

UNIVERSIDADE FEDERAL DE PERNAMBUCO
CENTRO DE TECNOLOGIA E GEOCIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE ENERGIA NUCLEAR
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM TECNOLOGIAS ENERGÉTICAS E
NUCLEARES

LEONARDO DIOGO DE AQUINO SILVA

***DOWNSCALING* DINÂMICO DO VENTO EM SUPERFÍCIE BASEADO EM**
PARAMETRIZAÇÕES DA CAMADA LIMITE PLANETÁRIA NO NORDESTE
BRASILEIRO

RECIFE

2018

LEONARDO DIOGO DE AQUINO SILVA

***DOWNSCALING* DINÂMICO DO VENTO EM SUPERFÍCIE BASEADO EM
PARAMETRIZAÇÕES DA CAMADA LIMITE PLANETÁRIA NO NORDESTE
BRASILEIRO**

Dissertação submetida ao Programa de Pós-Graduação em Tecnologias Energéticas e Nucleares para obtenção do título de Mestre em Ciências.

Área de Concentração: Fontes Renováveis de Energia.

Orientadora: Prof. Dra. Olga de Castro Vilela

Coorientador: Prof. Dr. Alexandre Carlos Araújo da Costa

RECIFE

2018

Catálogo na fonte

Bibliotecária: Rosineide Mesquita Gonçalves Luz / CRB4-1361 (BCTG)

S586d Silva, Leonardo Diogo de Aquino.

Downscaling dinâmico do vento em superfície baseado em parametrizações da camada limite planetária no Nordeste brasileiro / Leonardo Diogo de Aquino Silva. – Recife, 2018.

101f., il., figs. e tabs.

Orientadora: Profa. Dra. Olga de Castro Vilela.

Coorientador: Prof. Dr. Alexandre Carlos Araújo da Costa.

Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal de Pernambuco. CTG. Programa de Pós-Graduação em Tecnologias Energéticas e Nucleares, 2018.

Inclui Referências, Apêndices e Anexos.

1. Energia Nuclear. 2. Energia eólica. 3. *Downscaling* dinâmico. 4. Modelagem do vento. 5. Brisa. I. Vilela, Olga de Castro (Orientadora). II. Costa, Alexandre Carlos Araújo da (Coorientador). III. Título.

621.042 CDD (22.ed)

UFPE/BCTG-2018/ 266

***Downscaling* Dinâmico do Vento em Superfície Baseado em Parametrizações da
Camada Limite Planetária no Nordeste Brasileiro**

Leonardo Diogo de Aquino Silva

APROVADA EM: 27.02.2018

ORIENTADORA: Profa. Dra. Olga de Castro Vilela

ORIENTADOR: Prof. Dr. Alexandre Carlos Araújo da Costa

COMISSÃO EXAMINADORA:

Prof. Dr. Aléx Maurício Araújo – DEMEC/UFPE

Profa. Dra. Dóris Regina Aires Veleda – DOCEA/UFPE

Prof. Dr. Carlos Aberto Brayner de Oliveira Lira – DEN/UFPE

AGRADECIMENTOS

Aos meus amigos de pesquisa Valentin e Gabriel que estiveram trabalhando ativamente com temas relacionados às minhas atividades;

Aos meus orientadores Olga e Alexandre, pela orientação, experiência, confiança e apoio;

A minha família que apesar de nunca entender em que estive trabalhando sempre mostrou interesse e sempre me apoiou;

Aos funcionários do CER;

Às seguintes entidades cujo apoio financeiro se deu durante a realização da Graduação e/ou Mestrado: a CAPES pelo apoio por meio de bolsa de estudo, ao CNPq pelo apoio no âmbito do projeto EOLIPREV (Processo 406984/2013-1), à RNP pelo apoio no âmbito do projeto HPC4E (<https://hpc4e.eu/the-project/work-plan/wp4>) e ao CTGAS-ER/PETROBRAS pelo apoio no âmbito do projeto Aprimoramento de Aerogerador de 2 MW para Adequação às Condições Eólicas Brasileiras (Programa de P&D Tecnológico do Setor de Energia Elétrica da ANEEL);

Ao pessoal do Departamento de Energia Nuclear da UFPE e PROTEN pelo apoio e solução a todas as questões administrativas que lhes forma apresentadas durante minha formação;

A Andrea Hahmann, Jake Badger, Gregor Giebel e o pessoal da equipe da DTU Wind Energy, Risoe, Dinamarca, com quem estive por 3 meses intercambiando experiências bastante valiosas para a conclusão deste trabalho;

E a todos que, de uma maneira ou de outra, contribuíram para a realização e o sucesso deste trabalho de Mestrado.

RESUMO

Devido às sucessivas participações da grande eólica nos leilões de energia elétrica no Brasil, existe cada vez mais a necessidade de que se obtenham estimativas confiáveis sobre a produção eólica, principalmente na Região Nordeste Brasileira, onde está concentrada a maior parte das centrais eólicas. Nesse sentido, este trabalho tem como objetivo empregar técnicas para o downscaling dinâmico do vento em superfície baseadas em parametrizações da camada limite planetária (Planetary Boundary Layer, PBL) na tentativa de melhor descrever o comportamento do vento nas proximidades das centrais eólicas, entendendo-se o downscaling como um procedimento através do qual se dá a redução da escala espacial relativa aos processos atmosféricos de interesse com consequente aumento da resolução espacial. A partir de dados de reanálise com baixa resolução espacial, oriundos de um modelo geral da circulação atmosférica (General Circulation Model, GCM), executou-se o downscaling dinâmico a partir dos 4 pontos da malha do GCM mais próximos à posição da torre anemométrica de interesse. Para tanto, empregaram-se 25 modelos (baseados em parametrizações da PBL) cujos desempenhos foram comparados com o de um modelo de referência, a interpolação bilinear dos citados 4 pontos do GCM mais próximos a posição da torre de interesse. Por sua vez, os dados observacionais das torres anemométricas passaram por um processo de garantia de qualidade antes de servirem à calibração e validação dos modelos. A implementação dos modelos dinâmicos se deu para diferentes regimes de estabilidade atmosférica, havendo sido, os modelos, aplicados em 11 estudos de localizados na Região Nordeste Brasileira. A intercomparação dos estudos de caso gerou um agrupamento de modelos baseados na importância que estes dão a um gradiente de temperatura, seja tal gradiente nulo, vertical ou horizontal. Resultados mostram um alto aprimoramento de modelos baseados em gradiente horizontal com respeito ao modelo de referência nos estudos de caso que dizem respeito à costa norte da Região Nordeste, onde há incidência de brisa. No entanto, em outros estudos de caso, tal aprimoramento é bastante baixo ou inexistente. Em quatro estudos de caso, não houve melhora com respeito ao modelo de referência, sugerindo-se um aprofundamento no estudo por meio do emprego de modelos que descrevam de forma mais detalhada os efeitos da orografia local.

Palavras-chave: Energia eólica. *Downscaling* dinâmico. Modelagem do vento. Brisa.

