global. O Brasil ocupa a sétima posição lugar a nível mundial com 16.040 MW, sendo os três primeiros: (1) China: 229.564 MW, (2) Estados Unidos: 105.436 MW e (3) Alemanha: 53.913 MW.

O Nordeste brasileiro (NEB) lidera na capacidade de geração de energia eólica com 13.935 MW de potência instalada, representando 9,3% na matriz energética brasileira. Segundo os dados de abril de 2019 da Associação Brasileira de Energia Eólica - ABEEólica (<http://abeeolica.org.br/dados-abeeolica/>). A maior quantidade de empreendimentos eólicos fica no Litoral Norte-Nordeste, totalizando 302 parques eólicos. O Estado da Bahia (BA) lidera o ranking nacional com 167 parques eólicos, em sua maior parte em terrenos complexos, e possui 4.175 MW de capacidade instalada de energia eólica. Em seguida, o Rio Grande do Norte com 165 parques eólicos, em sua maior parte no litoral, e 4.526 MW de capacidade instalada.

Sendo o vento o principal fator para a geração de energia eólica, o entendimento do comportamento da Camada Limite Atmosférica (CLA) é crucial para assegurar a máxima produção de energia e a vida útil das turbinas eólicas. Nesse caso, os modelos dinâmicos de Previsão Numérica do Tempo (PNT) podem ser usados como ferramentas auxiliares no planejamento e na execução dos projetos eólicos. Alguns estudos desenvolvidos no Brasil (REBOITA; AMARO; SOUZA, 2017; PINTO et al., 2014; RAMOS; LYRA; JÚNIOR, 2013; OLIVEIRA; SOUZA, 2017) recorreram ao uso da modelagem dinâmica da atmosfera para caracterizar os regimes de vento e identificar o potencial para a geração de energia eólica em determinadas regiões. Especificamente, o modelo de mesoescala *Weather Research and Forecasting* (WRF) tem sido utilizado em aplicações diretas nos projetos de avaliação do recurso eólico (JIMÉNEZ; DUDHIA, 2012; CARVALHO et al., 2013; CHANG et al., 2015; SALVAÇÃO; SOARES, 2018) como fonte de energia limpa e sustentável.

O processo de regionalização dinâmica (*dynamical downscaling*), realizado por meio de simulações com modelos de tempo e clima, consiste em aumentar a resolução dos processos envolvidos no sistema climático, partindo-se de informações de grande escala (normalmente oriunda de um modelo dinâmico global). Nesse processo é possível utilizar-se da técnica de aninhamento para refinar as grades. Assim, os modelos regionais tem por característica, na maior parte dos casos, retratar de maneira mais fidedígra o comportamento da atmosfera em escalas de tempo e espaço menores. O refinamento de escala é particularmente importante para áreas cuja topografia é complexa e com cobertura do solo e uso da terra extremamente heterogêneos (ADAMS & KEITH, 2013; HORVATH; BAJIC; IVATEK-SAHDAN, 2011). A vantagem em utilizar grades aninhadas é ter dados de uma área com uma alta resolução espacial, sem que todo o domínio tenha que ser processado com um espaçamento de grade muito pequeno.

Dessa forma, espera-se com essa técnica simular fenômenos em diferentes escalas espaciais e temporais, gerando uma representação mais adequada dos sistemas meteorológicos que modulam o regime eólico de meso e micro escalas em uma determinada região. Esses sistemas geralmente resultam da não-homogeneidade do terreno e da cobertura da superfície e são manifestados fisicamente através da ocorrência, por exemplo, de brisa terrestre-marítima (MILLER, 2003) ou da interação entre o terreno e o fluxo em grande escala (como as ondas de gravidade e canalização do fluxo entre montanhas) (SPIGA; TEITELBAUM; ZEITLIN, 2008).

Na região do Nordeste brasileiro (NEB), onde se situa a maior parte de parques eólicos, destacam-se como fenômenos meteorológicos: (i) a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), que modifica a intensidade e direção dos ventos alísios (HASTENRATH & LAMB, 1977; ZILLI; CARVALHO; LINTNER, 2018); (ii) Circulações locais associadas às brisas marítimas e terrestres (KOUSKY, 1980; SOUZA & OYAMA, 2017) que configura o ciclo diurno do vento à superfície; (iii) Os Distúrbios Ondulatórios de Leste (DOL) (GOMES et al., 2019) que afeta o regime dos ventos alísios na estação chuvosa; (iv) Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis (VCAN) (KOUSKY e GAN, 1981; GAN e KOUSKY, 1986) e (v) Linhas de Instabilidades (LI) (MONCRIEFF & MILLER, 1976).

O projeto SONDA (Sistema de Organização Nacional de Dados Ambientais) é uma rede de estações de coleta de dados em superfície para o monitoramento de dados meteorológicos dedicada para o setor energético e com o intuito de prover dados de superfície para a avaliação de modelos numéricos (SONDA, 2019). O município de Belo Jardim – PE, situado no NEB e com uma topografia variando de 650 a 1.000 metros, é uma das cidades brasileiras que possui

a base do projeto SONDA. No entanto, ainda não há estudos sobre a sensibilidade do uso de dados simulados por modelos numéricos de mesoescala, como o WRF, nesta região.

Neste contexto, o objetivo deste trabalho é analisar a capacidade do modelo WRF em simular de forma adequada a velocidade, direção do vento e temperatura do ar sobre terreno complexo do município de Belo Jardim/PE, com o uso de regionalização dinâmica. Os objetivos específicos são:

- Configurar grades aninhadas para a região da cidade de Belo Jardim/PE;
- Avaliar os dados observados e os dados simulados por meio de métricas estatísticas;
- Identificar fenômenos atmosféricos locais e regionais que modulam o ciclo diurno da velocidade do vento na região NEB e de estudo.

2 REVISÃO DE LITERATURA

2.1 Regimes de ventos em diferentes escalas

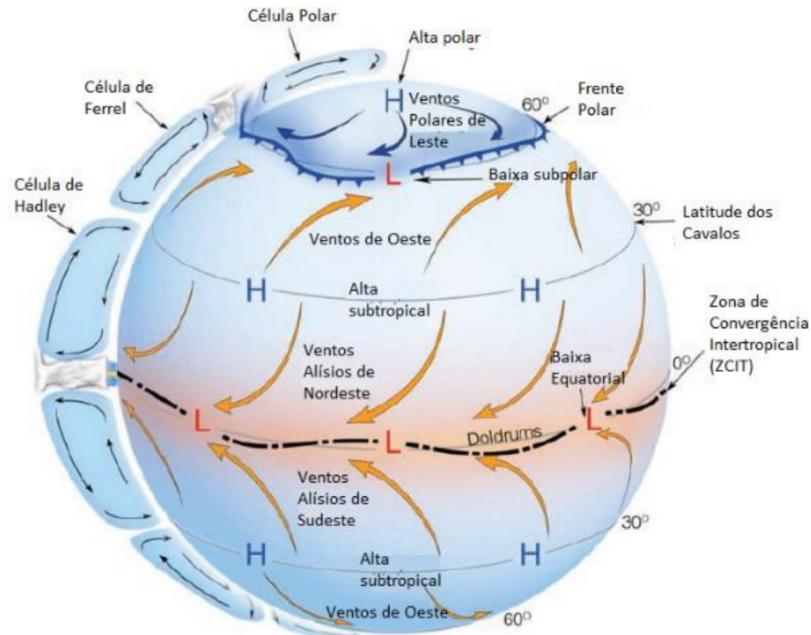
O vento é caracterizado pelo deslocamento de ar na atmosfera e pode ser dividido em horizontal (componente zonal e meridional) e vertical. Este movimento do ar se deve a um importante mecanismo de grande escala que é a força devida ao gradiente de pressão e a razão por essas diferenças de pressão entre duas regiões distintas é principalmente devido a distribuição desigual da radiação solar no globo e também da altitude, latitude e continentalidade. Os ventos se deslocam das altas para as baixas pressões e sofrem influências da rotação da Terra, da força de Coriolis, da força centrífuga ao seu movimento e da interação com a superfície terrestre representada pelo atrito, seja por rugosidade da superfície ou pela orografia local (MUNHOZ, 2008).

Devido ao maior aquecimento no Equador terrestre, células de circulação de ar surgem, determinando a Circulação Geral da Atmosfera (CGA) e composta pelas células de Hadley, Ferrel e Polar, como mostrado na Figura 2.1 (AHRENS, 2011). Existe também uma circulação zonal conhecida como Célula de Walker que, combinada com a Célula de Hadley, forma sistemas convectivos na faixa equatorial terrestre (DORADO, 2013). Nas primeiras centenas de metros acima do nível do mar, os ventos superficiais originados das células de Hadley são chamados ventos alísios. Esses ventos, vindo de latitudes subtropicais em direção as regiões equatoriais, impulsionados pela força do gradiente de pressão e defletidos pela força de Coriolis contribuem com a precipitação na região costeira do Nordeste (PERSSON, 2006).

A dinâmica dos ventos alísios é marcada por um forte ciclo sazonal e uma grande assimetria ao longo do equador. No hemisfério norte, os ventos alísios são predominantemente na direção nordeste e no hemisfério sul, na direção sudeste. A convergência dos ventos alísios é um dos fatores que marcam a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) na região da baixa Equatorial (CARVALHO et al., 2013).

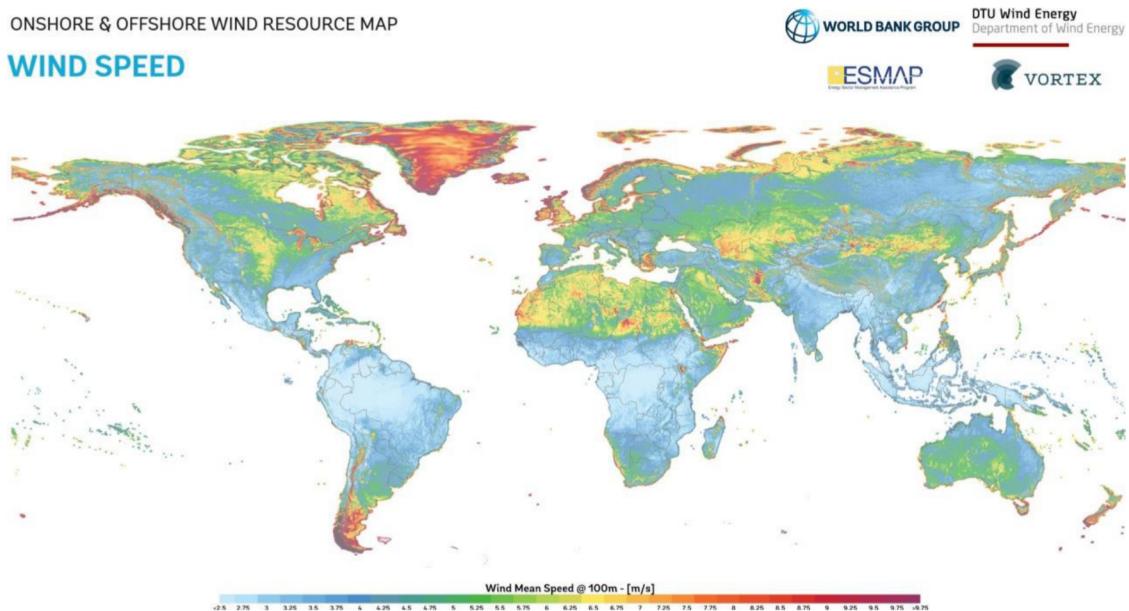
Em virtude dos diferentes mecanismos dinâmicos em várias partes do globo, os ventos locais são fortemente influenciados pelas condições de superfície, principalmente vegetação, relevo e obstáculos. Isso parcialmente explica a distribuição desigual do recurso eólico ao redor do mundo, como mostrado na Figura 2.2. Pode-se ter como exemplos os sistemas de brisas marítima e terrestre e de vale e montanha, que serão explicados com mais detalhes na seção 2.3.

Figura 2.1: Distribuição idealizada do vento e dos sistemas de pressão atmosférica em grande escala e em uma Terra com rotação.



Fonte: Adaptado de Ahrens (2006).

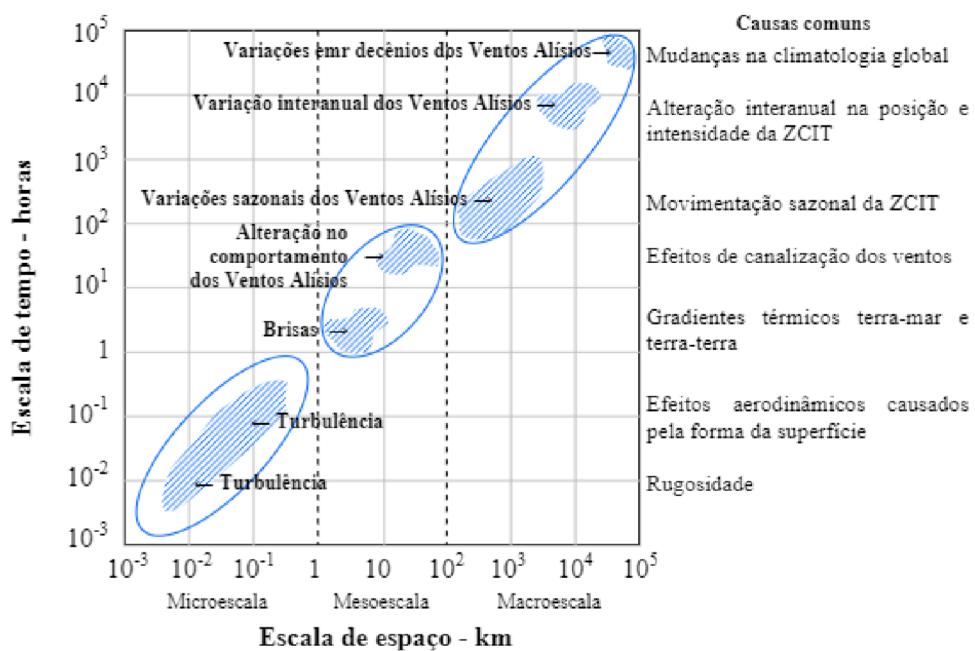
Figura 2.2: Velocidade média do vento a 100 metros acima da superfície estimados pelo modelo WRF para o período de 1997 a 2016.



Fonte: World Bank Group (<https://globalwindatlas.info/>), 2019.

Os fenômenos associados ao regime de vento de uma determinada região estendem-se desde processos micrometeorológicos com escalas na ordem de centímetros e duração de segundos, até movimentos em escala sinótica com extensões de centenas de quilômetros e duração de tempo acima de 7 dias. Apresenta-se na Figura 2.3 as escalas de espaço e tempo e seus fenômenos atmosféricos que influenciam no regime do vento.

Figura 2.3: Escalas de espaço e tempo associado a fenômenos atmosféricos mais comuns.



Fonte: Silva, 2003. Adaptado de Orlanski (1975)

A microescala está associada a processos atmosféricos de pequena ordem de grandeza (até 1 km) e varia desde segundos a minutos. Da classificação de Orlanski (1975), nesta escala abrange a Micro- γ , Micro- β e Micro- α , onde o efeito de Coriolis é insignificante devido aos seus sistemas de curta duração. Nesse caso, o gradiente de pressão local, força centrífuga e de atrito são aspectos importantes na dinâmica da microescala. Nesta escala, encontra-se a Camada Limite Atmosférica (CLA), onde os processos atmosféricos são dominados pelas condições da superfície subjacente e pelas trocas de energia na porção mais baixa da atmosfera (STULL et al., 1988; COLEMAN & LAW, 2015).

O atrito da superfície com obstáculos (por exemplo, estruturas urbanas, árvores, terreno irregular) e o aquecimento desigual da superfície na CLA ajudam a desenvolver redemoinhos de pequena escala (rotações na atmosfera) e padrões de vento irregulares conhecidos como turbulência. Turbulência mecânica (induzida pela fricção) e térmica (induzida pelo aquecimento) criam condições locais de cisalhamento do vento ou mudanças rápidas na velocidade e/ou na direção do vento com a altura (JENSEN, 1978; MOENG, 1984). A presença de obstáculos nos terrenos e a sua própria forma influencia no fluxo do ar próximo a superfície terrestre. Velleda et al. (2000) mostra que o escoamento a barlavento em regiões montanhosas é bloqueado, uma vez que a montanha funciona como uma barreira ao seu deslocamento. No topo da montanha, o escoamento é acelerado e gera pequenos turbilhões. Após ultrapassar o obstáculo, o fluxo é enfraquecido.

Os sistemas de mesoescala são divididos por Orlanski (1975) em três “submesoescalas”: (a) Meso- γ (2-20 km); (b) Meso- β (20-200 km) e (c) Meso- α (200-2000 km), como mostrado na Tabela 2.1. Os modelos de PNT são normalmente usados para simular fenômenos presentes nessa escala, tais como as brisas marítimas e terrestre, processos convectivos e também o comportamento dos ventos alísios (RAMOS; LYRA; JÚNIOR, 2013; JIMÉNEZ-ESTEVE et al., 2018; KUNIN; ALPERT; ROSTKIER-EDELSTEIN, 2019). Esses fenômenos são geralmente associados a forçantes topográficas ou por uma combinação de instabilidades, como por exemplo, a instabilidade térmica e instabilidade barotrópica, frequente na escala Meso- β .

Sistemas atmosféricos em escala sinótica possuem duração de dias a semana e dimensões de 100 a 5000 km e os eventos meteorológicos que influenciam na velocidade do vento estão relacionados às frentes frias, ciclones extratropicais e anticíclopes. A compreensão dos mecanismos sinóticos pode minimizar os impactos das rampas de produção eólicas, produzem variações severas na produção de energia. Usualmente são denominadas de rampas de subida ou de descida, ou seja, quando há aumento ou diminuição bruscas na intensidade do vento, respectivamente (WALTON; GALLUS, 2013). Worsnop et. al (2018) e Ohba et. al (2016) mostram que as condições meteorológicas na escala sinótica influenciam diretamente nas rampas de produção eólica. Lacerda (2016) identificou que os principais impulsionadores para as rampas severas de produção eólica são eventos meteorológicos que se estendem por grandes áreas e têm uma estrutura espacial bastante característica, por exemplo, frentes frias e sistemas de baixas pressões.

Tabela 2.1 – Escalas dos movimentos horizontais na atmosfera

Maior que	Escala	Nome
20.000 km		Escala Planetária
2.000 km		Escala Sinótica
200 km	Meso- α	
20 km	Meso- β	Mesoescala
2 km	Meso- γ	
200 m	Micro- α	Turbulência na Camada Limite
20 m	Micro- β	Turbulência na Superfície
2 m	Micro- γ	Turbulência Inercial (“Small eddies”)
2 mm	Micro- δ	Turbulência em escala fina
Moléculas do ar	Molecular	Dissipação viscosa

Fonte: Adaptado de Wallace; Hobbs (2006)

2.2 Ventos na camada limite atmosférica

Um fator crucial para estudos de fluxos na atmosfera é a noção dos conceitos de Camada Limite Atmosférica. A CLA é definida por Stull (1988) como a camada mais baixa da troposfera, que é diretamente influenciada pelos efeitos da presença do solo, devido à troca vertical de quantidade de movimento, calor e umidade. Portanto, ela tem uma influência direta no fluxo adjacente, de modo que sua característica venha a ser modificada com a interação da superfície do solo. A espessura da CLA é variável no tempo e no espaço em intervalos de uma hora ou menos e centenas de metros a poucos quilômetros, respectivamente. Nessa camada, a velocidade do vento diminui significativamente desde níveis acima da CLA (atmosfera livre) até a superfície. O fluxo do ar pode ser dividido em categoria média, turbulenta e ondulatória, onde o transporte horizontal do ar é determinado pelo vento médio, o transporte vertical pela turbulência e o transporte de *momentum* e energia pelas ondas (STULL, 1988).

A CLA é subdividida em: Camada Limite Superficial (CLS), Camada Limite Convectiva (CLC), Camada Limite Estável (CLE) e Camada Residual (CR) e a Zona de Entranhamento (ZE) (Figura 2.4) (GUERRA, T., 2008), a turbulência na CLA é a característica dinâmica mais importante (WELTER, 2016). A intensidade da turbulência varia de acordo com as forçantes na CLA, de maneira que quanto mais intensa, mais efetiva é o seu transporte (MONIN et al., 1976; LAZEROMS, 2015).

A CLA exibe um ciclo diurno bem pronunciado, em que o aquecimento da superfície pela radiação solar incidente durante o dia se alterna com o resfriamento da superfície à

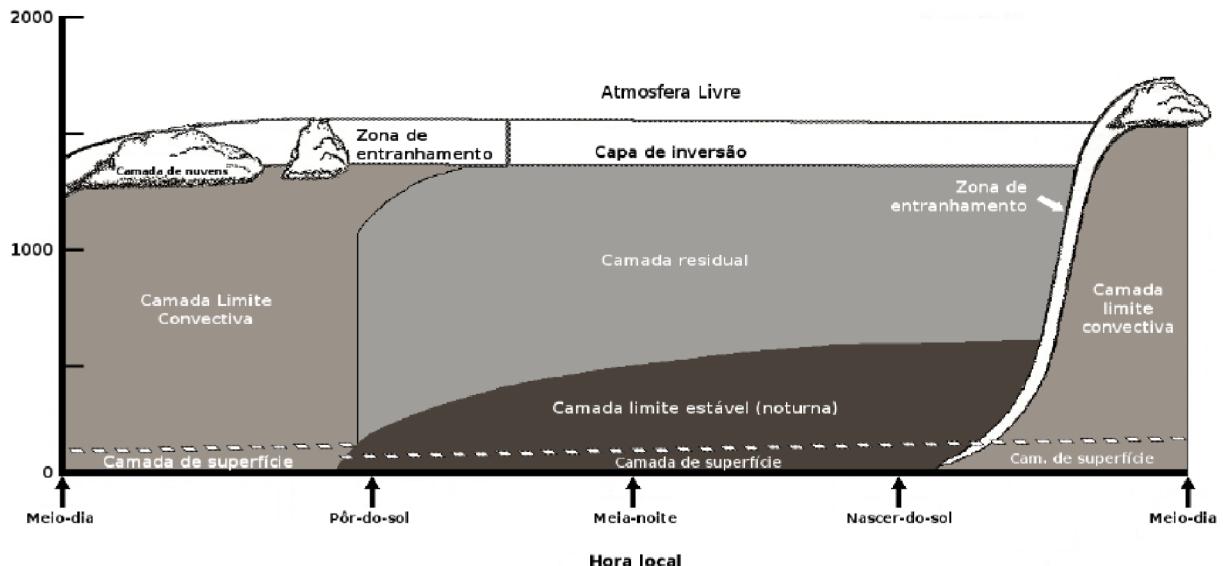
noite devido a emissão de radiação de onda longa. A CLS está presente durante todo o período, por ser a camada que está em contato direto com o solo e apresenta um forte gradiente de temperatura, umidade e velocidade do vento (NUNES, 2008). As condições diurnas geram convecção térmica e um aumento associado de movimentos turbulentos, formando uma CLC misturada. Por outro lado, durante a noite, forma-se uma camada estratificada, em que o ar mais frio e denso está localizado sob o ar mais quente (OLIVEIRA, 2017; SANTOS et al., 2007).