ABSTRACT

Due to the successive holdings of large wind power in the Brazilian electric power auctions, there is an increasing need to obtain reliable estimates of wind production, mainly in the Northeast of Brazil, where most of the wind farms are concentrated. In this sense, the objective of this work is to employ techniques for the dynamical downscaling of surface wind based on planetary boundary layer (PBL) in an attempt to better describe the wind behavior in the vicinity of wind power plants, where downscaling as a procedure through which the spatial scale is reduced in relation to atmosphere process of interest with consequent increase in spatial resolution. From the low-resolution reanalysis data from a General Circulation Model (GCM), dynamical downscaling was performed for the 4 points of the GCM mesh closest to the position of the anemometric tower of interest. For this, 25 (based on PBL parameterizations) were used, whose performance were compared to a reference model, the bilinear interpolation of the mentioned 4 closest points from the GCM to the tower of interest location. Besides that, the observational data from anemometric tower underwent a quality assurance process before serving the calibration and validation of models. The implementation of the dynamical models occurred for different atmospheric stability regimes and they were applied in 11 case studies located in the Northeast Region of Brazil. The intercomparison of the case studies generated a grouping of models based on the importance they give to a temperature gradient, whether such gradient is null, vertical or horizontal. Results show a high improvement of horizontal gradient models with respect to the reference model in the case studies that concern the north coast of the Northeast Region, where there is incidence of breeze. However, in other case studies, such enhancement is quite low or non-existent. In four case studies, there was no improvement with respect to the reference model, suggesting a deepening in the study with models that describes in a more detailed way the effects of the local orography.

Keywords: Wind Energy. Dynamical downscaling. Wind modeling. Breeze.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1 - A camada limite planetária de altura h com suas diferentes subcamadas e a atmosfera livre.	18
Figura 2 - Vista a) superior e b) lateral da representação dos 4 pontos da malha do GCM (pontos pretos) mais próximos à localização de uma torre anemométrica qualquer (triângulo vermelho) para diversos níveis.	29
Figura 3 - Diagrama de fluxo da metodologia.....	31
Figura 4 - Gráficos das expressões empíricas para as constantes a) A e; b) B com respeito à μ tanto no regime estável como ($\mu > 0$) no regime instável ($\mu < 0$).....	48
Figura 5 - Perfil do vento na superfície (U) e perfil do vento geostrófico de superfície (G).54	
Figura 6 - Localização geográfica das 11 torres anemométricas na Região Nordeste do Brasil (“percevejos” laranjas).	57
Figura 7 - Mapas que apresentam: a) temperatura média anual; b) temperatura potencial anual média; c) temperatura média anual para o dia e d) temperatura média anual para a noite na Região Nordeste do Brasil a partir de um domínio $19^\circ \times 19^\circ$ do nível de modelo 60 (aproximadamente 10 m acima da superfície) do ECMWF ERA-Interim.....	61
Os círculos negros indicam a localização das torre anemométricas e a linha preta mostra o contorno do continente.	61
Figura 8 - Gradientes de temperatura média e meridional média para as coordenadas X (Longitudinal) e Y (Latitudinal) para o dia e a noite.....	62
Figura 9 - a) Diagrama de Taylor; b) rosa dos ventos das observações; c) diferença entre as séries temporais do modelo LGAS-cH e da observação e d) dispersão entre as séries temporais do modelo LGAS-cH e a observação para o Estudo de Caso 1.....	65
Figura 10 - a) Diagrama de Taylor; b) rosa dos ventos das observações; c) diferença entre as séries temporais do modelo LGAS-cH e da observação e d) dispersão entre as séries temporais do modelo LGAS-cH e a observação para o Estudo de Caso 2.....	67
Figura 11 - a) Diagrama de Taylor; b) rosa dos ventos das observações; c) diferença entre as séries temporais do modelo VTRN e da observação e d) a dispersão entre as séries temporais do modelo VTRN e a observação para o Estudo de Caso 3.	69
Figura 12 - a) Diagrama de Taylor; b) rosa dos ventos das observações; c) diferença entre as séries temporais do modelo LGAS-cH e da observação e d) dispersão entre as séries temporais do modelo LGAS-cH e a observação para o Estudo de Caso 4.....	70

Figura 13 - a) Diagrama de Taylor; b) rosa dos ventos das observações; c) diferença entre as séries temporais do modelo LGAS-NP e da observação e d) dispersão entre as séries temporais do modelo LGAS-NP e a observação para o Estudo de Caso 5.	72
Figura 14 - a) Diagrama de Taylor; b) rosa dos ventos das observações; c) diferença entre as séries temporais do modelo LGRNN-M e da observação e d) dispersão entre as séries temporais do modelo LGRNN-M e a observação para o Estudo de Caso 6.	74
Figura 15 - a) Diagrama de Taylor; b) rosa dos ventos das observações; c) diferença entre as séries temporais do modelo LGAS-cH e da observação e d) dispersão entre as séries temporais do modelo LGAS-cH e a observação para o Estudo de Caso 7.....	76
Figura 16 - a) Diagrama de Taylor; b) rosa dos ventos das observações; c) diferença entre as séries temporais do modelo LGAS-GG e da observação e d) dispersão entre as séries temporais do modelo LGAS-GG e a observação para o Estudo de Caso 8.....	77
Figura 17 - a) Diagrama de Taylor; b) rosa dos ventos das observações; c) diferença entre as séries temporais do modelo LGAS-GG e da observação e d) dispersão entre as séries temporais do modelo LGAS-GG e a observação para o Estudo de Caso 9.....	79
Figura 18 - a) Diagrama de Taylor; b) rosa dos ventos das observações; c) diferença entre as séries temporais do modelo LGAS-GG e da observação e d) dispersão entre as séries temporais do modelo LGAS-GG e a observação para o Estudo de Caso 10.....	81
Figura 19 - a) Diagrama de Taylor; b) rosa dos ventos das observações; c) diferença entre as séries temporais do modelo LGAS-NP e da observação e d) dispersão entre as séries temporais do modelo LGAS-NP e a observação para o Estudo de Caso 11 (note-se que os segmentos de reta azul e vermelho representam a tendência linear das amostras e a identidade respectivamente).	82
Figura 20 - Mapas representando: a) o melhor resultado para cada Estudo de Caso; b) o melhor resultado para cada Estudo de Caso ao ignorar o grupo AS (os quadrados laranjas indicam o grupo AS, pretos GN, vermelho GV, azuis GH, verdes AG e rosa IBL).	84
Figura 21 - <i>Zoom</i> dos principais resultados dos diagramas de Taylor para os Estudos de Caso 1 (a), 2 (b), 3 (c), 4 (d), 5 (e), 6 (f), 7 (g), 8 (h), 9 (i), 10 (j), 11 (k).	96

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Expressões empíricas para a dependência de A e B com respeito a μ no regime estável.	47
Tabela 2 - Expressões empíricas para a dependência de A e B com respeito a μ no regime instável.....	48
Tabela 3 - Diferenças entre os modelos do grupo 1.	50
Tabela 4 - Diferenças entre os modelos do grupo 2.	51
Tabela 5 - Diferenças entre os modelos do grupo 3.	53
Tabela 6 - Diferenças entre os modelos do grupo 4.	54
Tabela 7 - Diferenças entre os modelos do grupo 5.	55
Tabela 8 - Diferenças entre os modelos do grupo 5.	55
Tabela 9 - Metadados relativos às torres anemométricas.	56
Tabela 10 - Modelos redistribuídos pelos grupos dependentes do gradiente de temperatura e sua numeração para fim de intercomparação nos diagramas de Taylor apresentados na próxima seção.	59
Tabela 11 - Informações relevantes sobre os melhores resultados do Estudo de Caso 1.....	64
Tabela 12 - Informações relevantes sobre os melhores resultados do Estudo de Caso 2.....	66
Tabela 13 - Informações relevantes sobre os melhores resultados do Estudo de Caso 3.....	68
Tabela 14 - Informações relevantes sobre os melhores resultados do Estudo de Caso 4.....	70
Tabela 15 - Informações relevantes sobre os melhores resultados do Estudo de Caso 5.....	71
Tabela 16 - Informações relevantes sobre os melhores resultados do Estudo de Caso 6.....	73
Tabela 17 - Informações relevantes sobre os melhores resultados do Estudo de Caso 7.....	75
Tabela 18 - Informações relevantes sobre os melhores resultados do Estudo de Caso 8.....	77
Tabela 19 - Informações relevantes sobre os melhores resultados do Estudo de Caso 9.....	78
Tabela 20 - Informações relevantes sobre os melhores resultados do Estudo de Caso 10.....	80
Tabela 21 - Informações relevantes sobre os melhores resultados do Estudo de Caso 11.....	82

LISTA DE SÍMBOLOS

- A, B e C Constantes [.]
- \mathfrak{S} Força de viscosidade por unidade de volume [N/m^3]
- f Fator de Coriolis [rad/s]
- f_x Função universal da razão u/u_* [.]
- F Função universal do defeito de velocidade [.]
- G Magnitude do vento geostrófico [m/s]
- g Aceleração gravitacional [m/s^2]
- h Altura da camada limite planetária [m]
- i Unidade imaginária [.]
- k Constante de von Karman [.]
- K_m Coeficiente de difusão molecular [m^2/s]
- l Comprimento integral da turbulência [m]
- L Escala de comprimento de Monin-Obukhov [m]
- L_f Função universal do comprimento integral da turbulência [.]
- M Magnitude do vento na camada superficial [m/s]
- M_{obs} Magnitude do vento observado [m/s]
- p Pressão atmosférica [hPa]
- q Intensidade de turbulência [m/s]
- Q Função universal da intensidade de turbulência [.]
- t Tempo [s]
- T Temperatura do ar [K]
- \bar{T} Temperatura média do local [K]
- u Componente meridional do vento [m/s]
- u_g Componente meridional do vento geostrófico [m/s]
- u_{cs} Componente meridional do vento no topo da camada superficial [m/s]
- u_{ek} Componente meridional do vento dentro da camada externa de Ekman [m/s]
- u_{gcm} Componente meridional do vento proveniente do GCM [m/s]
- \vec{u} Vetor velocidade do vento [m/s]
- u_* Velocidade de fricção [m/s]
- v Componente zonal do vento [m/s]
- v_g Componente zonal do vento geostrófico [m/s]
- v_{cs} Componente zonal do vento no topo da camada superficial [m/s]
- v_{ek} Componente zonal do vento dentro da camada externa de Ekman [m/s]
- v_{gcm} Componente zonal do vento proveniente do GCM [m/s]
- w Componente vertical do vento [m/s]
- W Escala de velocidade vertical [m/s]
- z Altura de interesse sobre o nível do solo [m]

z_a Altura da torre anemométrica [m]
 z_0 Rugosidade aerodinâmica da superfície [m]
 z_{cs} Altura da camada superficial [m]
 z_{xT} Altura sobre o nível do solo relacionado à temperatura [m]
 z_{xU} Altura sobre o nível do solo relacionado à velocidade do vento [m]
 z_{gcm} Altura do nível do modelo do GCM [m]
 η Coeficiente de viscosidade Dinâmica [Ns/m^2]
 θ Temperatura potencial [K]
 θ_* Escala de temperatura potencial [K]
 μ Parâmetro de estabilidade atmosférica [.]
 ρ Massa específica do ar [kg/m^3]
 τ Esforço Turbulento [Ns/m^2]
 ϕ Latitude [$^\circ$]
 Φ Geopotencial [m^2/s^2]
 ψ_m Função universal de estabilidade atmosférica [.]
 Ω Velocidade de giro da Terra [rad/s]
 ω Magnitude fluida qualquer [-]

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO.....	14
2	CONCEITOS PRELIMINARES	16
2.1	Modelos de Circulação Geral da Atmosfera	16
2.2	Camada Limite Planetária (<i>Planetary Boundary Layer</i>, PBL)	17
3	REVISÃO DE LITERATURA	19
3.1	Downscaling.....	19
3.2	<i>Downscaling</i> Estatístico	20
3.3	<i>Downscaling</i> Dinâmico	22
4	METODOLOGIA E MODELOS.....	29
4.1	Equações Fundamentais da Camada Limite Planetária	31
4.1.1	Lei de Resistência do Vento Geostrófico e Camada Superficial.....	36
4.1.2	Atmosfera Baroclínica.....	43
4.1.3	Camada Externa de Ekman	44
4.2	Modelos.....	45
4.2.1	Grupo 1	45
4.2.2	Grupo 2	50
4.2.3	Grupo 3	51
4.2.4	Grupo 4.....	53
4.2.5	Grupo 5.....	54
4.2.6	Grupo 6.....	55
5	RESULTADOS	56
5.1	Informações sobre os Estudos de Caso	56
5.2	Modelagem	57
5.3	Resultados Individuais no Regime de 6 Horas.....	63
5.3.1	Estudo de Caso 1	64
5.3.2	Estudo de Caso 2	66
5.3.3	Estudo de Caso 3	68
5.3.4	Estudo de Caso 4	69
5.3.5	Estudo de Caso 5	71
5.3.6	Estudo de Caso 6	73
5.3.7	Estudo de Caso 7	74
5.3.8	Estudo de Caso 8	76

5.3.9	Estudo de Caso 9	78
5.3.10	Estudo de Caso 10	80
5.3.11	Estudo de Caso 11	81
5.4	Intercomparação dos Estudos de Caso no Regime de 6 Horas	83
6	CONCLUSÕES.....	86
7	PERSPECTIVAS.....	88
	REFERÊNCIAS	89
	APÊNDICE A – ZOOM DOS PRINCIPAIS RESULTADOS DO DIAGRAMA DE TAYLOR PARA CADA ESTUDO DE CASO	96
	ANEXO A – ESTRUTURAS MATEMÁTICAS	97
	ANEXO B – FECHAMENTO TURBULENTO BASEADO NA TEORIA DO FLUXO GRADIENTE	100

1 INTRODUÇÃO

A capacidade de energia eólica acumulada no Brasil mostra um crescimento impressionante com um aumento médio de cerca de 2 GW por ano nos últimos nove anos (ABEEólica, 2016). Classificado como a 9ª maior capacidade de energia eólica acumulada no mundo e a 5ª maior capacidade de energia eólica no final de 2016 (ABEEólica, 2016), o Brasil atualmente possui 11,4 GW instalados, o que representa 7,4% da matriz elétrica nacional (ABEEólica, 2017), sendo mais de 80% dessa capacidade localizada na Região Nordeste do Brasil (ABEEólica, 2016).