As forças de flutuação associadas à estratificação estável têm um efeito de amortecimento nos movimentos turbulentos e nos fluxos correspondentes de momento e calor. A consequência é que a CLE noturna é tipicamente muito mais rasa (± 10 a 200 m) do que a camada limite convectiva diurna (± 1 a 2 km) (LAZEROMS, 2015). Sun et al. (2012) classificou o escoamento noturno em regimes de turbulência, sendo que tais regimes podem estar ligados à existência de jatos de baixos níveis (JBN), assim como a intensidade da turbulência local. Acima da CLE, permanece à uma camada residual bem misturada.

Em campanhas experimentais no passado, a exemplo do CASES-99 (*Cooperative Atmosphere - Surface Exchange Study - 99*), na região central dos Estados Unidos (POULOS et al., 2002), serviram para aprofundar a pesquisa dos processos que ocorrem à noite na camada inferior da troposfera tais como correntes de densidade, JBN, ondas isoladas, ondas de gravidade, circulações locais, dentre outros.

A ZE, cuja região é de transição entre a camada limite e a atmosfera livre, pode variar muito ao longo do dia (FREIRE, 2012). Observações indicam que a zona de entranhamento é facilmente observada por sensoriamento remoto, como o radar (por exemplo, COHN; ANGEVINE, 2000), lidar (BOERS; ELORANTA; COULTER, 1984) ou sodar (BEYRICH; GRYNING, 1998). Outra camada importante é a CR, a qual é proveniente da dissipação térmica da CLC. Ela surge cerca de meia hora antes do pôr do Sol, causando uma redução no fluxo de calor da superfície e o decaimento da convecção (MOREIRA, 2013).

Figura 2.4 – Estrutura temporal da CLA.



Fonte: Oliveira, 2017

2.3 Ventos em Terrenos Complexos

Muitos empreendimentos eólicos são construídos em superfícies accidentadas no Nordeste do Brasil. No Estado da Bahia, existem mais de 100 usinas eólicas em operação e situadas em superfícies elevadas como morros e chapadas (BAHIA, 2019). A complexidade dos terrenos tem profundo impacto no vento próximo a superfície, na pressão e na estrutura da turbulência, tornando o escoamento não uniforme. Alguns dos efeitos incluem aceleração, desaceleração e mudanças no cisalhamento (gradiente vertical) do vento. Neste tipo de região, a estrutura da CLA é amplamente modificada e sua modelagem numérica se torna um desafio.

Os efeitos da topografia sobre o vento podem ser divididos em três categorias (MORTENSEN; PETERSEN, 1998, p. 59):

1. Rugsidade: A superfície da terra impõe atrito ao vento que sopra sobre ela.

O comprimento de rugosidade (Z_0) é uma medida da magnitude da rugosidade da superfície. Geralmente é determinado pelo tamanho e distribuição dos elementos de rugosidade que a superfície contém. Para superfícies terrestres, esses elementos são tipicamente vegetação, áreas construídas e superfície do solo (Quadro 2.2).

2. Obstáculos: O vento é fortemente influenciado pela presença de obstáculos, como prédios ou plantações, o que faz reduzir sua intensidade consideravelmente. A modificação do fluxo do vento depende da altura dos

obstáculos.

3. Orografia: Refere-se à descrição do terreno, denominando-os como planalto, planície, montanhas ou vales.

Quadro 2.1 – Comprimento de rugosidade para as características típica da superfície.

Característica do Terreno da Superfície	Comprimento de rugosidade Zo (m)
Floresta e áreas urbanas	0.7 ~ 1.0
Terras agrícolas com aparência fechada, muitas árvores, arbustos	0.1
Fazendas com aparência aberta, muito poucos prédios, árvores etc.	0.02 ~ 0.05
Áreas de grama cortada e pista do aeroporto	0.001
Superfície lisa de neve	0.001
Superfície de areia lisa	0.0003
Água	0.0002

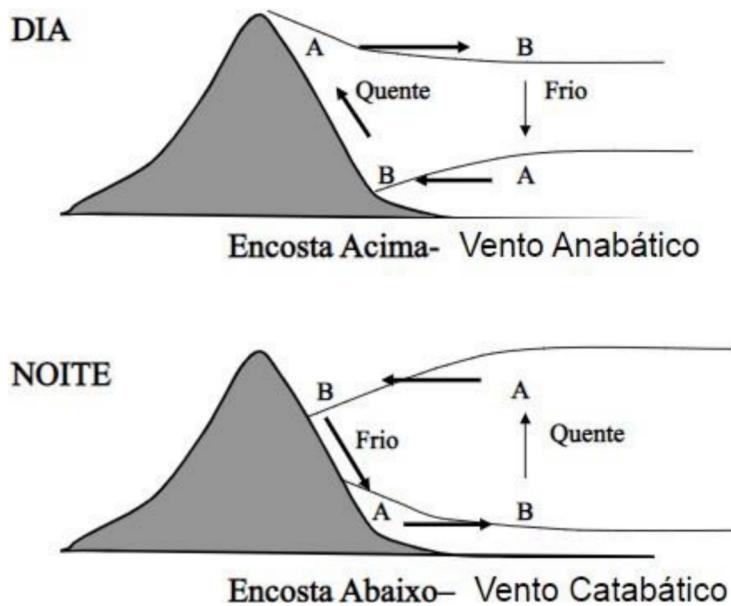
Fonte: Adaptado de Zhang (2015)

Nas regiões de vale e montanha, importantes mecanismos eólicos ocorrem, nos quais, vão desde a canalização do fluxo até grandes variações térmicas. Fenômenos físicos complexos originam dependendo da orientação do vento e da topografia como a aceleração do vento passando por colinas, tops de montanhas e escarpas, ocasionando assim, o encontro das correntes de ar (SILVA, 2003).

Outros sistemas eólicos locais em regiões acidentadas emergem devido a propriedades térmicas da superfície. A radiação solar, principalmente nos meses de verão, é uma grande fonte de aquecimento nas superfícies elevadas. As massas de ar estagnadas na lateral dos vales são aquecidas e forçadas a subir em direção ao topo da montanha, este mecanismo denomina-se de ventos anabáticos e nuvens podem se formar no entorno. Quando chegam no topo das montanhas, estes ventos sofrem inversão térmica e são forçados a subsidência em direção ao centro do vale. Durante a noite, a rápida liberação de calor pela superfície do topo da montanha resfria o ar e resulta num escoamento

descendente em direção ao centro do vale, este fluxo subsidente se chama ventos catabáticos (MANINS; SAWFORD, 1979; POULOS et al., 2000). O vento frio que escoa da montanha para o vale durante a noite é chamado de brisa de montanha e o vento que sopra do vale para a montanha durante o dia é a brisa de vale (PIELKE, 2001, p. 486). A Figura 2.4 mostra a circulação induzida pelas montanhas durante o período diurno e noturno.

Figura 2.4: Diagrama da brisa de vale a montanha.



Fonte: Reboita, 2014.

A relação com a velocidade do vento e as características físicas locais são estimadas pelo cálculo do perfil logarítmico do vento, apesar que na energia eólica, a lei logarítmica está sujeita a incertezas em virtude da natureza complexa dos escoamentos turbulentos e pela dificuldade em caracterizar a superfície (JERVEL, 2008). Apesar disso, neste cálculo, a velocidade do vento aumenta com a altura e esse aumento depende da sua fricção contra a superfície. Sobre um terreno plano com baixa fricção, o vento sofre pouca alteração e numa superfície com alta rugosidade, o vento aumenta significativamente com a altura. O comprimento da rugosidade é a altura em que a velocidade média do vento no perfil logarítmico desaparece. Para uma atmosfera termicamente neutra e terreno plano, o perfil vertical do vento na camada superficial da atmosfera é:

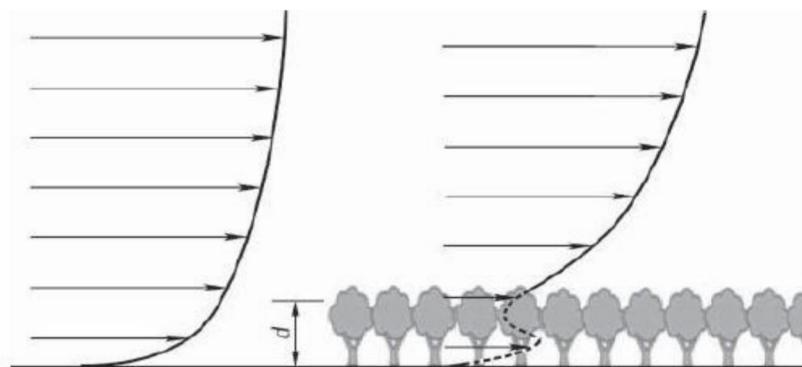
$$\frac{u(z)}{u^*} = \frac{1}{k} \ln \left(\frac{z-d}{Z_0} \right) \quad (\text{Eq. 3.1})$$

sendo $u(z)$ a velocidade média do vento (m/s) na z ; u^* a velocidade de fricção (m/s); k a constante de Von Karman (0,42); Z_0 o comprimento de rugosidade (m).

Na Figura 2.5 apresenta-se um escoamento através de uma floresta densa e percebe-se que o perfil de vento acima do dossel ainda segue a mesma lei logarítmica da Equação (3.1), equivalente ao nível do solo que está sendo nivelado para uma certa distância, denominada altura de deslocamento, ou seja, d na Figura 2.5. Como resultado da altura do deslocamento, apenas a parte superior do dossel é refletida como o elemento de rugosidade, ao invés de todas as árvores. Nos estudos de parques eólicos, o perfil logarítmico do vento tem que ser levado em conta pois caso contrário, a velocidade do vento na altura do hub do aerogerador e a produção de energia do parque podem ser subestimadas (ZHANG, 2015).

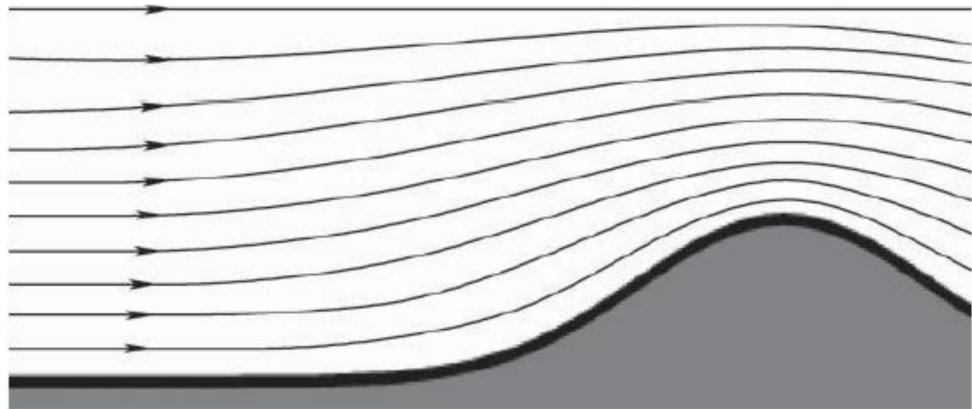
Outra influência da topografia no fluxo é a característica do vento sobre terrenos montanhosos, como o efeito de aceleração. Com o fluxo se movendo para o topo da colina, o efeito de bloqueio, que é um fator de redução da energia cinética do vento, diminui gradualmente e desaparece quando o fluxo se move para o topo da colina (TIAN; OZBAY; HU, 2015). Ao mesmo tempo, o efeito de aceleração aumentará continuamente e atingirá o máximo. A Figura 2.6 ilustra quando o vento passa no topo das colinas, em que velocidade se torna maior do que nas áreas circundantes. Isso se deve ao fato de que o ar se comprime à medida que sobe a elevação e é forçado a acelerar por meio de uma área menor (XYDIS, 2015).

Figura 2.5 – Ilustração de um perfil do vento soprando em uma floresta densa.



Fonte: Zhang (2015)

Figura 2.6 – Ilustração de um perfil do vento soprando em uma montanha.

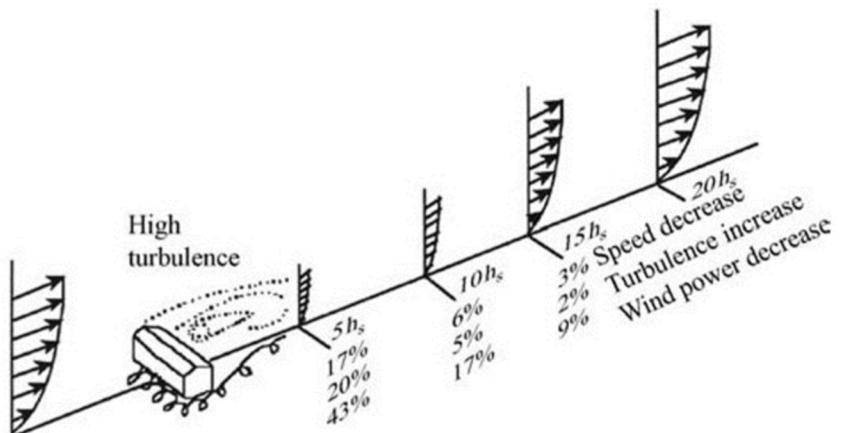


Fonte: Zhang (2015)

2.4 Ventos em Terrenos Planos

Denomina-se terreno plano a superfície com poucas irregularidades (WEGLEY, 1980) tais como, casas, plantações, superfícies arenosas e oceânicas e pequenas cidades. Essas barreiras produzem distúrbios no vento e provocam um efeito que se chama “efeito esteira”. Nesse caso, a velocidade do vento é reduzida enquanto a turbulência aumenta após a passagem do escoamento nos obstáculos. A Figura 2.7 mostra este tipo de escoamento, observa-se que após o obstáculo, uma esteira dinâmica é produzida onde se propaga uma alta turbulência, diminuição da velocidade do vento e da potência do vento nos primeiros espaços de tempo até voltar ao normal.

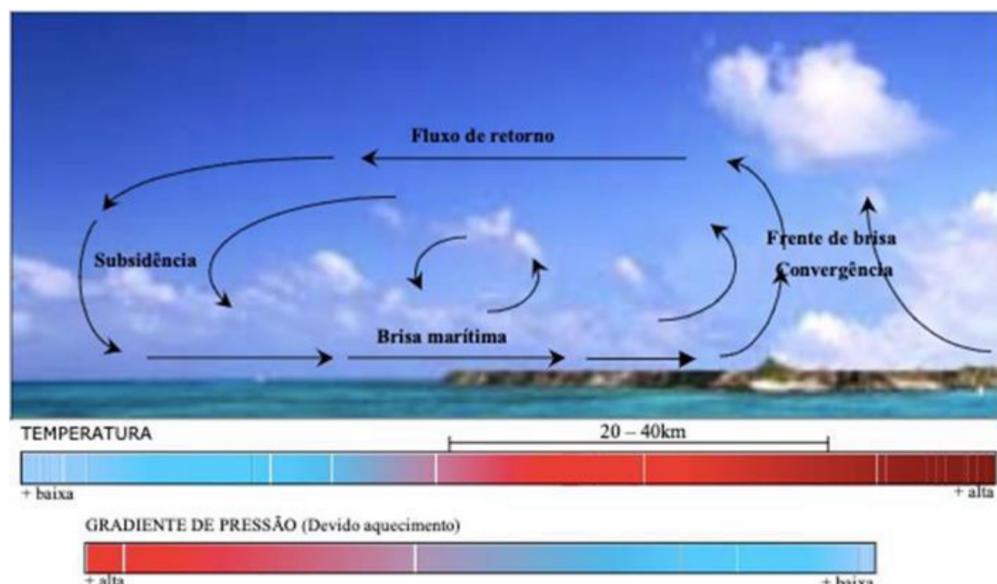
Figura 2.7: Efeito esteira na velocidade, potência e turbulência do vento após a passagem de um obstáculo.



Fonte: Wegley, 1980

Em regiões costeiras, onde existe um gradiente térmico e um contraste físico e geográfico acentuado entre o oceano e terra, fenômenos como brisas marítimas e terrestres são característicos nesses locais. Durante dias ensolarados, o aquecimento sobre o continente é maior do que nos oceanos, implicando em um suave fluxo de ar ascendente e aquecido que se movimenta da terra para o mar, chamado fluxo de retorno. A subsidência do fluxo no oceano induz a formação de um vento superficial do mar para o continente denominado de brisa marítima. De forma análoga, as brisas terrestres ocorrem no período da noite, diferindo-se no sentido da circulação. O fluxo do vento, nesse caso, é da terra para o mar em baixos níveis em virtude do rápido esfriamento do continente, onde ele migra para o oceano, se aquece, ascende e retorna para o continente para fechar a circulação (VAN DELDEN, 1992). A Figura 2.8 mostra o esquema da circulação da brisa marítima, sendo a brisa terrestre o sentido inverso. Uma circulação atmosférica de menor escala e com mecanismos semelhantes aos das brisas marítimas e terrestres ocorrem em regiões com grandes lagos, e são chamadas de brisas de lagos.

Figura 2.8: Circulação da brisa marítima.



Fonte: Silva, 2003.

2.5 Sistemas atmosféricos que influenciam o regime do vento no NEB

A variabilidade do vento na região Nordeste é condicionada pela influência de sistemas meteorológicos predominantes, marcado por um forte ciclo sazonal e interanual. RAO et al. (1993) analisaram as séries de precipitação normalizadas para o período 1914-1983 de 63 estações distribuídas na costa Leste do Nordeste do Brasil (LNE) com o objetivo de determinar as estações chuvosa e seca nessa região. Os autores definem que a principal estação chuvosa é de abril a julho (60% da precipitação anual), enquanto a principal estação seca é de setembro a dezembro (10% da precipitação anual). As chuvas de outono e inverno sobre o LNE do Brasil estão associadas com ventos de sudeste perpendiculares à costa, uma vez que modulam a direção e a intensidade do vento na costa leste.

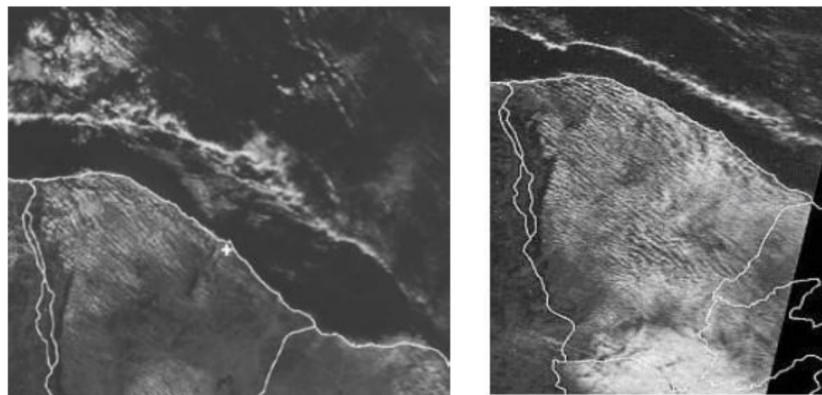
A ZCIT tem um deslocamento sazonal que resulta numa variação de intensidade dos ventos, especialmente no setor norte e leste do NEB. Nos meses de fevereiro a maio, ela migra para posições mais ao sul, aproximadamente 2º a 4º Sul, causando chuvas nessa faixa e diminuindo a intensidade dos ventos (CARVALHO; OYAMA, 2013).

Nos meses de junho até novembro, a Alta Subtropical do Atlântico Sul (ASAS), um sistema de alta pressão associada à circulação média meridional na atmosfera (GILLILAND; KEIM, 2018. p. 536), pode favorecer a precipitação no litoral do Nordeste do Brasil. A ASAS, em particular, desempenha um papel decisivo no regime pluvial leste do NEB (RAO et al., 1993). Quando a ASAS está próximo ao continente sul-americano, os ventos de sudeste/leste que chegam no litoral nordestino podem se intensificar e contribuir para o maior transporte de umidade do oceano para o continente (MOSCATI; GAN, 2007).

Entre abril e julho, a influência dos Distúrbios Ondulatórios de Leste (DOL), que são perturbações atmosféricas que se deslocam do continente africano em direção à zona da mata nordestina, provocam chuvas e também reduz a intensidade dos ventos (GOMES et. al, 2019, pag. 1). De escala sinótica, os Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis (VCAN) também tem um papel fundamental na distribuição de chuvas sobre o NEB, que consequentemente interfere na variabilidade sazonal do vento (FEDOROVA et al., 2016). Este sistema é mais presente nos meses de primavera, verão e outono (PALMER, 1951). Outro sistema de escala sinótica é a ZCAS, que é caracterizado por uma banda de nebulosidade com elevada atividade convectiva, se estende na direção Noroeste-Sudeste (NW-SE) da América do Sul, partindo da região Amazônica e podendo estender-se até o Oceano Atlântico (KOUSKY, 1988). Além desses mecanismos, também se destacam a atuação de Sistemas Convectivos de Mesoescala (SCM) e

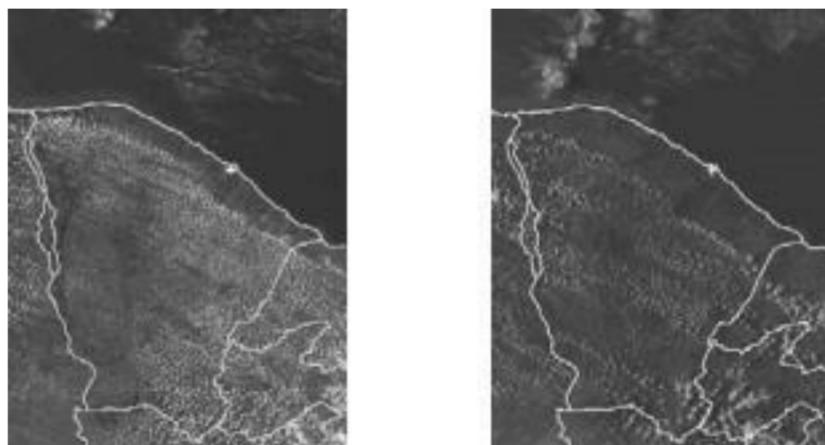
Linhas de Instabilidade (LI) que geralmente estão associadas a proximidade da ZCIT sobre o NEB (OLIVEIRA et al., 2012), resultados que foram corroborados mais tarde por Gilliland e Keim (2017). Estudos (ROBALLO; FISCH, 2008; SANTOS & SILVA, 2013) apontam que o perfil vertical do vento durante a estação seca mostra que a velocidade do vento é mais forte em virtude da intensidade dos ventos alísios e dos fenômenos de brisas associados nesse período (Figuras 2.9 e 2.10). A turbulência na estação seca é menor que a estação chuvosa que possui ventos com menor intensidade e maior variação.

Figura 2.9: Formação de nuvens no oceano associadas às brisas terrestres. Imagens, no visível, do NOAA-17, 11/08/2005, 10:26 h local (à esquerda), e 15/08/2005, 10:35 h local (à direita)



Fonte: Teixeira, 2008.

Figura 2.10: Circulação de brisa marítima durante a tarde sobre o Ceará e uma parte do Rio Grande do Norte. Imagens no canal visível dos satélites meteorológicos NOAA-16, 10/09/2004, 14h local (à esquerda) e NOAA-12, mesmo dia, 16:17h local (à direita).



Fonte: Teixeira, 2008

Em alguns anos, as anomalias da temperatura da superfície do mar (TSM) no Atlântico Tropical e no Pacífico Equatorial podem alterar o regime padrão dos sistemas atmosféricos no NEB. A variabilidade dos oceanos Pacífico e Atlânticos tropicais estão associadas a circulação de Walker, de modo que alteram o padrão de precipitação sobre a América do Sul (FIGLIUOLO, 2017). Esta variabilidade caracterizada pelo aquecimento ou resfriamento anômalo das águas superficiais do oceano Pacífico Tropical Central e do Leste, pode ser classificado como El Niño e La Niña, respectivamente. Oliveira e Costa (2011) mostram que por meio dos dados de reanálise do NCEP para eventos de ENOS (El Niño-Oscilação Sul) fortes, a influência da circulação geral é tal que eventos de El Niño e La Niña atuam no sentido de intensificar e enfraquecer, respectivamente, os ventos sobre essa região. Santos e Silva (2013) quantificaram os valores de velocidade do vento em regiões com características eólicas semelhantes no NEB em anos de ENOS, sendo os anos de 1987 e 1993 classificados como El Niño, a velocidade do vento atingiu altos valores, enquanto que nos anos de La Niña, como em 2000 e em 2008, a intensidade do vento esteve abaixo da média climatológica.

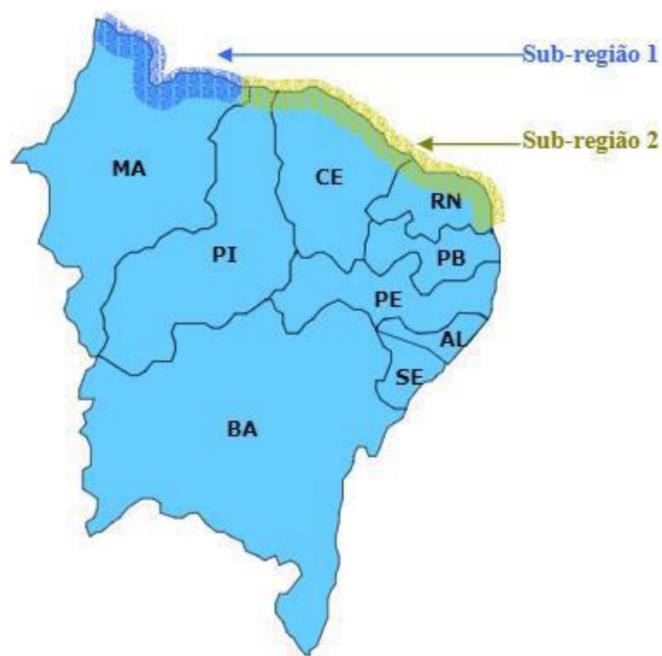
Com base nesses mecanismos, é possível identificar regiões do Nordeste com regimes eólicos distintos, Silva (2003) classificou três grandes regiões eólicas com regime de vento semelhante: Litoral Norte-Nordeste, Litoral Nordeste-Sudeste e Nordeste Continental

O Litoral Norte-Nordeste se estende desde o extremo norte do Maranhão ao extremo sul do Rio Grande do Norte (Figura 2.11). As condições de vento em toda a região são, principalmente, condicionadas pelos sistemas de brisas marítimas e terrestre e marcada pelo ciclo interanual da ZCIT, controlados pelos ventos alísios. No Estado do RN, os Distúrbios Ondulatórios de Leste também são frequentes principalmente nos meses de outono e inverno. Em termos médios, a combinação das brisas com os alísios resulta em ventos anuais mais amenos entre 5-7 m/s para a primeira sub-região (Sub-região 1) e velocidades médias anuais entre 7-9,5 m/s para a segunda sub-região (Sub-região 2), ambos a 50 metros de altura (SILVA, 2003).

Lira et al. (2017) mostra que a direção predominante do vento no município de Paranaíba – PI, pertencente a Sub-região 1, possui variações de 45º a 55º e velocidades médias máximas que podem variar entre 7,5 m/s a 8,5 m/s nos meses de maiores intensidades do vento, de setembro a novembro. Gisler et al. (2011) analisou estatisticamente o perfil do vento da CLA no centro de lançamento de Alcântara, localizado próximo a São Luís – MA (Sub-região 1), concluindo que a direção predominante do vento é de Nordeste tanto no

período seco quanto chuvoso, com valores de velocidade do vento de 6,4 m/s para o período seco e de 4,1 m/s para o período chuvoso.

Figura 2.11: Litoral Norte-Nordeste.

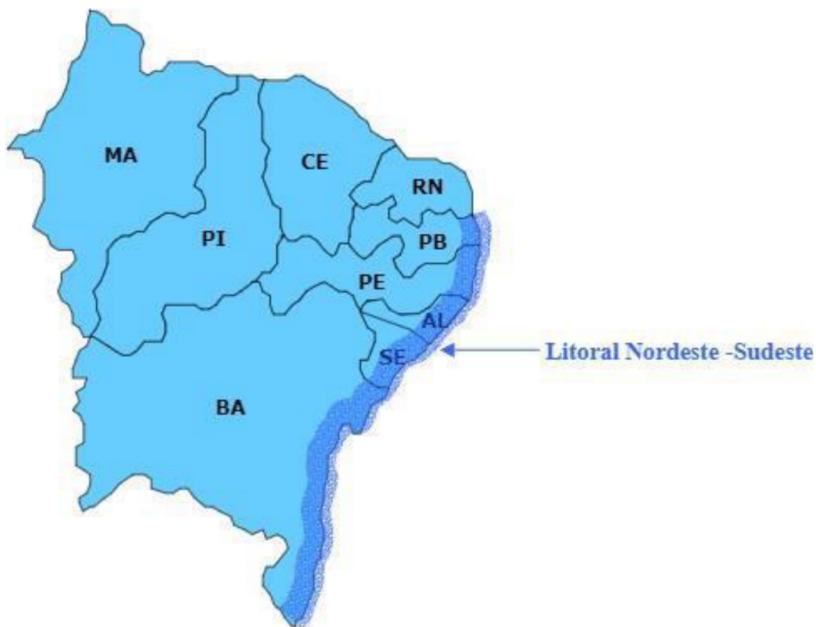


Fonte: Silva, 2003.

A região do Litoral Nordeste-Sudeste (sub-região 1 e 2) compreende desde o extremo norte da Paraíba até o extremo sul da Bahia, tendo como variações na velocidade do vento de 5 a 8 m/s (50 metros de altura) conforme mostrado na Figura 2.12. Nessa faixa litorânea, uma diminuição gradual da intensidade dos ventos é observada, devido ao afastamento da zona equatorial, o que faz reduzir o gradiente térmico oceano-terra e favorece também à incursão de frentes frias remanescentes nas latitudes mais elevadas. Também são muito frequentes fenômenos como DOL (SANTOS et al. 2012; GOMES, 2012; GOMES et al., 2019).

Germano e Junior (2016) estimou o potencial eólico para o Estado de Alagoas, utilizando o modelo atmosférico WRF e constatou três municípios em que a velocidade do vento alcança valores máximos entre 5 a 6 m/s a 30 metros de altura, tendo como direção predominante Leste. De acordo com o Atlas do Estado de Pernambuco (www.atlaseolicosolar.pe.gov.br), os ventos médios anuais podem chegar até 9,0 m/s nas regiões com altitude mais elevadas e a 100 metros de altura.

Figura 2.12: Litoral Nordeste-Sudeste.



Fonte: Silva, 2003.

A região que abrange o interior do Nordeste é dividida em duas sub-regiões. A Figura 2.13 mostra a área do Nordeste Continental e indica suas sub-regiões. Na primeira sub-região, a intensidade do vento diminui à medida que se afasta do litoral, em virtude das barreiras naturais, orografia regional, rugosidade da superfície e diminuição gradual das brisas marítimas. Assim como, os cúmulos de convecção profunda podem se desenvolver sobre áreas específicas da superfície e também na presença de outros sistemas atmosféricos organizados (ZCIT, cavado de ar superior do Atlântico Sul/vórtices ciclônicos de ar superior, sistemas frontais austrais), que causam enfraquecimento ou interrupção no regime dos ventos alísios de sudeste (MELO et al. 2014).

Nessa região, observam-se também ocorrências de brisas de lago, como no entorno da Barragem de Sobradinho na Bahia e da barragem de Itaparica, na divisa de Pernambuco com a Bahia (CORREIA et al. 2006). A Sub-região 2 foi classificada pois ela apresenta áreas elevadas de relevos, serras e chapadas que se estendem desde o Rio Grande do Norte a Bahia, as ocorrências de altas velocidades de vento se encontram de forma localizada, em áreas que apresentam fortes brisas de montanhas/vales ou onde a canalização e a compressão vertical dos ventos é mais acentuada. Esta região, onde encontra a TA-BJ, apresenta níveis de turbulência, de dispersão das ocorrências de vento e gradientes verticais de velocidade muito maiores que as observadas nas regiões litorâneas.

Ferreira et al. (2019) realizam previsões para a série temporal de Belo Jardim/PE com o uso de modelos matemáticos-estatísticos e mostraram uma velocidade média do vento de 5,7 m/s e máxima de 11,6 m/s. Na Sub-região 2, também encontram-se um grande complexo de usinas eólicas, principalmente no Estado da Bahia, onde possui mais de 1000 aerogeradores (ABEEólica, 2019) distribuídos em 153 parques eólico e o Estado ocupa o segundo colocado no ranking da matriz elétrica brasileira em geração eólica.

Figura 2.13: Litoral Nordeste Continental.



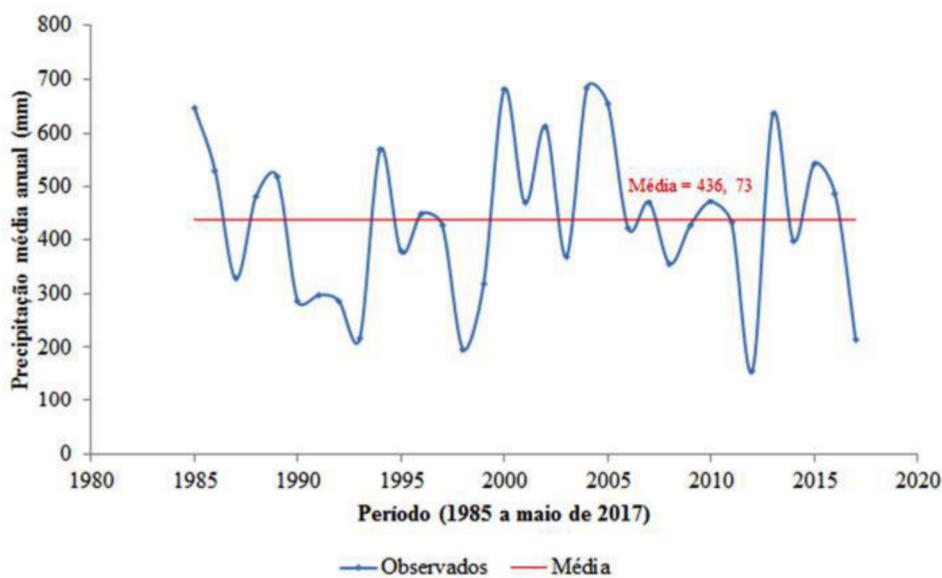
Fonte: Silva, 2003.

2.6 Regime local do vento: Mesorregião do Agreste Pernambucano

A região do Agreste Pernambucano está situada em parte no planalto da Borborema, conferindo à região um clima mais ameno em relação ao semiárido e com maior índice pluviométrico. As chuvas são frequentes entre abril a junho, e o período menos chuvoso ocorre entre abril e junho, com chuvas não ultrapassando os 295 mm na estação chuvosa e 25 mm a estação seca (ANDRADE et al., 2018), sendo assim, a chuva controla a sazonalidade da região e é um fator determinante para a modulação da intensidade e direção do vento na região. Na Figura 2.14 mostra as médias anuais da precipitação (mm) do Agreste Pernambucano na região do NEB, para a série de janeiro de 1985 a maio de 2017.

Abrantes (2014) calculou estatísticas descritivas para a série temporal de Belo Jardim/PE. Para valores de velocidade média e direção do vento referentes a 25 metros e 50 metros de altura, foram obtidos uma velocidade média de 4,84 m/s e 5,01 m/s, respectivamente e direção do vento predominante de Sudeste. Em torno de 35 km de Belo Jardim/PE, encontram-se projetos eólicos em operação com potência outorgada de 2,2 MW.

Figura 2.14: Médias anuais da precipitação (mm) do Agreste Pernambucano na região do NEB, para a série de janeiro de 1985 a maio de 2017.



Fonte: Andrade et al. (2018)

Barreto (2001) analisou dados horários do vento à superfície coletados em 77 estações no período de 1977-1981 com o objetivo de estudar o ciclo diário dessa variável no NEB. Os resultados permitiram determinar, dentre outras, as seguintes características: (i) intensificação (desintensificação) do vento no período diurno (noturno) em resposta à interação entre o vento de grande escala e a brisa marítima (terrestre), (ii) a penetração da brisa marítima continente adentro em estados do norte do Nordeste e sua interação com outras circulações locais em áreas de orografia complexa e (iii) convergência bem definida na área de fronteira Ceará-Paraíba-Pernambuco, no período 21-24 HL. Com base nos resultados, alguns municípios estudados e situados na mesorregião do Agreste Pernambucano possui direção do vento de leste-sudeste e quase não muda no decorrer das 24 horas do dia. A intensidade do vento aumenta entre as 3 e 15 horas: a intensidade máxima é atingida às 15 horas (5-6 m/s) e a mínima às 3h (0-1 m/s). Essa intensificação é provocada pelo acoplamento entre os alísios de leste-sudeste e o vento anabático na encosta leste da Serra dos Cariris Novos. A desintensificação do vento neste

mesmo período é devido a resposta da interação entre os alísios de sudeste, a brisa marítima que penetra no Estado e o vento catabático.

3 MATERIAL E MÉTODOS

3.1. Área de estudo e dados observacionais

A área de estudo abrange uma localidades na Mesorregião do Agreste Pernambucano, onde se situa o município de Belo Jardim (Estado de Pernambuco) cerca de 170 km da costa litorânea.

Os dados foram obtidos por meio do Sistema de Organização Nacional de dados Ambientais (SONDA - <http://sonda.ccst.inpe.br/>). Essa rede de dados é gerenciada pelo Instituto Nacional de Pesquisa Espaciais (INPE) com apoio do Ministério de Ciência, Tecnologia e Inovação (MCTI) e são submetidos a um controle de qualidade descrito no site do The Meteorological Resource Center (WebMET - www.webmet.com) e do *National Renewable Energy Laboratory* (NREL). Para efeito didático, a Torre Anemométrica de Belo Jardim será referenciada com a sigla do município onde se encontra instalada, sendo denominada TA-BJ. A Figura 3.1 mostra a localização da região de estudo.

A TA-BJ se localiza nas coordenadas geográficas $36^{\circ} 25' 46''$ O/ $08^{\circ} 22' 03''$ S com altitude de 718 metros. A região se encontra sob a influência do tipo climático As, segundo a Classificação de Koppen. Este tipo climático é caracterizado por apresentar temperaturas mais amenas no período chuvoso (com variações ao longo do ano, podendo estender-se do mês de abril à setembro) (MARIANO et al., 2008). A Tabela 3.1 mostra as características locais do município de Belo Jardim/PE.

As séries temporais registradas pela TA-BJ do projeto SONDA (Figura 3.2) são medições de temperatura ($^{\circ}$ C), de direção ($^{\circ}$) e velocidade do vento (m/s) às alturas de 50 e 24 metros e numa amostragem temporal de 10 minutos. O período do banco de dados do projeto SONDA é composto por julho de 2004 a agosto de 2005. Para o presente estudo selecionamos o mês de agosto de 2005 como representativo de estação seca, que corresponde climatologicamente às maiores intensidades do vento para esta região (Santos & Santos-Silva, 2013). Outro fator de escolha também está na limitação da máquina em processar uma gama base de dados no modelo numérico, com isso, devido a capacidade limitada de processamento, inviabiliza o uso de um número excessivo de passos de tempo. Para os dados de velocidade do vento, foi analisada a média centrada em cada hora e com os dados de direção do vento foi feito uma análise da predominância do vento em um intervalo de uma hora.

Para uma análise dos sistemas meteorológicos atuantes no período do estudo foram solicitadas cartas sinóticas durante o mês de Agosto no site da Marinha do Brasil,

especificamente o Centro de Hidrografia da Marinha. Os dados de precipitação foram obtidos na estação pluviométrica de Belo Jardim/PE, que faz parte da rede gerenciada pela Agência Pernambucana de Águas e Clima (www.apac.pe.gov.br).

Figura 3.1: Mapa de localização da região de estudo.

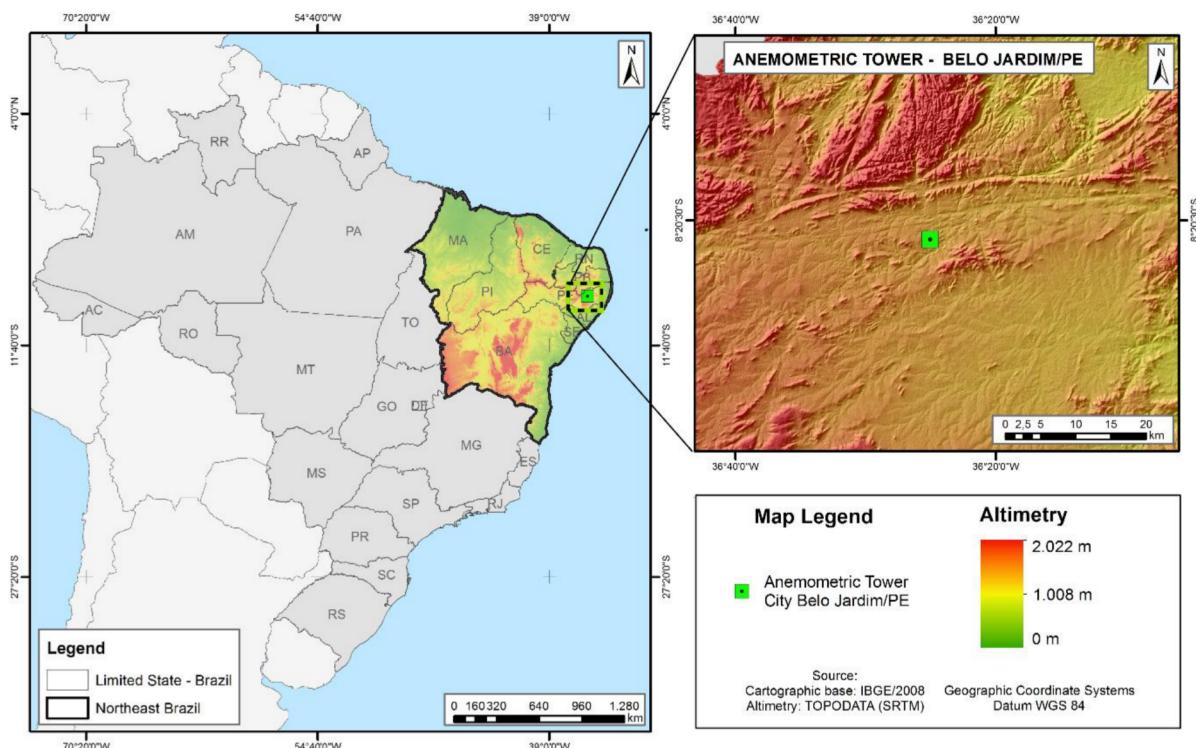


Tabela 3.1: Características locais do município de Belo Jardim/PE.