Este acelerado crescimento vem sendo resultado essencialmente das sucessivas participações da grande eólica nos leilões de energia elétrica promovidos pelo governo federal. Esse desenvolvimento da eólica no país implica na necessidade de estimativas cada vez mais confiáveis sobre a produção das centrais eólicas, que normalmente são baseadas em modelos atmosféricos devidamente parametrizados.

A maior parte da produção de energia elétrica proveniente do recurso eólico do país é oriunda da Região Nordeste, onde ainda existem diversos sítios propícios à instalação de novas centrais. O recurso associado à região é consequência da interação entre os ventos alísios do Sudeste e o continente. A importância de se modelar tal recurso se deve ao fato de que as torres anemométricas usadas para fins energéticos apresentam baixa densidade espacial e se mantêm em operação por um curto período de tempo (ordem de 2 a 3 anos), o que impossibilita a identificação da climatologia local. Uma forma de se descrever com suficiente confiança a climatologia local se dá pela utilização de técnicas de *downscaling* de modo que, uma vez devidamente calibrados e validados a partir da comparação com as observações, os modelos possam ser adotados para estender a série temporal observada por um período de tempo maior (ordem da década). Neste sentido, este trabalho tem como objetivo geral empregar modelos dinâmicos para o *downscaling* do vento em superfície baseados em diferentes parametrizações da camada limite planetária (*Planetary Boundary Layer*, PBL) (LANDBERG, 2001) no Nordeste Brasileiro a fim de determinar os tipos de modelo que melhor possam descrever o comportamento do vento nas proximidades das centrais eólicas e avaliar os possíveis agrupamentos de modelos em função de seu comportamento em diferentes subregiões. É importante mencionar que os modelos aqui empregados fazem uso de uma descrição simples da camada limite planetária ao acoplar

a escala sinóptica diretamente com a microescala. A validação dos modelos se dá através da comparação com dados observacionais anemométricos¹.

Por fim, vale ressaltar que os modelos da camada limite planetária, foco deste trabalho, vêm sendo desenvolvidos através de 3 projetos de P&D: o projeto “Aprimoramento de Aerogerador de 2 MW para a Adequação às Condições Eólicas Brasileiras”, financiado pelo CTGAS-ER/PETROBRAS por meio do Programa de P&D da Agência Nacional de Energia Elétrica (ANEEL, PD-0553-0020/2012), o projeto “*High Performance Computing for Energy (HPC4E)*”, financiado pela Rede Nacional de Ensino e Pesquisa (RNP) do Ministério da Ciência, Tecnologia e Inovação (MCTI) e pela Comissão Europeia ao amparo do programa Europeu H2020 e o projeto EOLIPREV, financiado pelo CNPq (Processo 406984/2013-1). Em tais projetos, os modelos baseados na PBL têm sido empregados tanto para diagnóstico como para prognóstico. Eles são também comparados com abordagens empíricas para o *downscaling* (*downscaling* estatístico).

¹ O termo anemometria diz respeito à “mediação (observação) e registro da velocidade e direção do vento” (<http://glossary.ametsoc.org/wiki/anemometry>). A torre anemométrica é, portanto, aquela devidamente instrumentada com sensores e *datalogger* para a medição e o registro do vento no lugar de interesse.

2 CONCEITOS PRELIMINARES

2.1 Modelos de Circulação Geral da Atmosfera

Os modelos da circulação geral atmosférica (*General Circulation Models*, GCMs) são aqueles cujas “*equações governantes são as leis físicas de conservação (da massa, momento, energia...) em sua forma espectral, diferenças finitas ou elementos finitos. Tais modelos computam a evolução da circulação atmosférica através de integrações das citadas equações no domínio do tempo a partir de uma determinada condição inicial. Os GCMs são comumente empregados para a previsão do tempo e os estudos climáticos*” (http://glossary.ametsoc.org/wiki/general_circulation_models). Tais modelos simulam o comportamento de diversas variáveis atmosféricas em uma ampla cobertura espacial (cobrindo todo o planeta) e temporal (suficientemente longos para caracterizar o comportamento climático do vento). Porém, empregam malhas de baixa resolução horizontal (tipicamente da ordem de 100 km), resolução insuficiente para a maioria das aplicações em energia eólica. Pois, os parques eólicos, por exemplo, possuem dimensão típica de 10 km e os rotores aerodinâmicos de 100 m.

Entre os diferentes produtos dos GCMs (como análise, reanálise e previsão) destaca-se a reanálise, cujos dados são frutos de simulações sobre longos períodos (da ordem de décadas), fazendo uso de uma modelagem homogênea (que não sofre modificações ao longo da simulação) e assimilando os dados observacionais de melhor qualidade à disposição. Por se tratarem de medições escassas, tanto em cobertura espacial como em cobertura temporal, é necessário o uso, por exemplo, de dados numéricos gerados (como os dados de reanálise) para a descrição do comportamento do vento em um determinado lugar (de interesse para a possível instalação de uma central eólica) sobre este período climaticamente significativo.

Destacam-se, como principais GCMs aqueles pertencentes aos centros:

- *National Center for Environmental Prediction (NCEP);*
- *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF);*
- *National Aeronautics and Space Administration (NASA).*

Os dados do programa de reanálise ERA–Interim do ECMWF são considerados dos mais confiáveis dentre os dados de reanálise produzidos por GCMs. Portanto, são

empregados neste trabalho (GATES et al., 1998). O programa ERA-Interim descreve o comportamento climatológico bem como as condições superfície-terra e mar-onda cobrindo diversas variáveis meteorológicas tanto na troposfera como na estratosfera desde 1 de janeiro de 1989 até o presente com saídas a cada 6 horas com resolução de aproximadamente 79 km. As saídas tanto superficiais como para 60 níveis verticais de modelo (pressão), que vão desde 1012,0494 hPa até 0,1 hPa (DEE et al., 2011).

2.2 Camada Limite Planetária (*Planetary Boundary Layer, PBL*)

As técnicas de *downscaling* dinâmico baseadas na camada limite planetária têm como origem a lei de conservação do momento linear na escala sinótica (tomando-se a Terra como referencial não inercial). Essa lei descreve o comportamento do vento horizontal sobre todo o Planeta (PEDLOSKY, 1986).