Torre Anemométrica	Coordenadas Geográficas	Altitude (m)	Relevo	Vegetação
TA-BJ	36° 25' 46" O/ 08° 22' 03" S	718	Planalto	Caatinga

Fonte: Elaborado pela autora, 2020.

Figura 3.2. Torre anemométrica do projeto SONDA em Belo Jardim/PE.



Fonte: SONDA/INPE (2004).

3.2 Aspectos gerais do modelo de mesoescala WRF

O *Weather Research and Forecasting* é um sistema computacional dinâmico de Previsão Numérica do Tempo (PNT), projetado tanto para fins operacionais quanto para pesquisas. O desenvolvimento do modelo foi feito por meio de centros universitários, operacionais e agências governamentais, majoritariamente, dos Estados Unidos, são eles: *National Center for Atmospheric Research's* (NCAR) *Mesoscale and Microscale Meteorology Division* (MMM), *National Oceanic and Atmospheric Administration's* (NOAA), *National Centers for Environmental Prediction* (NCEP), *Earth System Research Laboratory* (ESRL), *Department of Defense's Air Force Weather Agency* (AFWA), *Naval Research Laboratory* (NRL), *Center for Analysis and Prediction of Storms* (CAPS) e a *Federal Aviation Administration* (FAA).

O desenvolvimento avançado do modelo WRF, através de muitas instituições operacionais e de pesquisa renomadas, fazendo com que este modelo tenha se tornado o estado-

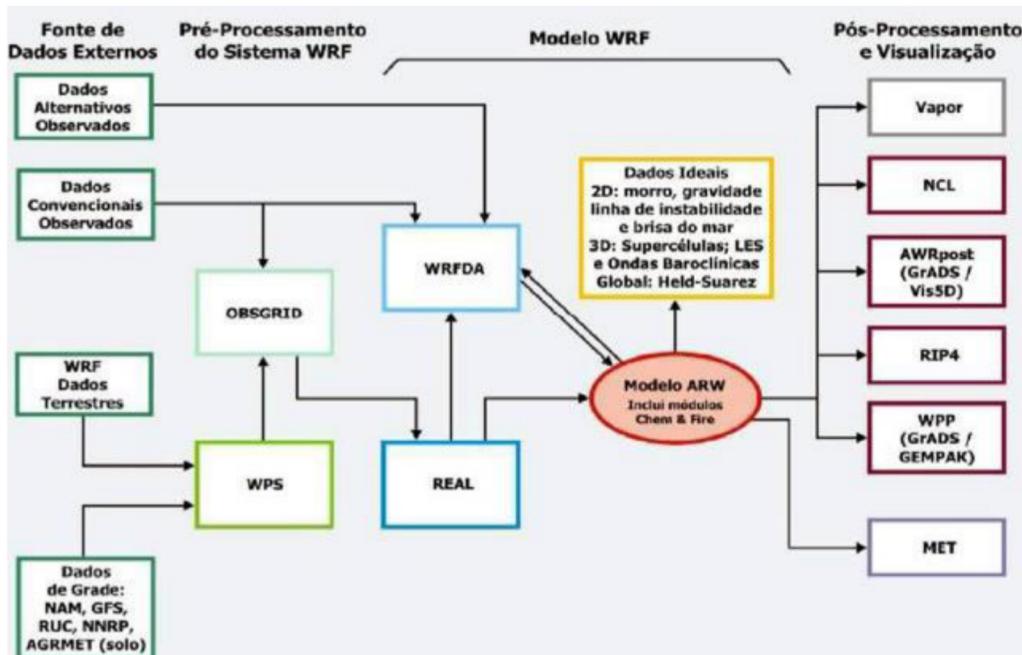
da-arte em simulações de processos atmosféricos. Além disso, é um modelo que apresenta alta portabilidade entre os sistemas operacionais, sendo possível instalar seus códigos em diferentes plataformas computacionais, desde notebooks a supercomputadores. Em vista disso, o WRF foi escolhido para simular os aspectos meteorológicos da região em Agosto de 2005, com isso, extraímos as informações de velocidade e direção do vento, além da temperatura do ar na região de interesse.

Este modelo numérico possui dois núcleos distintos: o *Advanced Research WRF* (ARW) e o *Nonhydrostatic Mesoscale Model* (NMM). O ARW é um modelo não-hidrostático, com opção hidrostática, no qual, engloba os esquemas físicos da atmosfera, opções numéricas e dinâmicas, rotinas de inicialização e pacotes de assimilação de dados (WRF-Var). O NMM é um modelo não hidrostático e o sucessor do modelo hidrostático ETA desenvolvido pelo NCEP. O núcleo utilizado neste estudo é o WRF-ARW.

O sistema de modelagem WRF-ARW está organizado em uma sequência lógica para inserção e processamento de dados (Figura 3.3):

- Organização de dados externos (dados de reanálise e de observações);
- Pré-processamento – WPS (WRF Preprocessing System);
- Núcleo Dinâmico ARW (opção incluída: Assimilação de dados – WRF-Var);
- Pós-processamento e Ferramentas gráficas.

Figura 3.3: Esquema do modelo numérico de mesoescala – WRF.

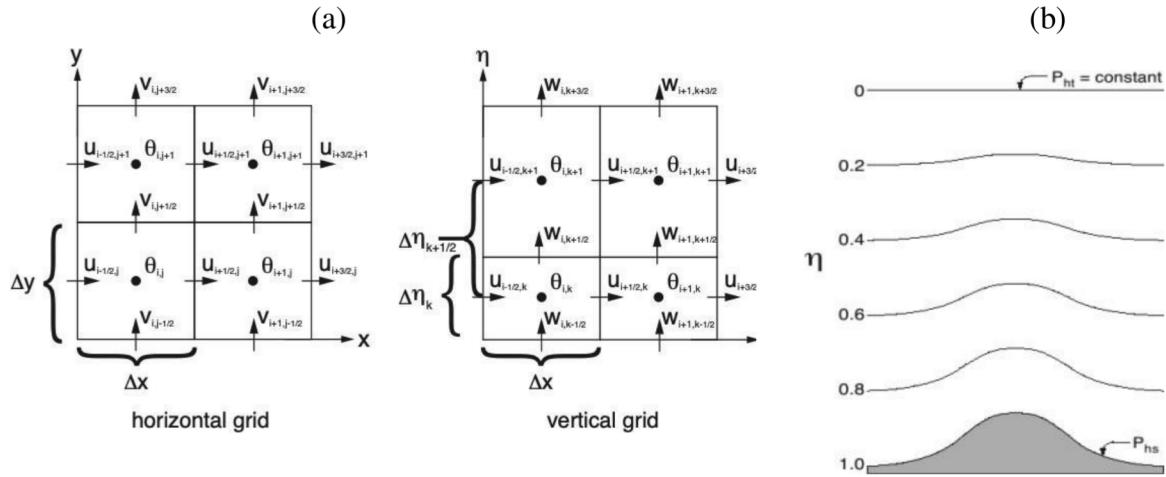


Fonte: Aguiar (2015).

De um modo geral, o WPS prepara os dados de condições iniciais e de contorno, define os domínios da simulação, interpolação de dados de terreno (topografia, vegetação, uso e cobertura do solo), dados meteorológicos de fontes externas, projeção de mapas (polar estereográfico, Lambert, Mercator e latitude-longitude) e aninhamento de grades para simulações. Nesta etapa, três programas executáveis são formados: geogrid, ungrid e o metgrid. O geogrid define os domínios da simulação e interpola bancos de dados topográficos. O ungrid decodifica os dados no formato GRIB, nos quais contém variáveis meteorológicas oriundas de modelos globais ou regionais e então, escreve em formato mais simples (formato intermediário). O metgrid interpola horizontalmente os dados meteorológicos no formato intermediário, que são extraídos dos domínios de simulação pelo programa ungrid definido no geogrid. Além dos programas, ele contém subprogramas executáveis, tais como o (ideal.exe, real.exe e wrf.exe) que juntos realizam a inicialização e posteriormente, a simulação.

A discretização espacial no ARW é feita empregando a grade do tipo C (ARAKAWA; LAMB, 1977; SKAMAROCK et al., 2008), como mostrado na Figura 3.3a. Nesse tipo de grade, as variáveis termodinâmicas são definidas no centro da malha (chamadas de θ) e as componentes escalares da velocidade do vento (U , V , W) são calculadas no ponto médio do elemento de grade. No ARW também é possível definir o tipo de projeção cartográfica, a opção Mercator foi escolhida para elaborar os mapas. As equações do ARW são formuladas usando coordenadas verticais de pressão hidrostática (η), que tem por característica acompanhar o relevo do terreno (Figura 3.3b). Por fim, o ARWPost converte as saídas do modelo em um formato compatível com algum programa de visualização dos gráficos.

Figura 3.3: Grades horizontais e verticais do ARW (a) e coordenadas η do ARW (b).



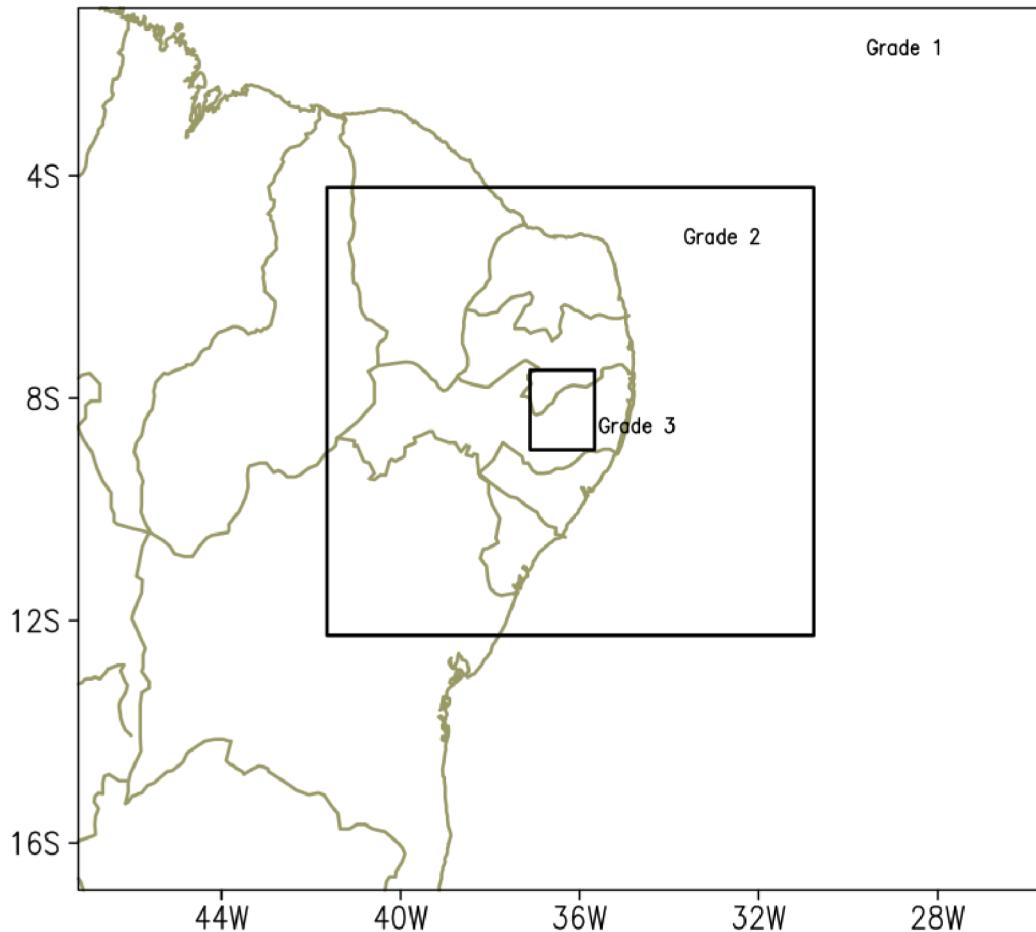
Fonte: Skamarock et al., 2008.

3.3 Configurações e experimentos numéricos

O modelo WRF foi instalado em um cluster da Universidade Federal do Rio Grande do Norte, cujas características consistem em 19 nós, cada um com processador Intel Quad Core i7 2600 3.4Ghz (4 núcleos e 8 threads), 2 GB de memória RAM, 6 discos rígidos de 1 TB e uma placa-mãe Intel DH67CLB3.

A área escolhida para realizar as simulações é observada na Figura 3.4, onde serão utilizadas três grades aninhadas (Grade 1, Grade 2 e Grade 3). O primeiro domínio Grid 1 possui 160×120 pontos de grade de longitude x latitude e 9 km de espaçamento de grade. O segundo domínio *Grid 2* possui 205×181 pontos de grade de longitude x latitude e 3 km de espaçamento de grade. O terceiro domínio *Grid 3* possui 161×161 pontos de grade de longitude x latitude e 1 km de espaçamento de grade. O primeiro domínio abrange quase toda a região Nordeste do Brasil (NEB) e uma faixa do Oceano Atlântico, o segundo domínio uma porção do NEB, enquanto que o terceiro domínio comprehende o território que contém as torres anemométricas, situadas em Belo Jardim/PE.

Figura 3.4: Área escolhida dos domínios da simulação numérica.



Fonte: Elaborado pela autora, 2020.

As simulações tiveram data inicial em 01 de agosto de 2005 às 00UTC e data final em 31 de agosto de 2005 às 00 UTC. Na Tabela 2.2, as configurações do modelo e parametrizações físicas utilizadas nas simulações são informadas e são baseadas nos estudos de Santos et al. (2016). Usamos o mesmo conjunto de parametrizações nas três grades definidas na Figura 3.3.

Como dados de entrada, utilizou-se os dados de entrada do modelo GFS do *National Center of Atmospheric Research* (NCEP). A resolução espacial e temporal é de $0,5^\circ$ (50 km) e de 1 hora, respectivamente e estão disponíveis no site <https://nomads.ncep.noaa.gov/pub/data/nccf/com/gfs/>. O GFS é um modelo com processos físicos acoplados nas interfaces oceano-atmosfera e solo-gelo-vegetação-atmosfera (YANG et al., 2006). Os dados de topografia e umidade do solo foram obtidos do padrão do WRF que são fornecidos pelo *United States Geological Survey* (USGS) encontrado em https://www2.mmm.ucar.edu/wrf/src/wps_files/geog.tar.gz. As condições de cobertura e uso

do solo aplicadas no modelo foram extraídas do MODIS (*Moderate-resolution Imaging Spectroradiometer*, <https://modis.gsfc.nasa.gov/>), com resolução de pixel de 5 km e produzidos para um total de 20 níveis verticais na atmosfera.

A escolha das parametrizações foi baseada no estudo de Santos et al. (2016), uma vez que os autores realizaram simulações em área muito próxima a do presente estudo. Para os processos radiativos na faixa de onda longa e de onda curta, optou-se por aplicar o esquema RRTMG descrito por Iacono et al. (2008). Esse esquema inclui o método de MCICA (Monte-Carlo *Independent column approximation*) e tem sido utilizado em modelos de circulação geral. O esquema WRF Single Moment 6 Class para microfísica de nuvens inclui processos envolvendo seis classes de hidrometeoros, vapor d'água, chuva, neve, gelo, água de nuvem, graupel e processos de fase mista (THOMPSON et al., 2004).

A parametrização de convecção é executada pelo conjunto de equações de Kain; Fritsch, (1990; 1993), que é um modelo de nuvem simples, com correntes de umidade ascendentes e descendentes e inclui efeitos de interação com a atmosfera e uma microfísica simples. A parametrização de CLA se baseia na teoria de similaridade de Monin-Obukhov (MONIN; OBUKHOV, 1954) e inclui parametrizações para uma subcamada viscosa sobre a água, assim como sobre o solo segundo Janjic (1994). Para o caso do solo, esta opção considera a altura da rugosidade variável com a temperatura e umidade e utiliza um método de iteração de cálculo para os fluxos de superfície na camada proposto por Zilitinkevich (1995). A intensidade da turbulência na CLA é parametrizada através do modelo de Mellor-Yamada-Janjic, com um fechamento de nível 2.5 (MELLOR; YAMADA, 1982).

Quadro 2.2: Configurações e parametrizações utilizadas na simulação do modelo WRF

Simulações	Grade 1	Grade 2	Grade 3
Modelo		WRF versão 4.8.1	
Condições iniciais e de contorno		GFS 0.5º	
Dados de topografia e de umidade do solo		<i>U.S Geological Survey (USGS)</i>	
Dados de cobertura do solo		<i>Moderate-resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS)</i>	
Período de Integração		00Z – 01/08/2005 às 31/08/2005	
Número de grades		3	
Pontos de grade em x	160	205	161
Pontos de grade em y	120	181	161
Espaçamento de grade	9 km	3 km	1 km
Número de níveis verticais		40	
Razão do time-step entre os domínios		1/3	
Param. Radiação de comprimento de onda longa		<i>Rapid Radiative Transfer Model (RRTMG)</i>	
Param. Radiação de comprimento de onda curta		<i>Rapid Radiative Transfer Model (RRTMG)</i>	
Param. Microfísica		WRF Single-Moment 6-class	
Param. Convectiva		Kain-Fritsh	
Param. Camada de Superfície		Monin-Obukhov (Similaridade)	
Param. Modelo de Superfície do Solo		Noah Land-Surface Model	
Camada Limite Planetária		Mellor-Yamada-Janjic	

Fonte: Elaborado pela autora, 2019.

3.4 Avaliação dos dados observados e das simulações do WRF-ARW

Os dados de temperatura do ar e velocidade média do vento foram submetidos a uma análise estatística descritiva, calculou-se a média, máxima, mínima e o desvio padrão. Para os dados de direção do vento, foi estimado a direção predominante do vento, uma vez que quantificá-lo estatisticamente é inadequado pois esta é uma variável periódica e circular com descontinuidade no limite 0-360° (SILVA; ZAPAROLI; FISCH, 2016). Nesse caso, optou-se por analisar subjetivamente por meio de gráficos de rosas dos ventos, onde é possível visualizar a predominância do vento. Os dados simulados foram extraídos por meio do ponto de grade mais próximo da TA-BJ.

A avaliação de desempenho entre os dados simulados e observados foi feita empregando um diagrama proposto por Taylor (2001), no qual relaciona ambas as séries por meio da correlação (Eq. 1), *Root Mean Squared Error* (RMSE) (Eq. 2) e pela amplitude das variações (representado pelo desvio-padrão) (Eq. 3).

$$r = \frac{\sum_{i=1}^n (P_{obs,i} - \bar{P}_{est})}{\sqrt{(\sum_{i=1}^n (P_{obs,i} - \bar{P}_{obs})^2)(\sum_{i=1}^n (P_{est,i} - \bar{P}_{est})^2)}} \quad (\text{Eq. 1})$$

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (P_{est,i} - P_{obs,i})^2} \quad (\text{Eq. 2})$$

$$\sigma = \sqrt{\frac{(P_{obs} - \bar{P}_{obs})^2}{(n-1)}} \quad (\text{Eq. 3})$$

Onde σ é o desvio-padrão (varia de $-\infty$ a $+\infty$); $P_{obs,i}$ é o valor observado no tempo i ; \bar{P}_{obs} é o valor observado médio; n é o número de observações; r é o coeficiente de correlação (varia de 0 a 1, sendo 1 o melhor resultado); $P_{est,i}$ é o valor estimado no tempo i ; \bar{P}_{est} é o valor médio simulado; RMSE é a raiz do erro quadrático médio (varia de 0 a $+\infty$, sendo 0 o melhor resultado).

No diagrama de Taylor, o desvio-padrão é proporcional a distância radial a partir da origem. A Raiz do Erro Quadrático Médio é proporcional à distância do ponto no eixo x identificada como observado e o coeficiente de correlação está relacionado com o ângulo azimutal.

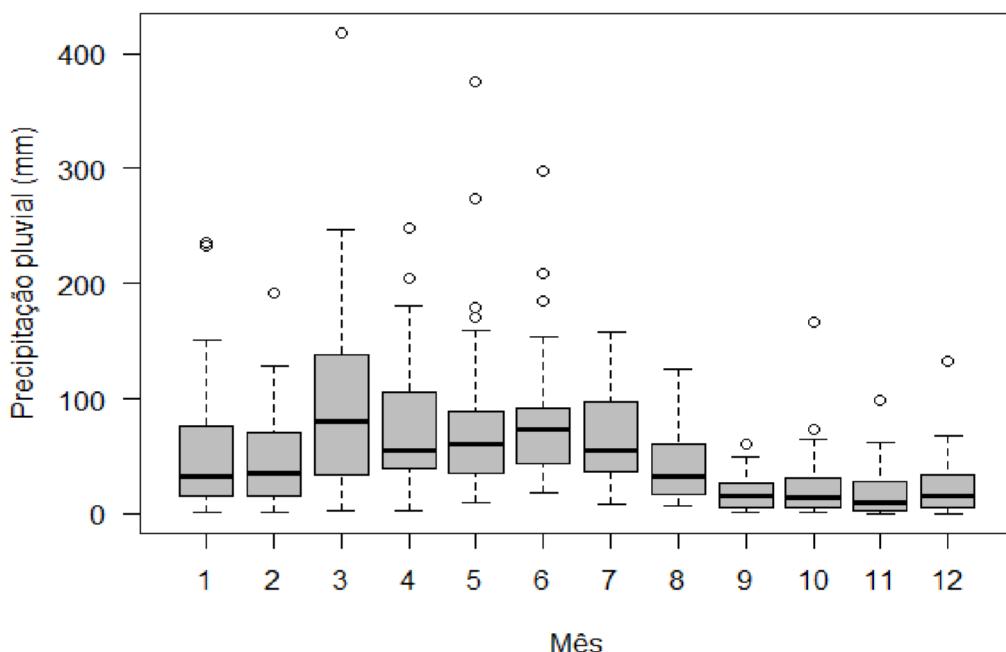
4 RESULTADOS E DISCUSSÕES

4.1 Considerações gerais sobre a climatologia e aspectos meteorológicos de Belo Jardim/PE

As variabilidades mensais e interanuais dos regimes pluviométricos do Belo Jardim/PE estão representadas na forma de *boxplot* para uma análise dos valores de média, *outliers* (valores atípicos) e quartis máximos e mínimos e são encontradas nas Figuras 4.1 e 4.2, respectivamente. A série temporal de precipitação acumulada (mm) foi obtida no banco de dados da APAC no período de janeiro de 1980 a dezembro de 2019.

Na Figura 4.1, onde está expressa a variabilidade média mensal, verifica-se que o período chuvoso nos meses de março a julho, sendo o mês de março mais chuvoso da região, com um volume de chuva cerca de 100 mm, podendo atingir até 400 mm. Já o período menos chuvoso abrange os meses de agosto a dezembro, com os meses mais secos em setembro e novembro, com o volume de chuva inferior a 50 mm. A configuração de precipitação nessa região está diretamente relacionada com os sistemas meteorológicos atuantes a ZCIT, que tem sua posição em média de 2°S nos meses de março e abril (MOLION, 1998). Os Distúrbios Ondulatórios de Leste também podem intensificar a convecção entre os meses de abril a junho nesta região (ESPINOZA, 1996) e nos meses de verão, a atuação do VCAN pode contribuir com a precipitação em Belo Jardim/PE (RAMIREZ et al., 1999).

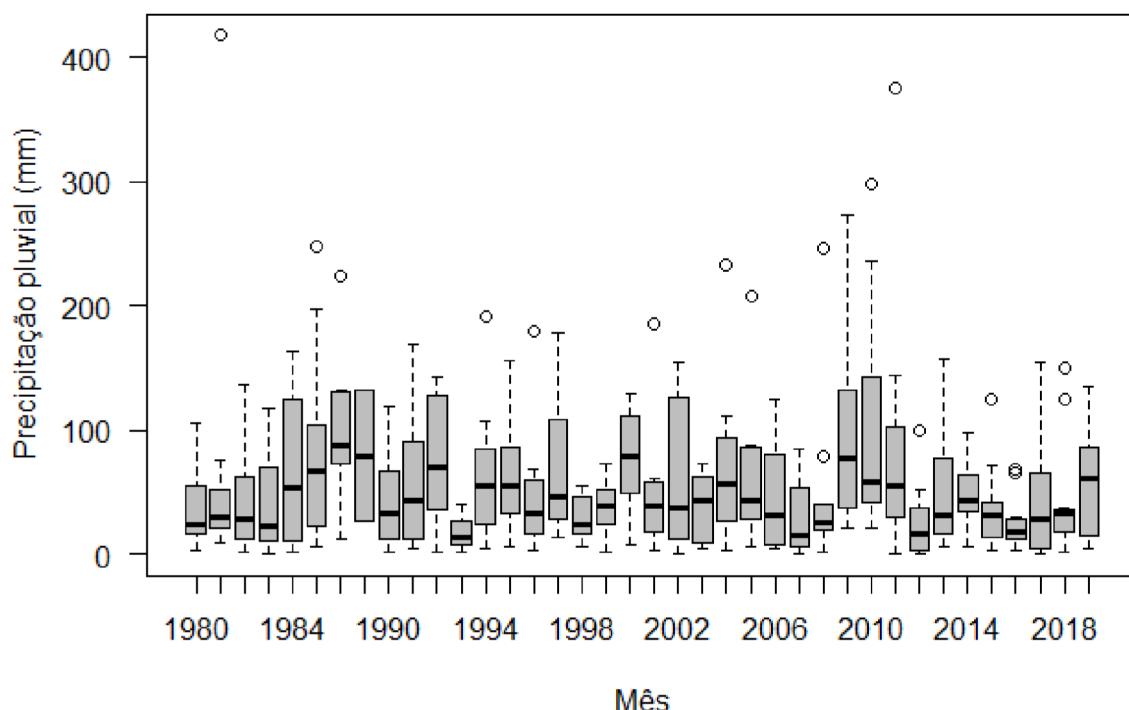
Figura 4.1 – Variabilidade mensal da precipitação pluvial acumulada (mm) no período de janeiro de 1980 a dezembro de 2019 para o município de Belo Jardim/PE.



A Figura 4.2 mostra a distribuição anual da precipitação durante o período de janeiro de 1989 a dezembro de 2019. É possível observar a variabilidade da precipitação ao longo dos anos com eventos extremos em certos períodos. A média anual da precipitação encontra-se abaixo de 100 mm., no entanto, foi observado uma média anual acima de 400 mm em anos atípicos. A ocorrência de eventos extremos no Nordeste do Brasil está relacionada com a fases positivas e negativa do fenômeno El Niño, Oscilação Sul (ENOS) (ROPELEWSKI E HALPERT, 1987), Chaves (1999) analisou dados diários de precipitação, dados de reanálise do NCEP e dados de TSM e observou esta associação.

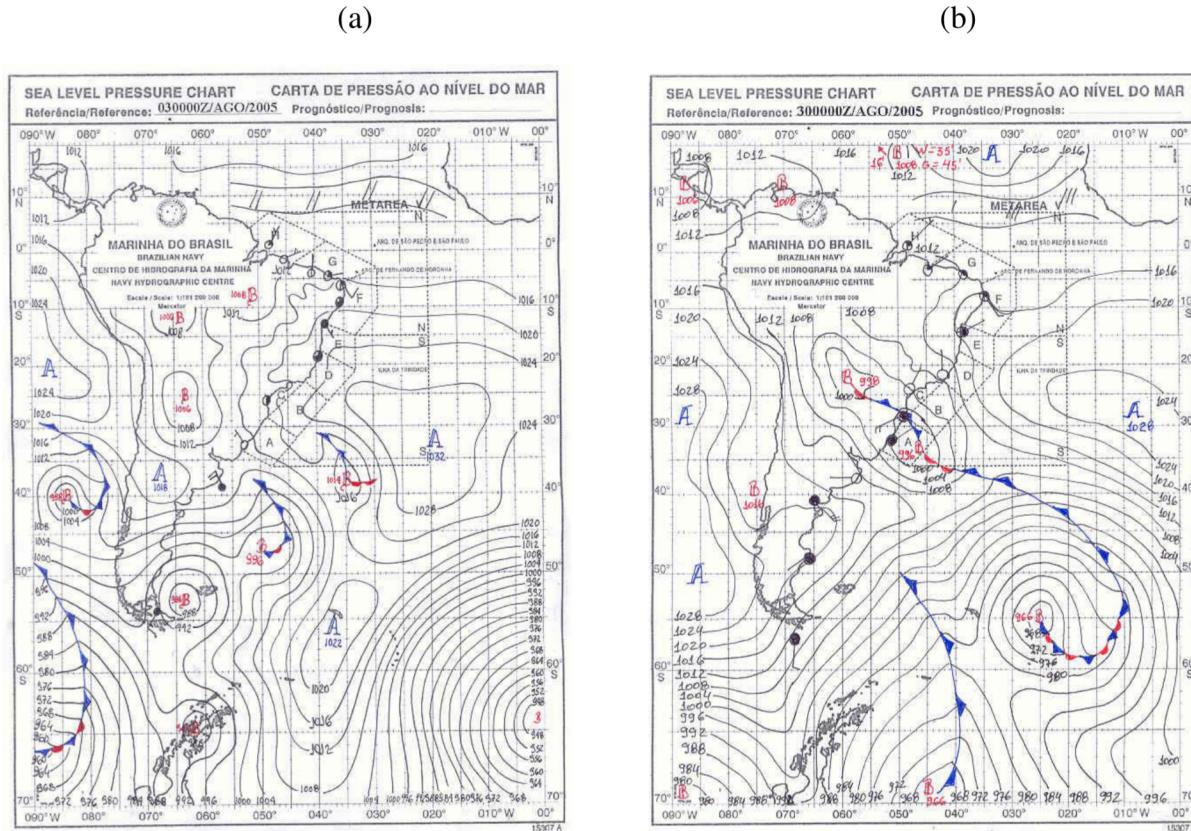
Xavier et al. (2003) e Santos e Brito (2007), mostraram que a precipitação sobre o NEB é bastante sensível a extremos de TSM no Oceano Pacífico Equatorial, assim como, as anomalias da TSM do Atlântico Tropical associado ao Dipolo do Atlântico. Esses sistemas de interação oceano-atmosfera são os principais controladores na variabilidade interanual de chuvas sobre o NEB (ALVES et al., 2017).

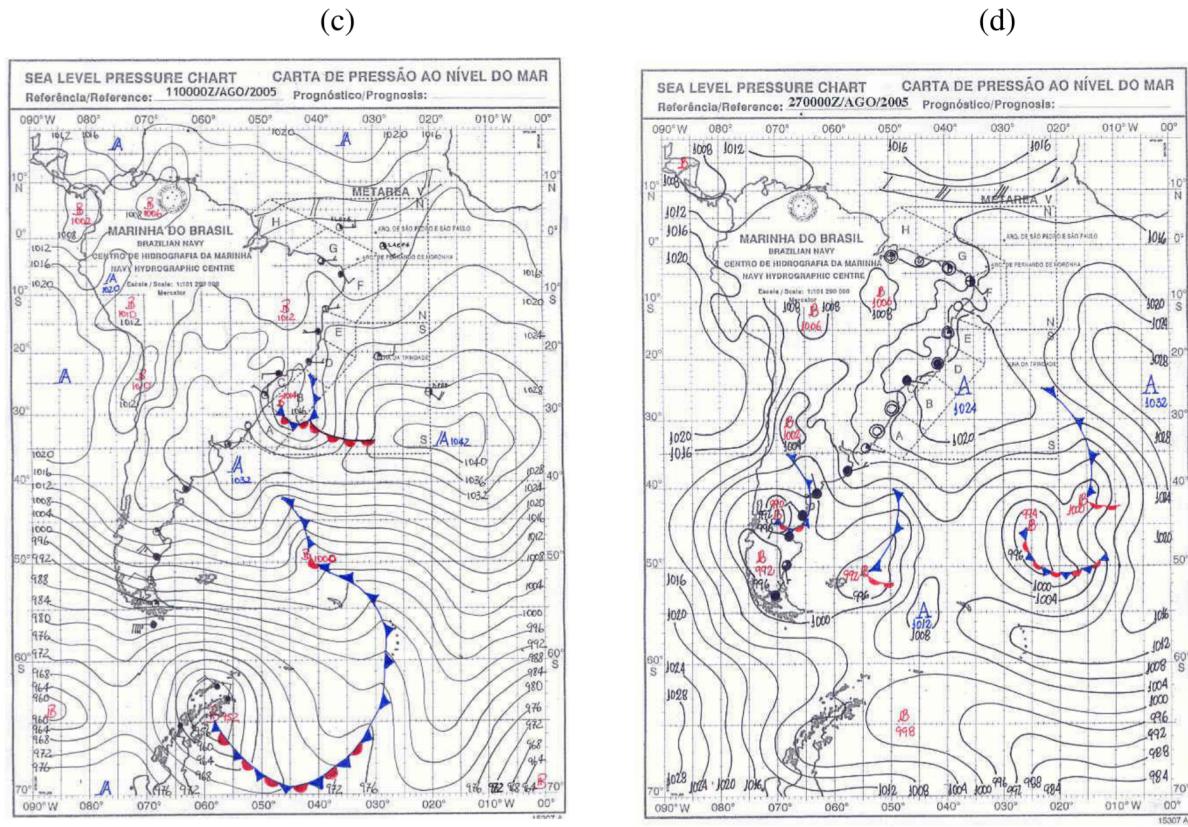
Figura 4.2 – Variabilidade interanual da precipitação pluvial acumulada (mm) no período de janeiro de 1980 a dezembro de 2019 para o município de Belo Jardim/PE.



Conforme a síntese sinótica do mês de agosto de 2005 da Marinha do Brasil para as referências os dias 3 (Fig. 4.2a), 30 (Fig. 4.2b), 11 (Fig. 4.2c) e 27 (Fig. 4.2d) no mesmo horário (0000 UTC), nota-se em geral uma atuação de sistemas frontais sobre o Atlântico Sul (Fig. 4.2a e Fig. 4.2c) e sobre o continente (Fig. 4.2b e 4.2d), no entanto, os sistemas não interferiram sinoticamente na região de estudo. A ASAS tem valor médio de 1031,0 hPa e sua posição varia, se estendendo desde 25°S/10°W à 25°S/25°W, mais próximo e mais afastado do continente, respectivamente. A ZCIT atua em torno de 08°N/10°N no Oceano Atlântico. A posição da ASAS influencia na direção do vento para Sudeste neste período no setor de estudo, constatado as isotacas presentes nas cartas sinóticas da Figura 4.2.

Figura 4.2 – Cartas sinóticas para os dias 3, 30, 11 e 27 de agosto de 2005.





Fonte: <https://www.mar.mil.br/dhn/chm/meteo/prev/cartas/cartas.htm>.

4.2 Distribuição espacial da velocidade do vento simulada

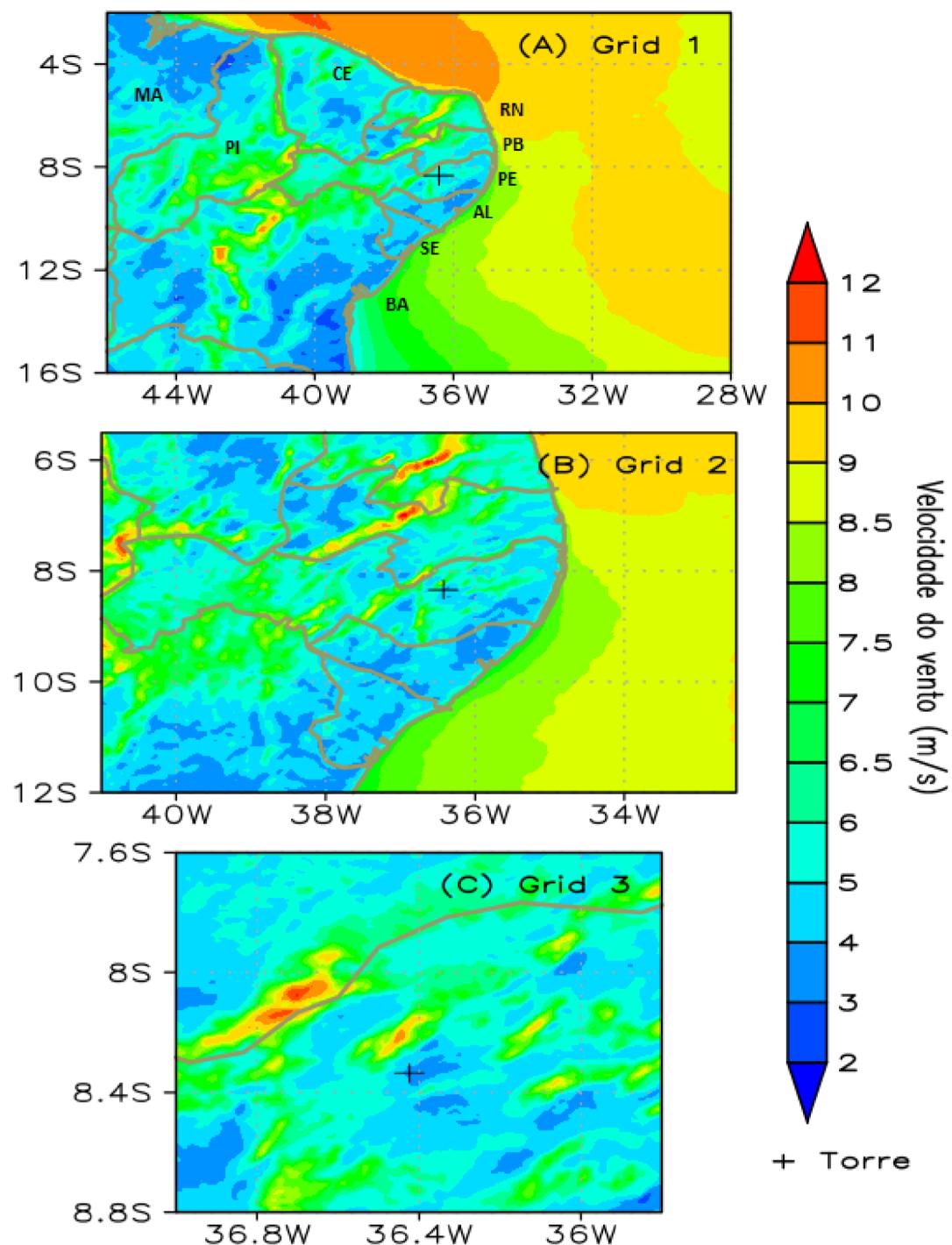
A Figura 4.3 apresenta o campo de velocidade média do vento a 100 metros para os três espaçamentos de grade simulados correspondente ao mês de agosto de 2005 e a localização da torre anemométrica. A Figura 4.3a compreende a simulação da grade 1 onde cobre uma grande porção da região Nordeste. Nesta Figura verifica-se que as áreas com maiores intensidades do vento atuam no interior do continente e na faixa oceânica do Atlântico Norte. O interior da região Nordeste é marcado por áreas com topografia elevada que podem intensificar o vento como uma canalização, dessa forma, ventos a 10 m/s podem ser observados em alguns pontos numa faixa desde o interior do Estado do Rio Grande do Norte (RN) até o interior da Bahia (BA).

A faixa litorânea no setor norte da Figura 4.3a é estratégica para projetos eólicos *offshore*, uma vez que são identificados ventos acima de 10 m/s. Estes valores coincidem com o resultado das simulações numéricas encontrado por Lima et al. (2014), em que a velocidade média do vento estimada foi entre 10 m/s a 14 m/s durante episódios de La Niña e entre 8 m/s

e 10 m/s em anos de El Niño, ambos na estação seca. As menores intensidades do vento se situam, principalmente, a sudeste e a noroeste da região Nordeste devido a redução do gradiente-térmico oceano-terra e a presença de obstáculos naturais (como por exemplo, a vegetação – próximo a região Amazônica), respectivamente. Germano et al. (2017) realizou uma análise observacional conduzida na parte leste do Amazonas, próximo ao Estado do Maranhão, e foi constatado ventos médios de até 6 m/s, cujo padrão também é observado no Estado do MA (Figura 4.3a).

A Figura 4.3b mostra a simulação da grade 2 que abrange o setor leste da região, é possível observar com maior detalhe as regiões com intensidade média do vento de até 12 m/s nos Estados da PB e do RN e as menores intensidades do vento predomina no setor do litoral sudeste variando de 3 a 5 m/s. A Figura 4.3c apresenta a simulação com menor espaçamento de grade e maior detalhamento da região onde localiza a torre anemométrica de Belo Jardim (Grade 3). Verifica-se que próximo a TA-BJ a velocidade média do vento atinge de 10 a 12 m/s e uma grande porção da área fica em torno de 5 a 8,5 m/s. No entanto, nota-se que há lugares próximos a TA-BJ com melhores recursos do vento (12 m/s), com isso, pode-se afirmar que a TA-BJ não foi instalada no lugar mais propício à captação de recurso eólico. Silva et al. (2017) simulou uma área de terreno complexo próximo a TA-BJ com o modelo de mesoescala WRF e verificou ventos intensos acima de 8 m/s, semelhante ao que foi encontrado no presente trabalho.

Figura 4.3 – Média da velocidade do vento (m/s) a 100 metros para agosto de 2005 das três grades de simulação: (a) grade 01 – 9 km, (b) grade 02 – 3 km e (c) grade 03 – 1 km.



4.3 Análise da velocidade do vento diária

A série temporal da média diária da velocidade do vento é apresentada na Figura 4.4. A comparação é com o ponto de grade mais próximo da torre. Verifica-se que o modelo simula de maneira adequada as transições entre os períodos de maiores e menores médias na velocidade do vento, conforme indicado entre os dias 10 e 14. Os valores simulados na grade 01 são superiores em comparação às grades 02 e 03 na maior parte da série. Observa-se também que o domínio 01 superestima entre 0-3 m/s e até 7 m/s e subestima até 4 m/s. Enquanto que a diferença entre os valores observados e as simulações dos domínios 02 e 03 ficam entre 0-2 m/s no geral e chegam até 6 m/s.

Ramos et. al (2013) realizaram prognósticos da velocidade do vento por meio do WRF-ARW para locais situados no Estado de Alagoas (NEB), incluindo áreas de terreno complexo com altitude semelhante a Belo Jardim/PE. Os resultados mostraram uma maior variação da intensidade do vento entre agosto e outubro e o modelo apresentou uma dificuldade em prever com maior precisão os valores máximos da velocidade do vento no período seco; portanto, o presente resultado concorda com o apresentado pelos autores, por exemplo no dia 3 de agosto.

Uma hipótese que também pode ser mencionada com relação à dificuldade nas comparações das simulações é a existência de fenômenos extremamente locais, que não tem sido possível calcular na resolução espacial adotada. Por exemplo, o sítio Belo Jardim possui uma cobertura vegetal heterogênea com presença de centros populacionais, o que pode gerar efeito esteira onde a TA-BJ está instalada, consequentemente, a velocidade do vento é reduzida em virtude dos obstáculos presentes ao redor da torre anemométrica (LUNDQUIST et al., 2018). Uma das possíveis soluções é mostrado em Jiménez-Esteve et al. (2018), em que simulações com grades mais refinadas, com o uso de *Large Eddy Simulation* (LES) (<1 km), são necessárias para captar esses fenômenos, uma vez que parte dos processos turbulentos são resolvidos dinamicamente. No entanto, como a maioria dos conjuntos de dados de uso e ocupação do solo disponíveis não possui resolução inferior a 1 km, poucos estudos têm tido sucesso ao avaliar dados observados e simulados em processos de sub-grade, utilizando a técnica LES para escala de centenas de metros (HORVATH et al., 2012; SEAMAN et al., 2012). Além disso, o método é computacionalmente mais custoso (TALBOT; BOU-ZEID; SMITH, 2012).