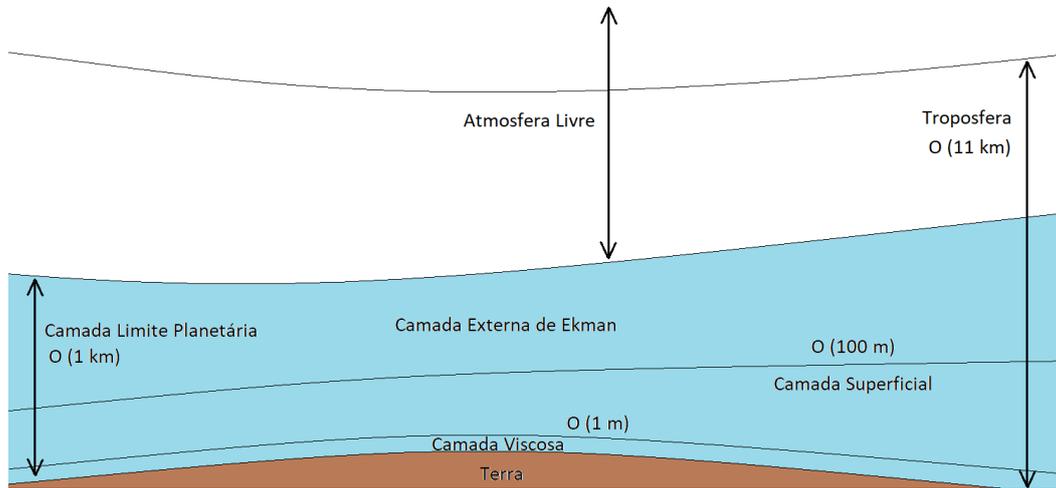
Para um caso específico (por exemplo, uma latitude específica e uma altura específica sobre o nível do solo) é feita uma análise de escala sobre os termos da conservação do momento linear (HOLTON, 2004). Este é o ponto de partida para o desenvolvimento dos modelos aqui adotados para o *downscaling* dinâmico do vento.

Essa análise de escala dá origem, por exemplo, ao equilíbrio do vento geostrófico, que nada mais é que o balanço entre a força de Coriolis e a força devida ao gradiente de pressão, acima da camada limite planetária (LANDBERG, 2001), sendo tal camada nada mais que a porção da atmosfera mais próxima à superfície, suscetível aos efeitos mecânicos e térmicos produzidos pela superfície, subdividida (tal como indicado na Figura 1) em camada externa de Ekman e camada superficial (LANDBERG, 2001). Vale observar que a atmosfera livre é a porção da atmosfera (cerca de 90% de toda a atmosfera) por cima da camada limite planetária que não sofre influência das perturbações da superfície.

Na camada externa de Ekman (a mais próxima à atmosfera livre), tanto a velocidade como a direção do vento horizontal variam com a altura por sofrerem os efeitos da fricção com a superfície, estes que reduzem a magnitude da força de Coriolis. Na camada superficial (a mais próxima à superfície), desprezando-se os efeitos orográficos e os térmicos em um primeiro momento, a velocidade do vento horizontal apresenta uma variação vertical regida pela lei logarítmica (variação da velocidade do

vento horizontal com a altura). Supõe-se que não há variação vertical da direção (TAYLOR, 1916; PANOFSKY, 1959).

Figura 1 - A camada limite planetária de altura h com suas diferentes subcamadas e a atmosfera livre.



Fonte: Stull (2012) (adaptado)

3 REVISÃO DE LITERATURA

Neste capítulo, é apresentado uma revisão dos principais trabalhos com respeito aos tipos de *downscaling* e suas modelagens.

Landberg et al. (2003) mostraram diversas técnicas para estimar o recurso eólico, sendo elas: folclore², apenas medições³, *measure–correlate–predict* (MCP)⁴, atlas eólicos⁵, modelagem baseada em dados locais⁶, banco de dados globais (baseados na PBL), modelagem mesoescalar (na atualidade é a técnica mais utilizada pelo setor eólico) e modelagem meso/microescalar combinada. As três últimas são técnicas de *downscaling*.

3.1 Downscaling

O termo *downscaling* diz respeito ao processo através do qual o comportamento de uma variável meteorológica em uma determinada escala espacial é inferido a partir de seu comportamento em uma escala espacial maior. Particularmente, neste trabalho o comportamento climático de uma variável local (relacionada ao vento) é inferido a partir de seu comportamento na grande escala, a escala sinóptica (WILBY & WIGLEY, 1997). Considerando-se que a resolução espacial dos GCMs não permite a reprodução de importantes fenômenos atmosféricos na microescala, o processo de *downscaling* é de fundamental importância para, por exemplo, a análise da variabilidade do vento em longo prazo na escala local com vistas ao aproveitamento da energia eólica pelas centrais eólicas.

Wilby & Wigley (1997) mostraram a necessidade do uso de técnicas acuradas de *downscaling*, indicando que por mais que a tecnologia e a resolução espacial e

² Técnica que se baseia na inspeção da vegetação local (deformada por ventos fortes, se for o caso) e/ou entrevistas com nativos.

³ Medições anemométricas que geralmente não são longas o suficiente para caracterizar a climatologia local.

⁴ O MCP, que é bastante utilizado, baseia-se em correlacionar observações de curto tempo no local de interesse com medidas observacionais de outra(s) torre(s) próxima(s) a este local. Esta técnica é climatologicamente representativa quando as observações da(s) torre(s) próxima(s) têm, além de alta correlação com as observações locais, medidas da ordem de 10 anos.

⁵ Publicação de mapas ou cartas geográficas indicando variáveis que identifiquem o potencial eólico (como fator de forma e escala de Weibull).

⁶ Faz uso de curta medição observacional ou séries temporais provenientes do cálculo MCP como entrada de modelos microescalares. Exemplos: WAsP (*Wind Atlas Analysis and Application Program*) e CFD (*Computational Fluid Dynamics*).

temporal dos GCMs avancem, essas técnicas serão sempre necessárias para se ter o comportamento de uma determinada variável em um lugar específico. Isto ocorre devido aos processos de menor escala que os GCMs não enxergam. Wilby & Wigley (1997) também separaram e descreveram quatro grupos de *downscaling*: regressão, classificação, geradores estocásticos no tempo e modelos de área limitada (modelos dinâmicos). Apesar de reconhecerem a capacidade dos modelos dinâmicos em trazer como resultado a climatologia em uma alta resolução sem, muitas vezes, fazer uso das observações, Wilby & Wigley (1997) criticaram a grande dependência aos GCMs que os modelos dinâmicos apresentam quando comparados aos modelos estatísticos.

A ideia de poder modelar, mesmo que preliminarmente, o comportamento de uma variável em um local de interesse sem necessitar de observações é bastante importante, pois através desse tipo de modelagem pode-se, por exemplo, escolher melhor o local para se instalar uma torre anemométrica. Para que, a posteriori, possa ser feita uma remodelagem.