Santos-Alamillos et. al (2013) realizaram 32 simulações em terreno complexo, usando diferentes esquemas de parametrização (microfísica, cumulus, radiação e de camada limite planetária) em resoluções espaciais de 9 km, 3 km e 1 km e para o ano de 2005. Os autores pontuaram os problemas apresentados pelo modelo WRF-ARW nas simulações do vento

conduzidas, especialmente próxima a superfície: 1) Representação da topografia e morfologia do terreno nos domínios modelados e 2) Representação numérica dos processos físicos em escala sub-grade. O modelo WRF-ARW é mais sensível na escolha da parametrização de camada limite planetária para a mudança da velocidade do vento em terreno complexo, quando comparado às outras parametrizações.

Figura 4.4 – Ciclo diário da velocidade do vento (m/s) dos dados observados e simulados da grade 1, 2 e 3 para o mês de agosto de 2005.



Na Tabela 4.1 apresenta-se a estatística descritiva da série temporal da velocidade do vento. Nela, apresentamos os valores médios, máximos, mínimos e o desvio padrão dos dados observados e das simulações, foram calculados para cada grade 9 km (d1), 3 km (d2) e 1 km (d3) no mês de agosto de 2005. A maior velocidade média do vento foi registrada na simulação na Vd1 (5,17 m/s), tendo como velocidade máxima o Vd3 (9,87m/s) e mínima em Vd2 (0,07 m/s). O maior desvio padrão entre os dados observados e os simulados foi encontrado na grade 03 (2,4 m/s) e o menor, na grade 01 (1,9 m/s).

Tabela 4.1 – Estatística descritiva dos dados observados e simulados.

		Média	Máxima	Mínima	Desvio Padrão
Velocidade do Vento (m/s)	Observado	4,62	9,48	0,72	1,6
	Vd1	5,17	9,54	1,40	1,9
	Vd2	4,24	9,32	0,07	2,3
	Vd3	3,88	9,87	0,08	2,4

4.4 Ciclo diurno da velocidade do vento

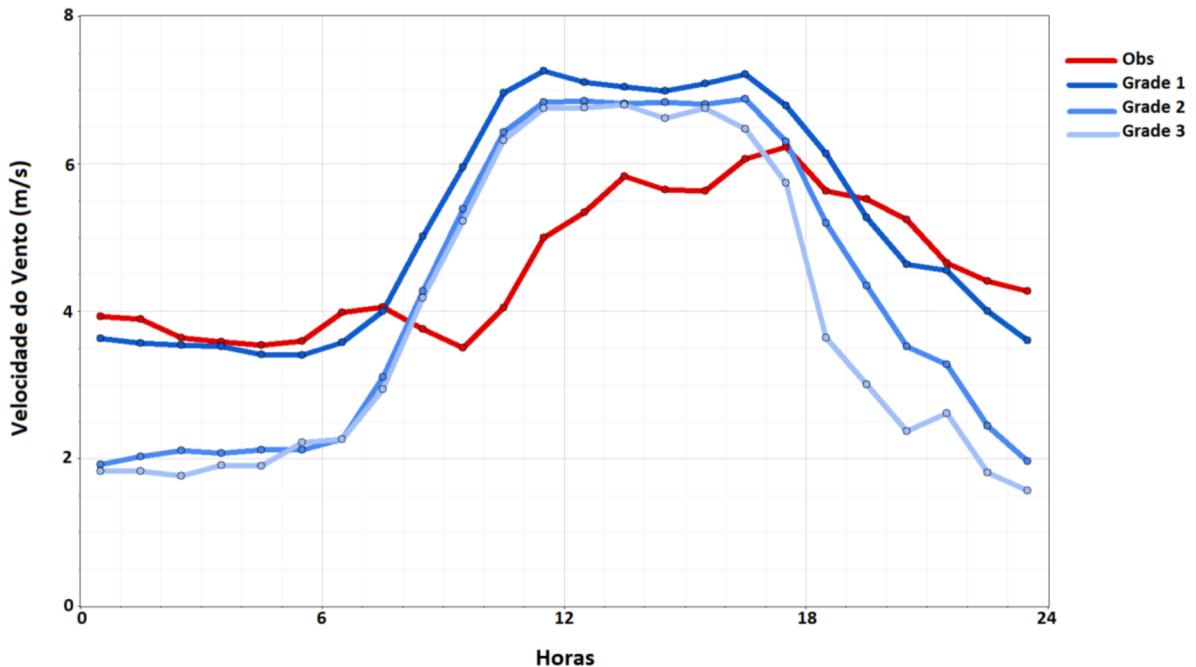
A Figura 4.4 mostra o ciclo diurno e a variabilidade da média diária da velocidade do vento observada e simulada para o mês de agosto de 2005. As observações indicam um ciclo diurno bem definido com valores maiores entre 12h00 e 18h00 (quando se observa o pico de 6,0 m/s) e valores menores no período noturno e pela manhã; o menor valor observado foi às 10h00 (3,7 m/s). Ramos et al., (2018) observou um padrão semelhante nos dados diários de velocidade média do vento em Girau do Ponciano (410 m de altitude) no Estado de Alagoas e associou com a circulação de brisa local. Por outro lado, as simulações apresentam um ciclo bem definido, mas com um comportamento diferente das observações. Os maiores valores são alcançados às 10h00 e apresentam pouca variação até às 16h00, quando começam a diminuir, alcançando valores menores no período noturno. As simulações nas grades 02 e 03 apresentam valores muito próximo na maior parte do ciclo, com diferenças substanciais após as 18h00. Em contrapartida, a grade 01, apresenta valores noturnos muito próximos aos observados, mas com comportamento similar às outras duas grades durante o período entre 06h00 e 18h00. De forma geral, as simulações durante o dia alcançam valores maiores que as observações, enquanto no período noturna as grades 02 e 03 subestimam as observações.

No período noturno, a grade 01 consegue se aproximar dos dados observados, a dimensão deste domínio pode influenciar no resultado, uma vez esta grade insere mais informações sobre as regiões adjacentes, predominando sobre a simulação dos ventos locais e captando mais os fenômenos de mesoescala. Observações sugerem (SILVA, 2015; SILVA et al., 2015) que há ocorrência de jatos noturnos associados a mecanismos de mesoescala em parte da região nordeste, que abrange os estados do Rio Grande do Norte, Paraíba e Pernambuco; portanto, verifica-se um controle dos mecanismos de mesoescala, que são captados pela grade 01.

Por outro lado, as grades mais finas aparentemente amplificam efeitos locais, por exemplo, o resfriamento da superfície via perda radiativa de energia no espectro infravermelho, o que corrobora com as temperaturas mínimas mais baixas verificadas na simulação (não apresentado).

De uma forma geral, o comportamento da grade 01 durante as primeiras horas do dia é provavelmente o resultado de um melhor desempenho na parametrização da CLA, quando há mais turbulência e melhor mistura na CLC. A superestimação da velocidade do vento simulada nas horas centrais do dia corresponde a uma estimativa mais alta da turbulência, ainda assim, durante toda a noite os perfis verticais de temperatura podem ser mais difíceis de representar pelo modelo devido à sua natureza mais estratificada e, por tanto aos fluxos turbulentos estimados.

Figura 4.4 – Ciclo diurno da velocidade do vento (m/s) dos dados observados e simulados da grade 1, 2 e 3 para o mês de agosto de 2005 (hora local).



Vale ressaltar que a estratificação vertical é inherentemente incluída nos modelos e diferentes esquemas da CLP influenciam no desempenho do ciclo diário simulado (PELLEGRINI et al., 2019; MUÑOZ-ESPARZA et al., 2011). Algumas parametrizações da CLP funcionam melhor em condições de estratificação neutra e instável, outras em condições estáveis, e outras ainda em todos os casos, de modo que não há ainda consenso quanto à melhor

configuração (GARCIA-DIEZET al., 2012). No entanto, este tipo de estudo envolve outras variáveis termodinâmicas e foge do objetivo deste trabalho.

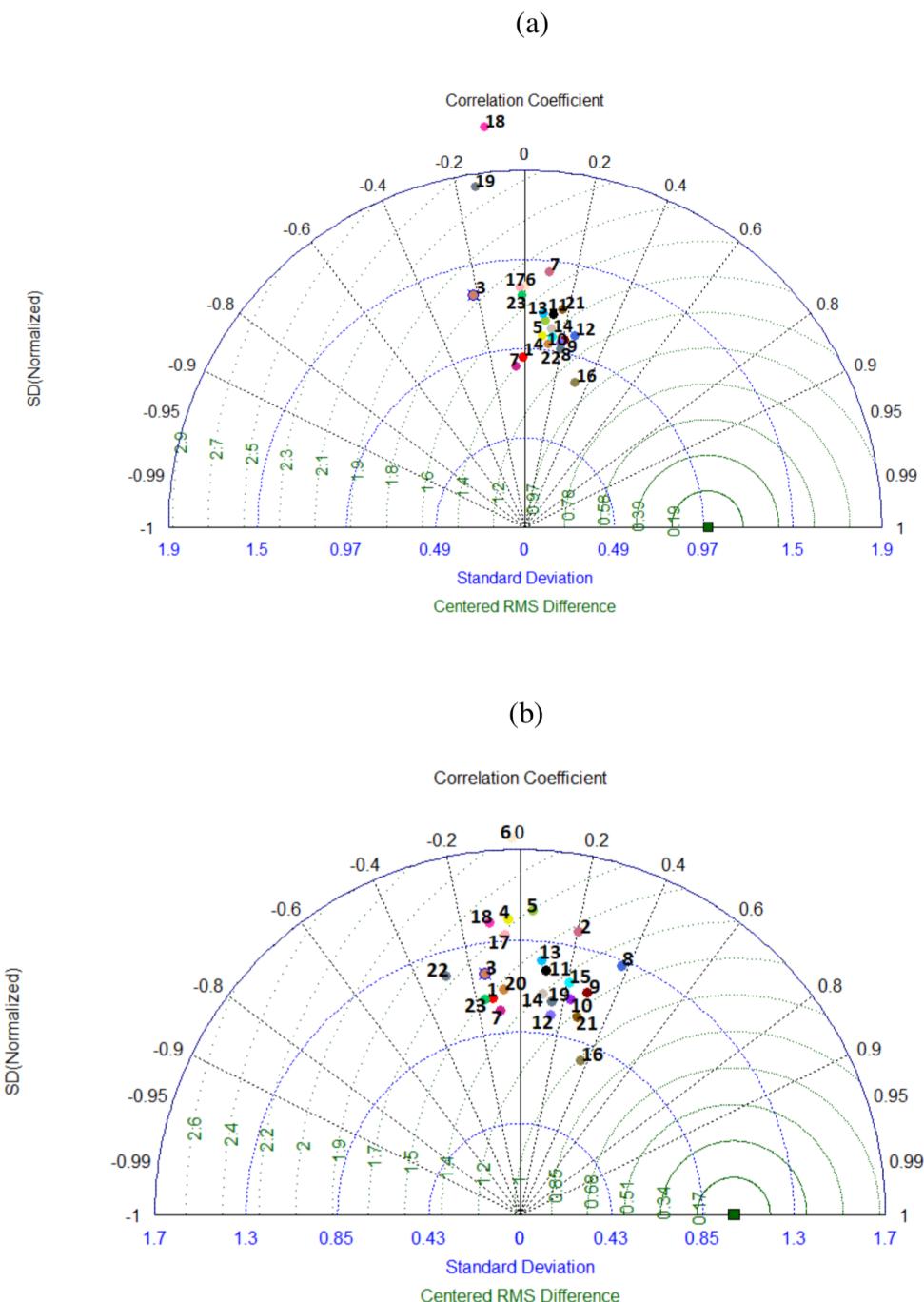
4.5 Análise estatística da velocidade do vento

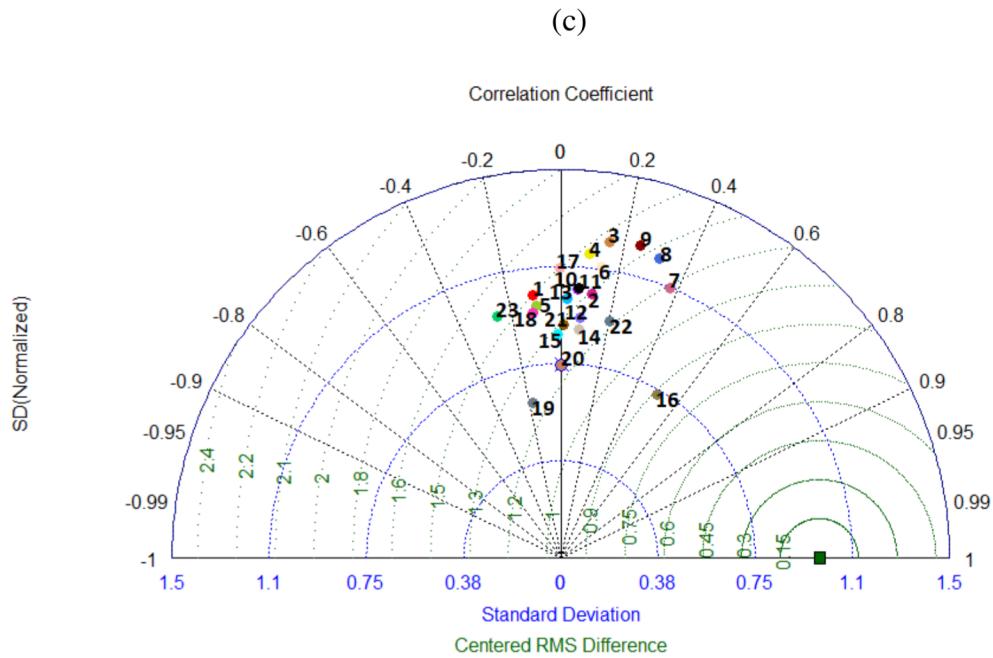
Nas Figuras 4.5 apresenta-se os diagramas de Taylor da velocidade do vento nas três grades. A Figura 4.5a mostra o desempenho médio horário dos dados observados com relação a simulação da grade 01, onde é possível observar que a maior parte dos pontos estão agrupados e estão próximos a um RMSE entre 1,2 m/s a 1,4 m/s, a um desvio-padrão entre 0,97 a 1,9 m/s; porém, com um coeficiente de correlação em torno de 0,2. Os horários das 18h, 19h e 20h obteve um RMSE em torno de 1,2 m/s, desvio-padrão próximo a zero e um coeficiente de correlação negativo em aproximadamente -0,2.

Na Figura 4.5b, cujo gráfico representa os valores simulados da grade 02 com relação aos dados observados, nota-se pontos mais espaçados em comparação com a grade 01, tendo um RMSE no intervalo de 0,85 m/s a 1,3 m/s. O coeficiente de correlação resultou em aproximadamente 0,4 nos horários das 8h e 16h. O menor RMSE foi observado nos dois horários mencionados e o maior valor foi encontrado no horário das 22h. O desvio-padrão ficou no intervalo de 0,1 a 0,43 m/s, como observado às 5h e 19h, respectivamente.

Para a grade 03, a Figura 4.5c mostra que o maior coeficiente de correlação foi no horário das 16h com um valor em aproximadamente 0,6 e o menor foi no horário das 17h, onde resultou em aproximadamente 0. O maior RMSE foi 1,2 m/s às 23h. e o menor às 17h. No geral, a grade 03 resultou em um RMSE entre 0,9 m/s a 1,6 m/s. O desvio padrão ficou no intervalo de 0,75 m/s a 1,1 m/s.

Figura 4.5 – Diagrama de Taylor da média horária da velocidade do vento observada e simulada da grade 01 (a), grade 02 (b) e grade 03 (c). Cada conjunto de dados (entre 00h e 23h) é representado por um ponto que define os valores de correlação (*Correlation Coefficient*) no contorno do preto, o desvio-padrão (*Standard deviation*) nos contornos azuis e a Raiz do Erro Quadrático centrado na média (*Centered RMS Difference*) nos contornos verdes. Quanto mais próximo os pontos estiverem, maior o grau de similaridade entre eles.





4.6 Direção do vento

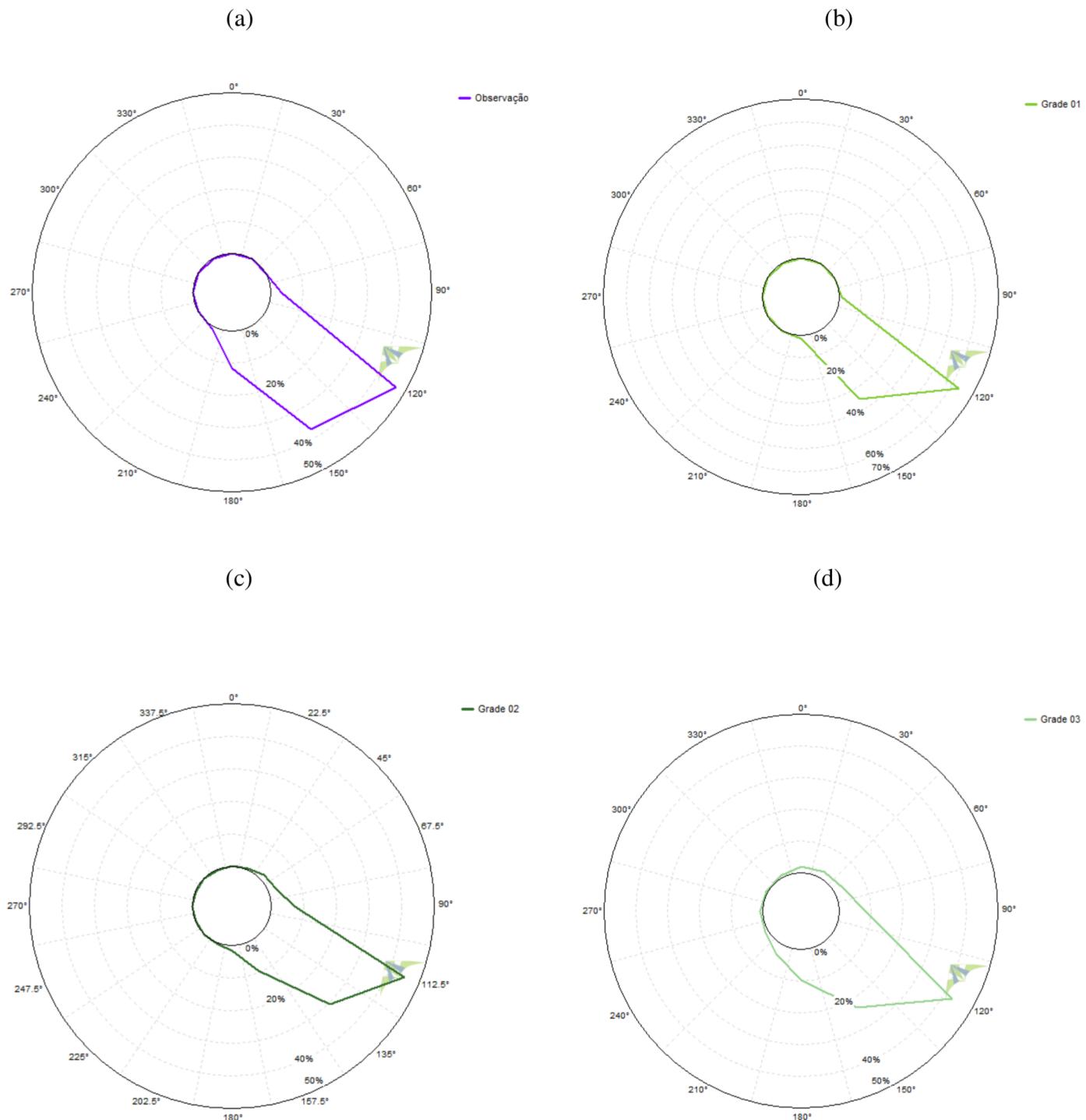
A composição total dos ventos para o município de Belo Jardim é observada na Figura 4.6 para os dados observados e simulados das grades 01, 02 e 03. Em um modo geral, os gráficos revelam uma predominância dos ventos na direção sudeste para o mês de agosto de 2005, em que o intervalo desta direção se encontra entre 112° a 157° . As grades 01 e 02 se mostraram semelhantes aos dados observados de direção do vento.

É possível observar a frequência dos valores da direção do vento no raio das figuras para o período analisado. Na Figura 4.6a, os dados observados mostram uma frequência de 50% para o valor de 120° , 40% para a direção de 140° e 10% para a direção de 180° . Para a grade 01 da Figura 4.5b, a frequência da direção do vento em 120° é de aproximadamente 60% e 40% para a direção de 150° . A grade 02 (Fig. 4.6c) mostra uma frequência acima de 40% para a direção de $112,4^\circ$ e em torno de 2% na direção de 45° (Nordeste) e para a grade 03 (Fig. 4.6d), a maior frequência da direção do vento ficou em 120° em torno de 40% dos dados.

Lima et al., (2010) realizou uma avaliação e simulação do recurso do vento na cidade de Triunfo/PE, situado a 192 km da TA-BJ, em que também apresentou uma direção de vento predominante a sudeste. Os autores afirmam que a direção expressiva do vento da região de

Triunfo é muito benéfica para a prospecção de energia eólica, uma vez que reduz a quantidade de energia perdida nas turbinas eólicas devido às mudanças na direção do vento.

Figura 4.6 – Rosas dos ventos do período observado (a) e simulado da grade 1 (b), grade 2 (c) e grade 3 (d).



5. CONSIDERAÇÕES FINAIS

A modelagem de mesoescala é uma técnica altamente reconhecida para prever e simular as variáveis meteorológicas dentro de um espaço geográfico. Os projetos eólicos dependem deste tipo de recurso para o seu desenvolvimento, assim, o regime do vento, a produção de energia e outras aplicações de interesse podem ser estimados. A maior parte das pesquisas sobre o comportamento do vento no Nordeste brasileiro é realizada com bancos de dados públicos e pouco abrangentes, principalmente, de torres anemométricas. Grande parte dos dados são de empresas privadas e disponibilizadas para fins comerciais, o que dificulta em parte o desenvolvimento deste estudo.