Em geral, as técnicas de *downscaling* podem ser classificadas em dois grupos principais: dinâmicas e estatísticas. As técnicas dinâmicas podem se basear tanto em modelos da circulação regional atmosférica (*Regional Climate Models*, RCMs) como em modelos de camada limite planetária (*Planetary Boundary Layer*, PBL) (LANDBERG e WATSON, 1994). Essas abordagens dinâmicas utilizam as saídas de um GCM como condições iniciais e de contorno e resolvem numericamente as equações físicas que regem o comportamento da atmosfera, aplicando uma alta resolução espacial (COSTA, 2005). As abordagens estatísticas de *downscaling* consistem, basicamente, em fazer uso da relação empírica entre dados medidos (dados observacionais) e a circulação na grande escala (saídas do GCM na escala sinóptica), com a finalidade de calibrar um modelo que reproduza variáveis em uma escala de alta resolução a partir da grande escala.

3.2 *Downscaling* Estatístico

As técnicas de *downscaling* estatístico podem ser divididas em três grupos: Regressão, Classificação e Geradores Estocásticos no Tempo. Também é comum modelagens que fazem uso de mais de um dos grupos supracitados para o *downscaling*.

As técnicas de *downscaling* de regressão fazem uso de abordagens lineares ou não-lineares. Esta técnica pode inferir parâmetros multiplicativos aos dados de entrada (abordagem linear) a fim de minimizar o erro de ajuste com os dados observacionais. Quando é feita uma abordagem não-linear, os dados de entrada são modelados por uma função que é uma combinação não-linear de parâmetros do modelo.

Por meio da aplicação da análise de componentes principais (*Principal Component Analysis*, PCA)⁷, Murphy (1999) modelou a precipitação e as temperaturas máximas e mínimas a partir da regressão linear adotando a pressão no nível do mar, a temperatura e as componentes zonais e meridionais do vento como variáveis preditoras. Hewiston & Crane (1996) aplicaram um abordagem não-linear (redes neurais artificiais)⁸ com PCA para fazer o *downscaling* da precipitação com a pressão superficial e a altura geopotencial como preditoras. Seu objetivo era avaliar as mudanças climáticas a fim de comparar a saída com RCMs.

Já as técnicas de *downscaling* de classificação relacionam objetivamente ou subjetivamente os dados observacionais em um esquema de classificação de padrões sinóticos (WILBY & WIGLEY, 1997). As técnicas mais comuns são: análogos e *clustering*.

A técnica de análogos parte do princípio de que para um dado instante de tempo de dados da microescala haverá um instante de tempo (sendo o mesmo ou não) em que na macroescala a diferença absoluta entre dois estados sinóticos será mínima. Essa técnica foi utilizada (também aplicando PCA) por Wetterhall et al. (2005) para calcular a precipitação tomando como preditora a pressão superficial. A segunda técnica de classificação, *clustering*, nada mais é que realizar agrupamentos por semelhança de dados. Essa semelhança é definida pelo tipo de agrupamento que se quer dar. Por exemplo, Gutierrez et al. (2003) agruparam as variáveis temperatura, umidade relativa, altura geopotencial e as componentes zonais e meridionais do vento por meio da técnica k-means⁹ a fim de modelar tanto a velocidade máxima do vento como a precipitação na posição da torre anemométrica em questão.

⁷ O PCA é uma técnica de “compressão de dados” que se baseia na eliminação de redundâncias (desde o ponto de vista linear) entre variáveis.

⁸ As redes neurais artificiais são estruturas computacionais que têm como objetivo emular o comportamento do cérebro humano com respeito à sua capacidade de reter e processar a informação de forma não linear.

⁹ Técnica de agrupamento (*clustering*) que consiste em escolher o número de classes *a priori* para que em seguida, de forma iterativa, os estados sinóticos sejam distribuídos nas correspondentes classes.

As técnicas de *downscaling* geradores estocásticos no tempo se baseiam em características meteorológicas observadas para produzir séries temporais de variáveis atmosféricas desejadas (vento horizontal, precipitação, temperatura, etc.) (HUTCHINSON, 1995). Richardson (1981), por exemplo, propôs uma metodologia que analisa a ocorrência de uma variável para que pudesse descrevê-la de forma condicionada a estados atmosféricos e às distribuições de probabilidade.

3.3 *Downscaling* Dinâmico

Muitos autores fizeram uso da estrutura da atmosfera descrita na seção 2.2, suposições e aproximações para modelar diversas variáveis atmosféricas. Esta seção foca nas contribuições relacionadas à modelagem dinâmica do vento e ao *downscaling* desta variável na PBL.

Deardorff (1972a) analisou quatro casos através de uma modelagem tridimensional da PBL, um em que não havia variação vertical de temperatura (regime neutro) e outros três em que havia fluxo ascendente de calor (regime não-neutro instável). Sua ideia foi apresentar resultados completos dos casos instáveis comparando-os com os resultados dos casos em regime neutro da velocidade vertical média, temperatura potencial, fluxo do momento, coeficientes turbulentos, coeficiente de correlação de fluxo, intensidades de turbulência, variância da temperatura e flutuações da pressão. Ele concluiu, principalmente, que a razão entre a velocidade de fricção e o fator de Coriolis (u_*/f) não consegue determinar a altura da PBL nos casos instáveis e que, mesmo com fluxo ascendente insignificante (regime neutro), o parâmetro de estabilidade apropriado sob condições de equilíbrio é, assim como no regime não-neutro, dado pela relação entre a altura de interesse sobre o nível do solo e a escala de comprimento de Monin-Obukhov (z/L).

Deardorff (1972b), apresentou um procedimento de parametrização da PBL através do uso de um GCM. Sua proposta envolve quatro partes importantes: uso da altura da PBL e de valores dos níveis mais baixos do GCM para estimar velocidade do vento, temperatura potencial e a umidade específica; estimação dos fluxos de momento, calor e umidade através do número de Richardson (*bulk*); estimação da direção do vento na camada superficial através da pressão superficial e, por último, prevê a altura do topo da PBL para um passo à frente por meio de uma modelagem específica para cada caso

(estável ou instável). Esta metodologia proposta por Deardorff (1972b) retrata, também, duas abordagens diferentes para calcular a velocidade do vento dentro da camada superficial, sendo uma para o caso estável e outra para o caso instável.

Blackadar & Tennekes (1968) explicitaram a famosa equação da lei de resistência do vento geostrófico e Tennekes (1973) explorou as condições em que a lei logarítmica é válida. Ambas as metodologias são detalhadas na seção 4.1 (Equações Fundamentais da Camada Limite Planetária), pois a maioria dos modelos utilizados no presente trabalho equivalem ou derivam dessas duas leis.

Brown (1974) deu sua contribuição ao estudo da camada limite planetária ao formalizar as relações e os limites entre o vento geostrófico, a camada externa de Ekman e a camada superficial.

A mudança na rugosidade foi modelada através da camada limite interna por Sempreviva et al. (1990) e foi validada a partir de quatro estações meteorológicas na Dinamarca. A proposta era descrever o vento na localização da torre anemométrica que tivesse a sotavento de outra apenas ao identificar a mudança de rugosidade entre as duas estações. A partir do cálculo da função da mudança de altura da IBL, devido à mudança de rugosidade, Sempreviva et al. (1990) obtiveram resultados satisfatórios ao separarem a IBL em três zonas: a primeira em equilíbrio com a rugosidade inicial, a segunda uma zona transitória e a terceira sendo a zona em que os efeitos da rugosidade uniformizaram a IBL.

Por meio da lei de resistência do vento geostrófico e da lei logarítmica, Landberg & Watson (1994) realizaram o *downscaling* com vistas a previsão do vento em superfície através do sistema de previsão numérica do tempo (*Numerical Weather Prediction*, NWP) HIRLAM (*High Resolution Limited Area Model*) em até 36 horas à frente na localização de 50 torres anemométricas. Landberg & Watson (1994) também fizeram uso do WAsP (*Wind Atlas Analysis and Application Program*)¹⁰ para modelar os efeitos locais (MORTESEN et al., 1993). Na grande maioria dos passos à frente, esta modelagem teve um erro quadrático médio menor que a persistência¹¹. Esta abordagem é empregada neste trabalho como um dos diversos modelos testados, porém,

¹⁰ O WAsP é um programa de estado-da-arte em avaliação de recurso, posicionamento e cálculo da produção de energia de aerogeradores e centrais eólicas (<http://www.wasp.dk>).

¹¹ A persistência nada mais é que considerar o comportamento do vento em um instante qualquer exatamente igual ao comportamento do vento no instante anterior (COSTA, 2005).

diferentemente de Landberg & Watson (1994), este trabalho é focado em diagnóstico, e não em previsão.

Mahrt (1999) explicitou várias características de camadas limite em regime neutro a partir da análise da subcamada da rugosidade, da camada superficial, da similaridade local, da razão z/L e da região próxima ao topo da PBL. Essas diferentes características tinham como objetivo contribuir com trabalhos futuros que necessitassem de uma descrição mais detalhada da atmosfera estável.

De Bruin et al. (2000) propuseram uma metodologia analítica para o cálculo do comprimento de Monin-Obukhov¹² a partir da similaridade de Monin-Obukhov. Sua metodologia faz uso das funções da estabilidade atmosférica de Dyer (1974) (caso instável) e Beljaars & Holtslag (1991) (caso estável).

Em sua tese, Landberg (2001) continuou com o uso das duas leis supracitadas para o *downscaling*, mas de maneira mais robusta. Ao invés de apenas considerar na lei logarítmica o regime neutro, Landberg (2001) utilizou-se de modelagens para descrever parâmetros que são função da estabilidade atmosférica na lei de resistência do vento geostrófico. No presente trabalho, esta modelagem também é feita e será apresentada na seção 4 (Equações Básicas).

Denis et al. (2002) apresentaram a metodologia chamada “*Big Brother Experiment*” (BBE) que permite eliminar o erro de modelo e limitações de observações climatológicas. Essa metodologia consiste em modelar (com um RCM), primeiramente, um grande domínio de alta resolução como referência (*big brother*). Em segundo, uma nova modelagem é feita com um domínio menor preservando a mesma resolução (*little brother*) em uma região que faça parte do domínio do *big brother*. Por último, os estatísticos de ambas as modelagens são comparados, na região do *little brother*. As diferenças entre os dois *brothers* ficam a cargo do aninhamento e da técnica de *downscaling*, o que permite avaliar qual modelagem do *big brother* é coerente, pois elimina o erro de modelo e as limitações de observações climatológicas.

Rooy & Kok (2004) propuseram uma metodologia mista de *downscaling* dinâmico com estatístico, partindo do princípio de que o termo da estabilidade da modelagem da camada superficial pode ser obtido a partir do vento em duas alturas (frutos da saída de um GCM). A parte estatística dessa modelagem nada mais foi que

¹² Altura em que as forças mecânicas sobrepõem as forças térmicas.

uma regressão linear para minimizar o erro de modelo de larga escala. Rooy & Kok (2004) tiveram como objetivo usar parâmetros de regressões (para determinados horários dos dias) calculados a partir de várias torres anemométricas da região do estudo de caso com o objetivo de descrever o comportamento do vento em um segundo local (próximo aos estudos de caso), que não possuísse observações. No caso de haver observações, a regressão seria refeita para que a modelagem do local fizesse uso de parâmetros mais confiáveis desta metodologia.

Costa (2005) realizou em sua tese, além da modelagem estatística, a modelagem dinâmica baseada nas leis de resistência do vento geostrófico e logarítmica, bem como a modelagem de camada superficial em regime não-neutro. Assim como Landberg (2001), Costa (2005) também fez uso do WAsP para modelar os efeitos microescalares (MORTESEN et al., 1993). Seu objetivo era o de, com a maior acurácia possível, realizar previsões de potência de centrais eólicas através da combinação das duas técnicas de *downscaling* do vento em superfície e de técnicas de previsão baseadas em séries temporais. Dentre as previsões baseadas exclusivamente na técnica dinâmica, o modelo de regime neutro com a ferramenta WAsP obteve o menor erro médio quadrático. Porém, quando comparado com as estruturas estatísticas, esse modelo apresentou piores resultados para os primeiros passos à frente (*time-steps ahead*). Mas nos passos seguintes, a resposta do modelo dinâmico foi melhor que as estruturas estatísticas em muitos casos.

Howard & Clark (2007) apresentaram uma alternativa à modelagem de NWP que parametriza os efeitos da orografia a partir da rugosidade efetiva que, segundo eles, não modela a aceleração causada por picos em relevos. O modelo apresentado faz uso do sistema de previsão NIMROD e tenta modelar o vento a 10 metros, altura na qual suavizações da orografia acarretam em maiores erros na modelagem. Muitos trabalhos abordaram a descrição do vento sobre colinas, como Jackson & Hunt (1975) que introduziram uma modelagem do vento em superfície em colinas para o caso de uma camada limite planetária em regime neutro. Mas o interessante do trabalho de Howard & Clark (2007) é a aplicação de sua modelagem como um aprimoramento de uma interpolação bilinear (*downscaling* baseado nas distâncias geométricas). Os resultados do estudo de caso mostram uma diminuição de cerca de 45% do erro médio quadrático quando comparado ao *downscaling* direto (sem o ajuste orográfico).

Rockel & Woth (2007) avaliaram os comportamentos extremos do vento devido às mudanças climáticas por meio de simulações com RCMs. Simulações sobre o período de teste (entre 1961 e 1990) mostraram que as modelagens que negligenciam as parametrizações de rajadas possuem resultados irreais. Em estudos de caso para os anos 2071 a 2100, as modelagens indicaram um possível aumento na velocidade média diária do vento no inverno e uma diminuição durante o outono em regiões da Europa afetadas pelo ciclone extratropical do atlântico norte.

Zilitinkevich et al. (2008) mostraram a dependência da rugosidade aerodinâmica e da altura de deslocamento (escala de altura em um escoamento turbulento sobre elementos com alta rugosidade) o vento se anularia se o perfil da camada limite for mantida com respeito à estabilidade atmosférica e desenvolveram um modelo de análise de escala para essas dependências.