No entanto, com a utilização dos dados públicos do projeto SONDA-INPE foi possível analisar e comparar os resultados provenientes dos experimentos numéricos com diferentes estratégias de regionalização dinâmica. As simulações realizadas para Belo Jardim demonstram que a grade 01, cujo espaçamento foi de 9 km, consegue representar bem o ciclo diurno no início da manhã e no período da noite e isto pode ser explicado pela dimensão do domínio, uma vez que este capta melhor os fenômenos de mesoescala como a brisa marítima e terrestre durante esses horários. Dessa forma, faz contrariar o "senso comum" de que escolher grades aninhadas mais refinadas sempre melhora os resultados.

As técnicas usadas na parte estatística foram: RMSE, coeficiente de correlação de Pearson e desvio-padrão por meio de Diagramas de Taylor. Os melhores ajustes, com dados médios horários da velocidade do vento, observados na grade 01 resultou em um RMSE de 1,2 a 1,4 m/s para quase todos os horários, no entanto, nos horários das 18h às 20h, apresentou um maior RMSE e um coeficiente de correlação baixo. O desvio-padrão ficou em torno de zero. Para a grade 02, o maior RMSE foi encontrado no horário das 22h (1,4 m/s) e o maior coeficiente de correlação foi no horário das 16h (0,6 m/s). Para a grade 03, o período das 23h obteve um maior RMSE e durante a tarde, menores RMSE.

Diante dos resultados das simulações da velocidade do vento, as maiores intensidades do vento foram constatadas em algumas áreas do interior da região Nordeste e na faixa oceânica entre o Rio Grande do Norte e o Ceará. A ocorrência de ventos mais acentuados que se estende desde o interior do Rio Grande do Norte à Bahia são influenciados por áreas elevadas de relevo, serrada e chapadas presente nestes setores. Os efeitos de canalização do vento se originam no encontro das correntes de ar e dependendo da orientação do terreno, o fluxo é acelerado e canalizado. A alta intensidade e constância dos ventos alísios modulam os ventos da extensa cobertura oceânica (livre de obstáculos) no setor norte da região.

Entendemos que o resultado aqui apresentado é limitado a um único mês, porém, consistente com estudos que realizaram simulações mais longas. Porém, acreditamos que os resultados poderiam ser melhorados e propomos alguns temas para trabalhos futuros:

- Um estudo de testes de sensibilidade, especialmente para as grades mais finas sobre a região;
- Aumento do período de simulação, realizando-se testes em anos de precipitação normal e abaixo da média climatológica;
- Assimilação de dados observados, incluindo das torres anemométricas;
- Análise do balanço de energia cinética na Camada Limite Atmosférica da região a fim de se analisar as melhores configurações de parametrizações para a região de topografia complexa da região.

REFERÊNCIAS

ABRANTES, Thiago Thadeu da Silva. Modelagem matemática visando estimativa na produção de energia elétrica proveniente do sistema de micro geração eólica da embaixada da Itália, considerando o potencial eólico de diversas cidades brasileiras. 2014. 184 f. TCC (Graduação) - Curso de Engenharia Elétrica, Universidade de Brasília, Brasília, 2014.

ADAMS, A. S. & KEITH, D. W. Are global wind power resource estimates overstated? Environ. Res. Lett., v. 8, p. 9 pp., 2013.

ALVES, José Maria Brabo; SILVA, Emerson Mariano da; SOMBRA, Sérgio Souza; BARBOSA, Augusto César Barros; SANTOS, Antônio Carlos Santana dos; LIRA, Marcos Antonio Tavares. Eventos Extremos Diários de Chuva no Nordeste do Brasil e Características Atmosféricas. Revista Brasileira de Meteorologia, [S.L.], v. 32, n. 2, p. 227-233, jun. 2017.

AGUIAR, André Silva de. Avaliação do Impacto de um Acidente Severo na Usina de Angra dos Reis com Liberação dos Radionuclídeos para a Atmosfera. 2015. 158 f. Tese (Doutorado) - Curso de Pós-graduação em Engenharia Nucelar, Coppe/ufrj, Rio de Janeiro, 2015.

ANDRADE, Emilly Kerolayne Palmeira de et al. Estudos de periodicidades e de regiões pluviometricamente homogêneas no Agreste pernambucano. Journal Of Environmental Analysis And Progress, [s.l.], v. 3, n. 1, p.100-117, 30 jan. 2018. Journal of Environmental Analysis and Progress - JEAP.

ANEEL. Sistema de Informações Geográficas do Setor Elétrico - SIGEL. Disponível em: <<https://sigel.aneel-.gov.br/portal/home/>>. Acesso em: 10 abr. 2019.

ARAKAWA, Akio; LAMB, Vivian R. Computational Design of the Basic Dynamical Processes of the UCLA General Circulation Model. Methods in Computational Physics: Advances in Research and Applications, [s.l.], p.173-265, 1977.

BAUER, Peter; THORPE, Alan; BRUNET, Gilbert. The quiet revolution of numerical weather prediction. Nature, [s.l.], v. 525, n. 7567, p.47-55, 2 set. 2015. Springer Nature.

BELJAARS, Anton C. M.. The parametrization of surface fluxes in large-scale models under free convection. *Quarterly Journal Of The Royal Meteorological Society*, [s.l.], v. 121, n. 522, p.255-270, jan. 1995. Wiley.

BEYRICH, Frank; GRYNING, Sven-erik. Estimation of the Entrainment Zone Depth in a Shallow Convective Boundary Layer from Sodar Data. *Journal Of Applied Meteorology*, [s.l.], v. 37, n. 3, p.255-268, mar. 1998. American Meteorological Society.

BITSUAMLAK, G. T.; STATHOPOULOS, T.; BEDARD, C.. Numerical Evaluation of Wind Flow over Complex Terrain: Review. *Journal of Aerospace Engineering*, [s.l.], v. 17, n.4, p.135-145, out. 2004. American Society of Civil Engineers (ASCE).

BOERS, R.; ELORANTA, E. W.; COULTER, R. L.. Lidar Observations of Mixed Layer Dynamics: Tests of Parameterized Entrainment Models of Mixed Layer Growth Rate. *Journal Of Climate And Applied Meteorology*, [s.l.], v. 23, n. 2, p.247-266, fev. 1984. American Meteorological Society.

BURTON, T., SHARPE, D., JENKINS, N., BOSSANYI, E. (2001). *Wind Energy Handbook*. Wind Energy Handbook. John Wiley Sons.

CARVALHO, D., Rocha, A., GO' MEZ-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.

_____. et al. Wind resource modelling in complex terrain using different mesoscale-microscale coupling techniques. *Applied Energy*, [s.l.], v. 108, p.493-504, ago. 2013. Elsevier BV.

CHANG, Rui et al. Offshore Wind Resources Assessment from Multiple Satellite Data and WRF Modeling over South China Sea. *Remote Sensing*, [s.l.], v. 7, n. 1, p.467-487, 6 Jan. 2015. MDPI AG.

CHAVES, R.R. Variabilidade da precipitação na região sul do nordeste e sua associação com padrões atmosféricos. Dissertação Mestrado, 159p. – (INPE-7294-TDI/709), 1999.

CORREIA, M. F.; DIAS, M. A. F. da Silva; ARAGÃO, M. R. da Silva. Soil occupation and atmospheric variations over Sobradinho Lake area. Part two: a regional modeling study. Meteorology and Atmospheric Physics, [s.l.], v. 94, n. 1-4, p.115-128, 20 jun. 2006. Springer Nature.

COHN, Stephen A.; ANGEVINE, Wayne M.. Boundary Layer Height and Entrainment Zone Thickness Measured by Lidars and Wind-Profiling Radars. Journal Of Applied Meteorology, [s.l.], v. 39, n. 8, p.1233-1247, ago. 2000. American Meteorological Society.

DA SILVA, Greicy Kelly et al. Estudo dos Padrões de Ventos Offshore no Litoral do Ceará Utilizando Dados Estimados pelo Produto de Satélites BSW. Rev. bras. meteorol. [online]. 2017, vol.32, n.4, pp.679-690. ISSN 0102-7786.

ENERGIA, Engie Brasil. Apresentação de Resultados 4T18 e 2018. Disponível em: <<https://www.Engie.com.br/uploads/2019/02/APS-EBE-4T18.pdf>>. Acesso em: 08 maio 2019.

FEDOROVA, Natalia et al. Middle Tropospheric Cyclonic Vortex in Northeastern Brazil and the Tropical Atlantic. Pure and Applied Geophysics, [s.l.], v. 174, n. 1, p.397-411, 24 ago. 2016. Springer Nature.

_____ ; LEVIT, Vladimir; CAMPOS, Antonio Marcos Vianna. Brazilian Northeast Jet Stream: frequency, wind speed and direction. Meteorological Applications, [s.l.], v. 25, n. 2, p.254-260, 30 out. 2017.

FERREIRA, Moniki; SANTOS, Alexandre; LUCIO, Paulo. Short-term forecast of wind speed through mathematical models. Energy Reports, [s.l.], v. 5, p. 1172-1184, nov. 2019. Elsevier BV. <http://dx.doi.org/10.1016/j.egyr.2019.05.007>.

FREIRE, Lívia Souza. Teorias de Camada Limite Atmosférica: modelo de crescimento, fluxo de entranhamento e análise espectral. 2012. 72 f. Dissertação (Mestrado) - Curso de Programa

de Pós graduação em Métodos Numéricos em Engenharia, Universidade Federal do Paraná, Curitiba, 2012.

HASTENRATH, S.; HELLER, L. Dynamics of climatic hazards in Northeast Brazil. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, v.103, n.435, p. 77-92, 1977.

HORVATH, Kristian; BAJIC, Alicia; IVATEK-SAH DAN, Stjepan. Dynamical Downscaling of Wind Speed in Complex Terrain Prone to Bora-Type Flows. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, [s.l.], v. 50, n. 8, p.1676-1691, ago. 2011. American Meteorological Society.

_____ ; KORACIN, Darko; VELLORE, Ramesh; JIANG, Jinhua; BELU, Radian. Sub-kilometer dynamical downscaling of near-surface winds in complex terrain using WRF and MM5 mesoscale models. *Journal Of Geophysical Research: Atmospheres*, [s.l.], v. 117, n. 11, p. 1-19, 9 jun. 2012. American Geophysical Union (AGU).

GARCÍA-DÍEZ, M.; FERNÁNDEZ, J.; FITA, L.; YAGÜE, C. Seasonal dependence of WRF model biases and sensitivity to PBL schemes over Europe. *Quarterly Journal Of The Royal Meteorological Society*, [s.l.], v. 139, n. 671, p. 501-514, 13 jun. 2012. Wiley.

GERMANO, Michell Fontenelle; VITORINO, Maria Isabel; COHEN, Júlia Clarinda Paiva; COSTA, Gabriel Brito; SOUTO, Jefferson Inayan de Oliveira; REBELO, Mayse Thais Correa; SOUSA, Adriano Marlism Leão de. Analysis of the breeze circulations in Eastern Amazon: an observational study. : an observational study. *Atmospheric Science Letters*, [s.l.], v. 18, n. 2, p. 67-75, 10 jan. 2017. Wiley. <http://dx.doi.org/10.1002/asl.726>.

GERMANO, A.S.; SILVA JUNIOR, R.S. Estimativa do potencial eólico do estado de Alagoas utilizando o modelo atmosférico WRF. *Revista eletrônica de energia*, v.6, n.1, 18-26, 2016.

GILLILAND, Joshua M.; KEIM, Barry D. Position of the South Atlantic Anticyclone and Its Impact on Surface Conditions across Brazil. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, [s.l.], v. 57, n. 3, p.535-553, mar. 2018. American Meteorological Society.

GIRARD, R.; LAQUAINE, K.; KARINIOTAKIS, G. Assessment of wind power predictability as a decision factor in the investment phase of wind farms. *Applied Energy*, [s.l.], v. 101, p.609-617, Jan. 2013. Elsevier BV.

GISLER, Carlos Alberto Ferreira; FISCH, Gilberto; CORREA, Cleber Souza. Statistical analysis of wind profile in the surface layer at the Alcântara Launching Center. *Journal of Aerospace Technology and Management*, [s.l.], v. 3, n. 2, p.193-202, 28 set. 2011. Institute of Aeronautics and Space.

GILLILAND, Joshua M.; KEIM, Barry D. Surface wind speed: trend and climatology of Brazil from 1980-2014. *International Journal of Climatology*, [s.l.], v. 38, n. 2, p.1060- 1073, 10 ago. 2017. Wiley.

GOGER, Brigitta et al. Current challenges for numerical weather prediction in complex terrain: Topography representation and parameterizations. 2016 International Conference on High Performance Computing Simulation (hpcs), [s.l.], p.890-894, jul. 2016. IEEE.

GOMES, Helber Barros. Distúrbios ondulatórios de leste no nordeste brasileiro: climatologia e modelagem numérica.2012. 99 f. Tese (Doutorado) - Curso de Doutorado em Ciências, Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2012.

GOMES, Helber B. et al. Climatology of easterly wave disturbances over the tropical South Atlantic. *Climate Dynamics*, [s.l.], p.1060-1073, 15 fev. 2019. Springer Nature.

GRUBB, M. J; MEYER, N. I. Wind energy: resources, systems and regional strategies. In: JOHANSSON, T. B. et. al. Renewable energy: sources for fuels and electricity. Washington, D.C.: Island Press, 1993.

GWEC. Global Wind Energy Council. 2019. Disponível em: <https://gwec.net/>. Acesso em: 10 nov. 2019.

JANJIĆ, Zaviša I.. The Step-Mountain Eta Coordinate Model: Further Developments of the Convection, Viscous Sublayer, and Turbulence Closure Schemes. *Monthly Weather Review*, [s.l.], v. 122, n. 5, p.927-945, maio 1994. American Meteorological Society.

JENSEN, Niels Otto. Change of surface roughness and the planetary boundary layer. *Quarterly Journal Of The Royal Meteorological Society*, [s.l.], v. 104, n. 440, p.351-356, abr. 1978. Wiley.

JERVELL, José . Estudo da influência das características do vento no desempenho de aerogeradores. 2008. 87 f. Dissertação (Mestrado) - Curso de Mestrado Integrado em Engenharia Mecânica, Faculdade de Engenharia da Universidade do Porto, Porto, 2008.

JIMÉNEZ, Pedro A.; DUDHIA, Jimy. Improving the Representation of Resolved and Unresolved Topographic Effects on Surface Wind in the WRF Model. *Journal Of Applied Meteorology And Climatology*, [s.l.], v. 51, n. 2, p.300-316, fev. 2012. American Meteorological Society.

JIMÉNEZ-ESTEVE, B. et al. Land use and topography influence in a complex terrain area: A high resolution mesoscale modelling study over the Eastern Pyrenees using the WRF model. *Atmospheric Research*, [s.l.], v. 202, p.49-62, abr. 2018. Elsevier BV.

_____.; DUDHIA, Jimy. On the Ability of the WRF Model to Reproduce the Surface Wind Direction over Complex Terrain. *Journal of Applied Meteorology And Climatology*, [s.l.], v. 52, n. 7, p.1610-1617, jul. 2013. American Meteorological Society.

IACONO, Michael J. et al. Radiative forcing by long-lived greenhouse gases: Calculations with the AER radiative transfer models. *Journal Of Geophysical Research*, [s.l.], v. 113, n. 13, p.1-8, 2 jul. 2008. American Geophysical Union (AGU).

KAIN, J. S.; FRITSCH, J. M. A one-dimensional entraining/detraining plume model and its application in convective parameterization. *Journal of the Atmospheric Sciences*, v. 47, n. 23, p. 2748-2802, 1990.

KOUSKY, Vernon E. Diurnal Rainfall Variation in Northeast Brazil. *Monthly Weather Review*, [s.l.], v. 108, n. 4, p.488-498, abr. 1980. American Meteorological Society.

_____. Pentad outgoing longwave radiation climatology for the South American sector. In: *Revista Brasileira de Meteorologia - RBMet*, v. 3, p. 217-231, 1988.

KUNIN, Pavel; ALPERT, Pinhas; ROSTKIER-EDELSTEIN, Dorita. Investigation of sea-breeze/foehn in the Dead Sea valley employing high resolution WRF and observations. *Atmospheric Research*, [s.l.], v. 229, p.240-254, nov. 2019. Elsevier BV.

MANINS, P. C.; SAWFORD, B. L.. A Model of Katabatic Winds. *Journal Of The Atmospheric Sciences*, [S.L.], v. 36, n. 4, p. 619-630, abr. 1979. American Meteorological Society.

LACERDA, Madalena Guerreiro Bravo de. Impacto da circulação atmosférica nas rampas de produção eólica em Portugal. 2016. 82 f. Tese (Doutorado) - Curso de Mestrado Integrado em Engenharia da Energia e do Ambiente, Departamento de Engenharia Geográfica, Geofísica e Energia, Universidade de Lisboa, Lisboa, 2016.

LAZEROMS, Werner M.j.. Turbulence modelling applied to the atmospheric boundary layer. 2015. 80 f. Tese (Doutorado). Department Of Mechanics, Royal Institute Of Technology, Stockholm, 2015.

LIMA, C. N. N.; FERNANDES, C. A. C.; FRANÇA, G. B.; MATOS, G. G.. Estimation of the El Niño/La Niña Impact in the Intensity of Brazilian Northeastern Winds. *Anuário do Instituto de Geociências - Ufrj*, [s.l.], v. 37, n. 2, p. 1-91, 28 nov. 2014. Instituto de Geociencias - UFRJ. http://dx.doi.org/10.11137/2014_2_232_240

LIMA, D. K. S. Modelagem de alta resolução para estimativa do potencial eólico offshore da costa do Ceará. 2015. 160 f. Tese (Doutorado em Engenharia Elétrica)-Centro de Tecnologia, Universidade Federal do Ceara, Fortaleza, 2015.

LIRA, Marcos Antonio Tavares; SILVA, Emerson Mariano da; ALVES, José Maria Brabo. Estimativa dos recursos eólicos no litoral cearense usando a teoria da regressão linear. *Revista Brasileira de Meteorologia*, [s.l.], v. 26, n. 3, p.349-366, set. 2011.

_____. Caracterização do Regime de Ventos no Piauí Para o Aproveitamento de Energia Eólica. Rev. bras. meteorol. [online]. 2017, vol.32, n.1, pp.77-88.

LEE, Joseph C. Y.; FIELDS, M. Jason; LUNDQUIST, Julie K. Assessing variability of wind speed: comparison and validation of 27 methodologies. Wind Energy Science, [s.l.], v. 3, n. 2, p.845-868, 5 nov. 2018.

LUNDQUIST, J. K.; DUVIVIER, K. K.; KAFFINE, D.; TOMASZEWSKI, J. M.. Costs and consequences of wind turbine wake effects arising from uncoordinated wind energy development. Nature Energy, [s.l.], v. 4, n. 1, p. 26-34, 26 nov. 2018. Springer Science and Business Media LLC. <http://dx.doi.org/10.1038/s41560-018-0281-2>.

MARIA, Paulo Henrique Santiago de; COSTA, Alexandre Araújo and SOMBRA, Sérgio Sousa. Modelagem numérica em alta resolução para previsão de geração de energia eólica no Ceará. Rev. bras. meteorol. [online]. 2008, vol.23, n.4, pp.477-489.

MARIANO, Everson Batista; CAVALCANTI, Enilson Palmeira; BESERRA, Elder Almeida. Análise Comparativa da Velocidade do Vento Simulado Pelo BRAMS com Dados Observados e de Reanálises. Rev. bras. meteorol., São Paulo , v. 32, n. 2, p. 269-276, June 2017 .

MARIANO, Gorki et al. GEOLOGIA DA FOLHA DE BELO JARDIM. 2008. Disponível em: <http://www.cprm.gov.br/publique/media/geologia_basica/pgb/rel_belo_jardim.pdf>. Acesso em: 26 dez. 2019.

MANWELL, J. F.; MCGOWAN, J. G.; ROGERS, A. L.. Wind Energy Explained. [s.l.], p.1-689, 18 dez. 2009. John Wiley Sons, Ltd.

MARTINS, F.r.; GUARNIERI, R.a.; PEREIRA, E.b. O aproveitamento da energia eólica. Revista Brasileira de Ensino de Física, [s.l.], v. 30, n. 1, p.1304.1-1304.13, 2008.

MELLOR, George L.; YAMADA, Tetsuji. Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems. Reviews of Geophysics, [s.l.], v. 20, n. 4, p.851-875, 1982. American Geophysical Union (AGU).

MELO, Ewerton Cleudson de Sousa; ARAGÃO, Maria Regina da Silva; CORREIA, Magaly de Fatima. Regimes do vento à superfície na área de Petrolina, submédio São Francisco. Revista Brasileira de Meteorologia, [s.l.], v. 29, n. 2, p.229-241, jun. 2014.

MILLER, S. T. K.. Sea breeze: structure, forecasting, and impacts. *Reviews Of Geophysics*, [S.L.], v. 41, n. 3, p. 1-30, set. 2003. American Geophysical Union (AGU). <http://dx.doi.org/10.1029/2003rg000124>.

MOENG, Chinhoh. A Large-Eddy-Simulation Model for the Study of Planetary Boundary-Layer Turbulence. *Journal Of The Atmospheric Sciences*, [s.l.], v. 41, n. 13, p.2052-2062, jul. 1984. American Meteorological Society.

MOREIRA, Gregori de Arruda. MÉTODOS PARA OBTENÇÃO DA ALTURA DA CAMADA LIMITE PLANETÁRIA A PARTIR DE DADOS DE LIDAR. 2013. 154 f. Dissertação (Mestrado) - Curso de Ciências na Área de Tecnologia, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2013.

MORTENSEN, N. G., PETERSEN, E. L. (1998). Influence of topographical input data on the accuracy of wind flow modelling in complex terrain. In R. Watson (Ed.), European wind energy conference. Proceedings (pp. 317-320). Slane: Irish Wind Energy Association.

NAGHETTINI, M.; PINTO, É. J. DE A. (2007). Hidrologia estatística. Belo Horizonte: CPRM. 552 p.

NOAA National Centers for Environmental Information, State of the Climate: El Niño/Southern Oscillation for Annual 2005, published online January 2006, retrieved on April 16, 2020 from <https://www.ncdc.noaa.gov/sotc/enso/200513>.

NUNES, Marcus Vinicius Alves. Avaliação do Comportamento de Aerogeradores de Velocidade Fixa e Variável Integrados em Redes Elétricas Fracas. 2003. 224 f. Tese (Doutorado) - Curso de Doutor em Engenharia Elétrica.

OHBA, Masamichi; KADOKURA, Shinji; NOHARA, Daisuke. Impacts of synoptic circulation patterns on wind power ramp events in East Japan. *Renewable Energy*, [s.l.], v. 96, p.591-602, out. 2016. Elsevier BV.

OLIVEIRA, F. P. Fatores associados à iniciação de linhas de instabilidade na região do centro de lançamentos de Alcântara no mês julho. 2012. 102 f. Dissertação (Mestrado em Meteorologia). INPE, São José dos Campos, 2012.

OLIVEIRA, Soetânia Santos de; SOUZA, Enio Pereira de. Análise de Modelos de Mesoescala para Caracterização do Potencial Eólico do Estado da Paraíba. *Revista Brasileira de Meteorologia*, [s.l.], v. 32, n. 2, p.277-291, jun. 2017.

OLIVEIRA, Juliana Lima; COSTA, Alexandre Araújo. Estudo de variabilidade do vento em escala sazonal sobre o nordeste brasileiro utilizando o RAMS: os casos de 1973-1974 e 1982-1983. *Revista Brasileira de Meteorologia*, [s.l.], v. 26, n. 1, p.53-66, mar. 2011.

OLIVEIRA, Pablo Eli Soares de. Estudo da turbulência atmosférica na floresta Amazônica - análise de dados micrometeorológicos e modelagem numérica. 2017. 98 f. Tese (Doutorado) - Curso de Pós-graduação em Meteorologia, Universidade Federal de Santa Maria, Santa Maria, 2017.

PALMER, C. E. On high-level cyclones originating in the tropics. *Transactions, American Geophysical Union*, [s.l.], v. 32, n. 5, p.683-696, 1951. American Geophysical Union (AGU). PAZ, Adriano Rolim da; COLLISCHONN, Walter. Avaliação de estimativas de campos de precipitação para modelagem hidrológica distribuída. *Revista Brasileira de Meteorologia*, [s.l.], v. 26, n. 1, p.109-120, mar. 2011.

PIELKE, Roger. *Mesoscale Meteorological Modeling*. Fort Collins, Colorado: Academic Press, 2001. 676 p.

PINTO, Lucía Iracema Chipponelli, et al. 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*, [s.l.], v. 29, n. 2, p.242-258, jun. 2014.

_____.; MARTINS, Fernando Ramos; PEREIRA, Enio Bueno. O mercado brasileiro da energia eólica, impactos sociais e ambientais. *Ambiente e Água - An Interdisciplinary Journal Of Applied Science*, [s.l.], v. 12, n. 6, p.1082-1100, 23 nov. 2017. Instituto de Pesquisas Ambientais em Bacias Hidrográficas (IPABHi).

NUNES, André Becker. CRESCIMENTO DA CAMADA LIMITE CONVECTIVA: ESTUDO ANALÍTICO E NUMÉRICO. 2008. 194 f. Tese (Doutorado) - Curso de Pós-graduação em Meteorologia, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - Inpe, São José dos Campos, 2008.

PELLEGRINI, Cláudio C.; ARAUJO, Caio C.s.; REIS, André; PIMENTA, Felipe M.; ASSIREU, Arcilan T.. Análise do Desempenho do Modelo WRF num Episódio de Vento Intenso e Persistente num Grande Reservatório Tropical. *Revista Brasileira de Meteorologia*, [s.l.], v. 34, n. 1, p. 121-138, mar. 2019.

POULOS, G. S., BLUMEN, W., FRITTS, D. C., LUNDQUIST, J. K., SUN, J., BURNS, S. P., NAPPO, C., BANTA, R., NEWSOM, R., CUXART, J., TERRADELLAS, E., BALSLEY., B., JENSEN, M. CASES-99: A comprehensive investigation of the stable nocturnal boundary layer. *Bulletin of the American Meteorological*

_____.; BOSSERT, James E.; MCKEE, Thomas B.; PIELKE, Roger A.. The Interaction of Katabatic Flow and Mountain Waves. Part I: observations and idealized simulations. *Journal Of The Atmospheric Sciences*, [S.L.], v. 57, n. 12, p. 1919-1936, jun. 2000. American Meteorological Society.

REBOITA, Michelle Simoes et al. Evidências de circulação de brisa vale-montanha na serra da Mantiqueira: cidade de Itajubá – MG. *Ciência e Natura*, [s.l.], v. 36, n. 1, p.62-70, 15 fev. 2014. Universidade Federal de Santa Maria.

_____. AMARO, Tatiana Rocha; SOUZA, Marcelo Rodrigues de. Winds: intensity and power density simulated by RegCM4 over South America in present and future climate. *Climate Dynamics*, [s.l.], v. 51, n. 1-2, p.187-205, 18 set. 2017. Springer Science and Business Media LLC.

RAMOS, Diogo Nunes da Silva; LYRA, Roberto Fernando da Fonseca; SILVA JÚNIOR, Rosiberto Salustiano da. Previsão do vento utilizando o modelo atmosférico WRF para o estado de Alagoas. *Revista Brasileira de Meteorologia*, [s.l.], v. 28, n. 2, p.163-172, jun. 2013.

RAO, V.B., LIMA , M.C., FRANCHITO, S.H. Seasonal and interannual variations of rainfall over Eastern Northeast Brazil. *Journal of Climate*, v.6, p. 1754-1763, 1993.

RAO, B. Kantha; RAKESH, V.. Evaluation of WRF-simulated multilevel soil moisture, 2-m air temperature, and 2-m relative humidity against in situ observations in India. *Pure And Applied Geophysics*, [s.l.], v. 176, n. 4, p. 1807-1826, 26 out. 2018. Springer Science and Business Media LLC. <http://dx.doi.org/10.1007/s00024-018-2022-7>.

ROBALLO, Suelen Trindade; FISCH, Gilberto. Escoamento atmosférico no Centro de Lançamento de Alcântara (CLA): parte I - aspectos observacionais. *Revista Brasileira de Meteorologia*, [s.l.], v. 23, n. 4, p.510-519, dez. 2008.

ROPELEWSKI, C. F.;HALPERT, M. S. Global and regional scale precipitation patterns associated with El Niño/Southern Oscillation. *Monthly Weather Review*, [s.l.], v. 115, p. 1606-1626, 1987.

SALVAÇÃO, N.; SOARES, C. Guedes. Wind resource assessment offshore the Atlantic Iberian coast with the WRF model. *Energy*, [s.l.], v. 145, p.276-287, fev. 2018. Elsevier BV.

SANTOS, Alexandre Torres Silva dos; SILVA, Claudio Moisés Santos e. Seasonality, Interannual Variability, and Linear Tendency of Wind Speeds in the Northeast Brazil from 1986 to 2011. *The Scientific World Journal*, [s.l.], v. 2013, p.1-10, 2013. Hindawi Limited.

SANTOS, Alexandre Torres Silva dos et al. Assessment of wind resources in two parts of Northeast Brazil with the use of numerical models. *Meteorological Applications*, [s.l.], v. 23, n. 4, p.563-573, out. 2016. Wiley.

SANTOS, C. A. C.;BRITO, J. I. B. Análise dos índices de extremos para o semi-árido do Brasil e suas relações com TSM e IVDN. *Revista Brasileira de Meteorologia*, [s.l.], v. 22, n. 3, p. 303-312, 2007.

SANTOS, Rosa Maria N. et al. Modelagem da camada limite noturna (CLN) durante a época úmida na Amazônia, sob diferentes condições de desenvolvimento. Revista Brasileira de Meteorologia, [s.l.], v. 22, n. 3, p.387-407, dez. 2007.

SEAMAN, Nelson L.; GAUDET, Brian J.; STAUFFER, David R.; MAHRT, Larry; RICHARDSON, Scott J.; ZIELONKA, Jeffrey R.; WYNGAARD, John C.. Numerical Prediction of Submesoscale Flow in the Nocturnal Stable Boundary Layer over Complex Terrain. Monthly Weather Review, [s.l.], v. 140, n. 3, p. 956-977, mar. 2012. American Meteorological Society. <http://dx.doi.org/10.1175/mwr-d-11-00061.1>.

SILVA, Adaiana Francisca Gomes da; ZAPAROLI, Edson Luiz; FISCH, Gilberto. 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, [s.l.], v. 31, n. 1, p.45-51, mar. 2016.

SILVA, Gustavo Rodrigues. CARACTERISTICAS DE VENTO DA REGIAO NORDESTE: Análise, Modelagem e Aplicações para Projetos de Centrais Eólicas. 2003. 131f. Dissertação (Mestrado) - Curso de Curso de Pós-graduação em Engenharia Mecânica, Universidade Federal de Pernambuco, Recife, 2003.

SILVA, Vicente de Paulo Rodrigues da; PEREIRA, Emerson Ricardo Rodrigues; ALMEIDA, Rafaela Silveira Rodrigues. Estudo da variabilidade anual e intra-anual da precipitação na região Nordeste do Brasil. Revista Brasileira de Meteorologia, [s.l.], v. 27, n. 2, p. 163-172, jul. 2012.

SILVA, Francisco Raimundo da. ESTUDO DO DESENVOLVIMENTO DA CAMADA LIMITE CONVECTIVA NO SEMIÁRIDO BRASILEIRO. 2015. 85 f. Tese (Doutorado) - Curso de Doutorado em Ciências Climáticas, Departamento de Ciências Atmosféricas e Climáticas, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, 2015.

SIMAS, Moana; PACCA, Sergio. Energia eólica, geração de empregos e desenvolvimento sustentável. Estudos Avançados, [s.l.], v. 27, n. 77, p.99-116, 2013.

SKAMAROCK, William C. et al. A Description of the Advanced Research WRF Version 3. Boulder, Colorado: National Center for Atmospheric Research, 2008. 125 p.

SONDA. Sistema de Organização Nacional de Dados Ambientais. 2004. Disponível em: <http://sonda.ccst.inpe.br/fotos/belojardim_fotos_2004.html>. Acesso em: 26 dez. 2019.

SOUZA, Dayana Castilho de; OYAMA, Marcos Daisuke. Breeze Potential Along the Brazilian Northern and Northeastern Coast. *Journal Of Aerospace Technology And Management*, [s.l.], v. 9, n. 3, p.368-378, 3 ago. 2017. Institute of Aeronautics and Space.

STULL, Roland B.. Prognostic Equations for Turbulent Fluxes and Variances. An Introduction To Boundary Layer Meteorology, [s.l.], p.115-149, 1988. Springer Netherlands.

SUN, J., S. P. Burns, D. H. Lenschow, R. Banta, B. Newsom, R. Coulter, S. Frasier, T. Ince, C. Nappo, J. Cuxart, W. Blumen, A. C. Delany, X. Lee and X.-Z. Hu, "Intermittent Turbulence Associated with a Density Current Passage in the Stable Boundary Layer", *Boundary-Layer Meteorology*, 105, 199-219, 2002.

SPIGA, A.; TEITELBAUM, H.; ZEITLIN, V.. Identification of the sources of inertia-gravity waves in the Andes Cordillera region. *Annales Geophysicae*, [S.L.], v. 26, n. 9, p. 2551-2568, 5 set. 2008. Copernicus GmbH. <http://dx.doi.org/10.5194/angeo-26-2551-2008>.

STEELE, C. J. et al. Modelling sea-breeze climatologies and interactions on coasts in the southern North Sea: implications for offshore wind energy. *Quarterly Journal Of The Royal Meteorological Society*, [s.l.], v. 141, n. 690, p.1821-1835, 5 dez. 2014. Wiley.

TALBOT, Charles; BOU-ZEID, Elie; SMITH, Jim. Nested Mesoscale Large-Eddy Simulations with WRF: performance in real test cases. : Performance in Real Test Cases. *Journal Of Hydrometeorology*, [s.l.], v. 13, n. 5, p. 1421-1441, out. 2012. American Meteorological Society. <http://dx.doi.org/10.1175/jhm-d-11-048.1>.

VAN DELDEN, A. The dynamics of meso-scale atmospheric circulations. *Physics Reports*, [S.L.], v. 211, n. 6, p. 251-374, mar. 1992. Elsevier BV.

VELEDA, Doris & Soares, JACYRA & KARAM, Hugo. (2000). Campo de Vento na Camada Limite Planetária sobre Terreno Complexo. XIII Congresso Brasileiro de Meteorologia, At Rio de Janeiro, RJ, Brazil.

TAN, Chenyan; FANG, Weihua. Mapping the Wind Hazard of Global Tropical Cyclones with Parametric Wind Field Models by Considering the Effects of Local Factors. *Inter-national Journal Of Disaster Risk Science*, [s.l.], v. 9, n. 1, p.86-99, 7 fev. 2018. Springer Nature.

TAYLOR, Karl E.. Summarizing multiple aspects of model performance in a single diagram. *Journal Of Geophysical Research: Atmospheres*, [s.l.], v. 106, n. 7, p.7183-7192, 1 abr. 2001.

TIAN, Wei; OZBAY, Ahmet; HU, Hui. Terrain Effects on Characteristics of Surface Wind and Wind Turbine Wakes. *Procedia Engineering*, [s.l.], v. 126, p.542-548, 2015

TEIXEIRA, Raul Fritz Bechtel. O fenômeno da brisa e sua relação com a chuva sobre Fortaleza-CE. *Rev. bras. meteorol.*, São Paulo , v. 23, n. 3, p. 282-291, Sept. 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

WELTER, Maria Eugênia Sausen. MODELAGEM DO TERMO DE CONTRA GRADIENTE NA PARAMETRIZAÇÃO DE TURBULÊNCIA NO MODELO ATMOSFÉRICO BRAMS. 2016. 71 f. Dissertação (Mestrado) - Curso de Computação Aplicada, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - Inpe, São José dos Campos, 2016.

WILLMOTT, Cort J.. ON THE VALIDATION OF MODELS. *Physical Geography*, [s.l.], v. 2, n. 2, p.184-194, jul. 1981. Informa UK Limited.

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 de Recursos Hídricos*, [s.l.], v. 8, p. 111-126, 2003.

XYDIS, G.. A wind resource assessment around large mountain masses: The speed-up effect. International Journal Of Green Energy, [s.l.], v. 13, n. 6, p.616-623, 2 fev. 2015. Informa UK Limited.

YANG, Fanglin et al. Evaluation of the NCEP Global Forecast System at the ARM SGP site. Monthly weather review, v. 134, n. 12, p. 3668-3690, 2006.

WORSNOP, Rochelle P. et al. Generating wind power scenarios for probabilistic ramp event prediction using multivariate statistical post-processing. Wind Energy Science, [s.l.], v. 3, n. 1, p.371-393, 14 jun. 2018.

WEGLEY, H. L., RAMSDELL, J. V., ORGILL M. M. and Drake R. L. (1980) A Siting Handbook for Small Wind Energy Conversion Systems, Battelle Pacific Northwest Lab., PNL-2521, Rev. 1, NTIS.

ZHANG, M.H. Wind Resource Assessment and Micro-siting: Science and Engineering. Singapore: China Machine Press. Ltd. 2015.

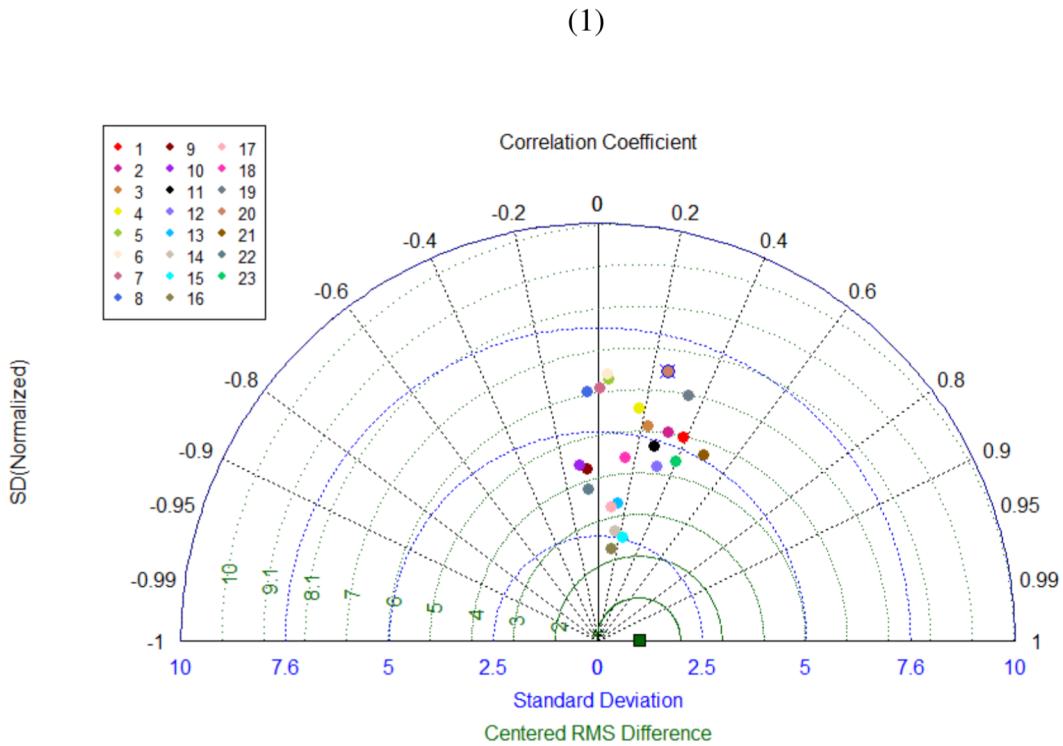
ZILLI, Marcia T.; CARVALHO, Leila M. V.; LINTNER, Benjamin R. The poleward shift of South Atlantic Convergence Zone in recent decades. Climate Dynamics, [s.l.], v. 52, n. 5-6, p.2545-2563, 30 maio 2018. Springer Science and Business Media LLC.

ZILITINKEVICH, S.S., 1995. Non-local turbulent transport: pollution dispersion aspects of coherent structure of convective flows, Air Pollution III — Volume I. Air Pollution Theory and Simulation, Eds. H. Power, N. Moussiopoulos and C.A. Brebbia. Computational Mechanics Publications, Southampton Boston 53–60.

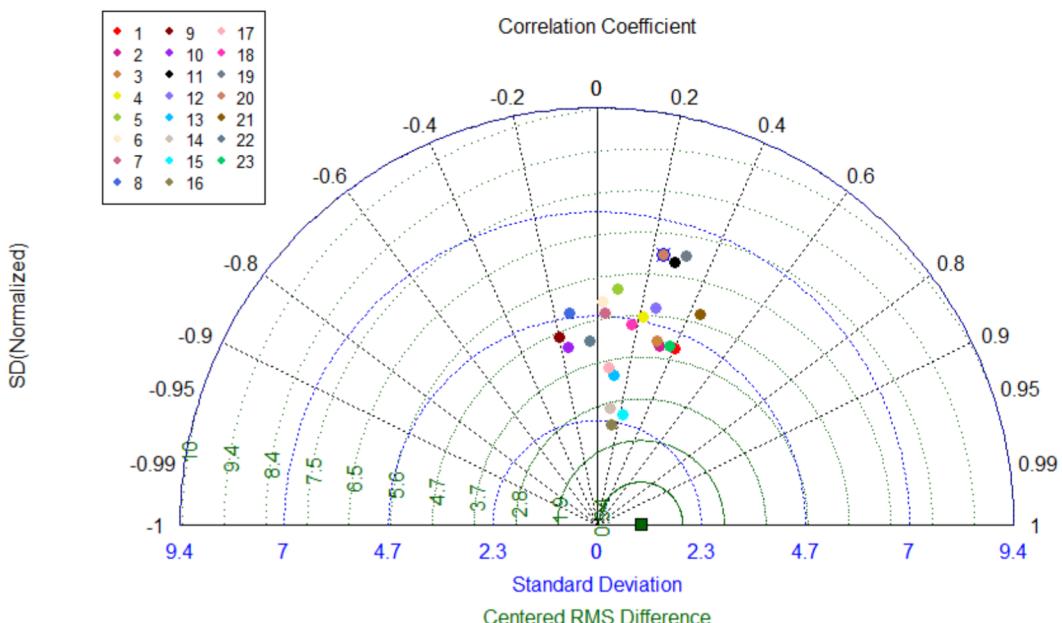
APÊNDICE A – DIAGRAMAS DE TAYLOR DA TEMPERATURA

A Figura A1 mostra o *skill* dos dados observados com relação a simulação da grade 01, onde se observa que a maior parte dos pontos estão agrupados e estão próximos a um RMSE de 0,9°C, a um desvio-padrão entre 0°C e 2,5°C e a um coeficiente de correlação entre -0,2 até 0,6, cujo valor mínimo e máximo de correlação se encontra nos horários das 10h e 21h, respectivamente. Na Figura A2, onde mostra o desempenho da simulação da grade 02, observa uma performance entre -0,2 a 0,5 para o coeficiente de correlação, um desvio-padrão entre -0,2°C a 2,3°C e um RMSE de até 1,9°C. A Figura A3 mostra o desempenho da grade 03, onde é possível observar coeficientes de correlação nos valores entre aproximadamente -0,6 a 0,4, cujos pontos foram encontrados nos horários das 19h e 22h, respectivamente. O maior RMSE e desvio-padrão encontrado foi no horário das 19h com valores de 2,8°C e aproximadamente 2,3°C. Os horários das 6h, 17h, 23h e 18h tiveram um RMSE e um desvio-padrão próximo de 0°C.

Figura A – Diagrama de Taylor da média horária da temperatura observada e simulada da grade 01 (1), grade 02 (2) e grade 03 (3).



(2)



(3)