Jiménez et al. (2010a) analisaram o comportamento do vento sobre um terreno complexo na Espanha com o objetivo de avaliar se as simulações do WRF (*Weather Research and Forecasting model*) seriam capazes de trazer resultados confiáveis. Embora o número reduzido de torres anemométricas não consiga representar bem a variabilidade espacial do vento no local, ao comparar com as observações, Jiménez et al. (2010a) puderam, além de validar o modelo, estender espacialmente os dados observacionais.

Soares et al. (2012) executaram um *downscaling* dinâmico de alta resolução através do modelo WRF a partir de dados do ERA-Interim em Portugal durante o período 1989-2008 para as variáveis temperatura e precipitação. Resultados do modelo WRF para resolução de 9 km mostraram, em todos os casos e variáveis, uma melhora com respeito ao ERA-Interim.

Araújo Junior et al. (2013) realizaram uma avaliação do recurso eólico do estado de Ceará para o período do El Niño (1997-1998) e da La Niña (1998-1999) através do RAMS (*Regional Modelling System*) com dados do ERA-Interim. As modelagens foram comparadas com dados observados, a 10 m acima da superfície. Apesar do modelo superestimar os dados observados, a correlação apresentou valores entre 0,4 e 0,89 para o regime diário. Nos períodos de ocorrência de La Niña, o modelo apresentou o melhor desempenho.

Floors et al. (2014) investigaram a influência da baroclinicidade no vento dentro da camada limite planetária em um local suburbano no nordeste da Alemanha

(Hamburgo) e um local rural-costeiro no oeste da Dinamarca (Høvsøre). O cisalhamento do vento geostrófico teve uma forte dependência sazonal devido às diferenças de temperatura entre a terra e mar.

Badger et al. (2014) demonstraram como um método dinâmico estatístico pode ser usado para estimar com acurácia o comportamento climatológico do vento em um parque eólico. O método foi dividido em duas partes: 1) pré-processamento, em que as configurações para as simulações do modelo de mesoescala são determinados e 2) pós-processamento, em que os dados das simulações de mesoescala são preparados para a aplicação em energia eólica.

Emeis (2014) publicou uma revisão indicando problemas atuais sobre a aplicação da meteorologia na energia eólica. Esta revisão forneceu uma breve visão geral sobre tais problemas. Ele também executou alguns modelos analíticos do vento.

Guo & Wang (2016) compararam duas abordagens para descrição de variáveis meteorológicas, a primeira adotando um GCM de alta resolução espacial e a segunda utilizando a ferramenta WRF com dados de um GCM de baixa resolução como entrada. O objetivo era determinar em que situações (ou que variáveis) melhor se enquadravam com as observações em cada abordagem na China. O WRF foi capaz de capturar o período mensal da variação da temperatura do ar e a dinâmica da precipitação melhor que operando o GCM de alta resolução. Porém, quando se trata da climatologia e do período mensal da precipitação, o GCM de alta resolução apresentou melhores resultados. Guo & Wang (2016) não se atentaram a comparar essas duas abordagens com respeito à velocidade do vento.

A revisão aqui apresentada traz uma compilação das escassas publicações sobre a modelagem da PBL aplicada ao *downscaling* dinâmico do vento em superfície. Apesar de extremamente importante tanto pela qualidade dos resultados quanto pelo baixo custo computacional (quando comparada à modelagem mesoescalar), tal modelagem vem sendo pouco explorada. Por exemplo, sobre a Região Nordeste do Brasil (que concentra atualmente mais de 80% da capacidade eólica instalada no País; ABEEÓLICA, 2016), não há artigos em periódicos com alto índice de impacto no Brasil. Portanto, este trabalho se propõe a contribuir realizando estimativas do comportamento do vento em uma região de baixa latitude através de diversas parametrizações de modelagens da PBL estabelecidas na Região Nordeste do Brasil. Com isso, espera-se a abertura de um caminho à academia e indústria eólica nacionais

no sentido da compreensão do comportamento do vento em superfície por meio de modelos analíticos que facilitem a interpretação sobre os processos atmosféricos exigindo muito menor potência computacional que os RCMs.

4 METODOLOGIA E MODELOS

A metodologia aqui proposta para o *downscaling* dinâmico do vento em superfície baseado em parametrizações da camada limite planetária é apresentada no diagrama de fluxo da Figura 3 e descrita a seguir:

As saídas do GCM (neste trabalho, empregam-se dados do programa de reanálise ERA-Interim do ECMWF) são divididas em dois subconjuntos (calibração e validação) por meio de uma abordagem de validação cruzada (MURPHY, 1999).

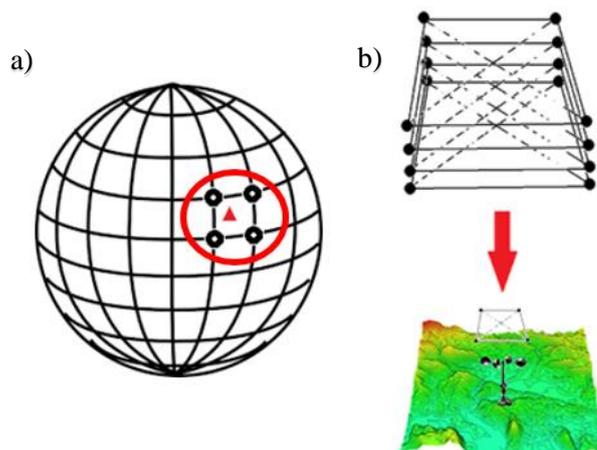
A interpolação bilinear (IBL) sobre as saídas do ERA-Interim (que possui resolução horizontal de $0,75^\circ$) é empregada para produzir as entradas para os modelos dinâmicos para o *downscaling* do vento em superfície. Vale mencionar que, para cada nível vertical do GCM, a IBL aqui se aplica aos 4 pontos da malha do GCM mais próximos à posição (coordenadas geográficas) (ver Figura 3) da torre anemométrica de interesse sendo testados os 16 diferentes níveis verticais do GCM mais próximos à superfície (dos quais, 15 situam-se entre os níveis de modelo 1012,0494 e 763,2045 hPa e 1 situa-se a 10 metros acima da superfície), entre os quais se escolhe aquele nível vertical do GCM com o qual cada modelo dinâmico para o *downscaling* melhor consiga representar as observações.

As variáveis obtidas para os 15 níveis de modelo foram: temperatura, velocidade zonal e meridional do vento. Já as ‘variáveis de superfície’ foram: pressão, altura de camada limite, rugosidade aerodinâmica, velocidade zonal e meridional do vento a 10 metros de altura acima da superfície.

Destaca-se, ainda, que os dados de reanálise aqui empregados dizem respeito às 4 saídas diárias do GCM referentes aos instantes de tempo 00Z 06Z 12Z 18Z (no fuso horário GMT 0).

A Figura 2 mostra a representação dos 4 pontos do GCM mais próximos a localização da torre anemométrica desde um vista global (Figura 2.a) e para diferentes níveis (Figura 2.b).

Figura 2 - Vista a) superior e b) lateral da representação dos 4 pontos da malha do GCM (pontos pretos) mais próximos à localização de uma torre anemométrica qualquer (triângulo vermelho) para diversos níveis.



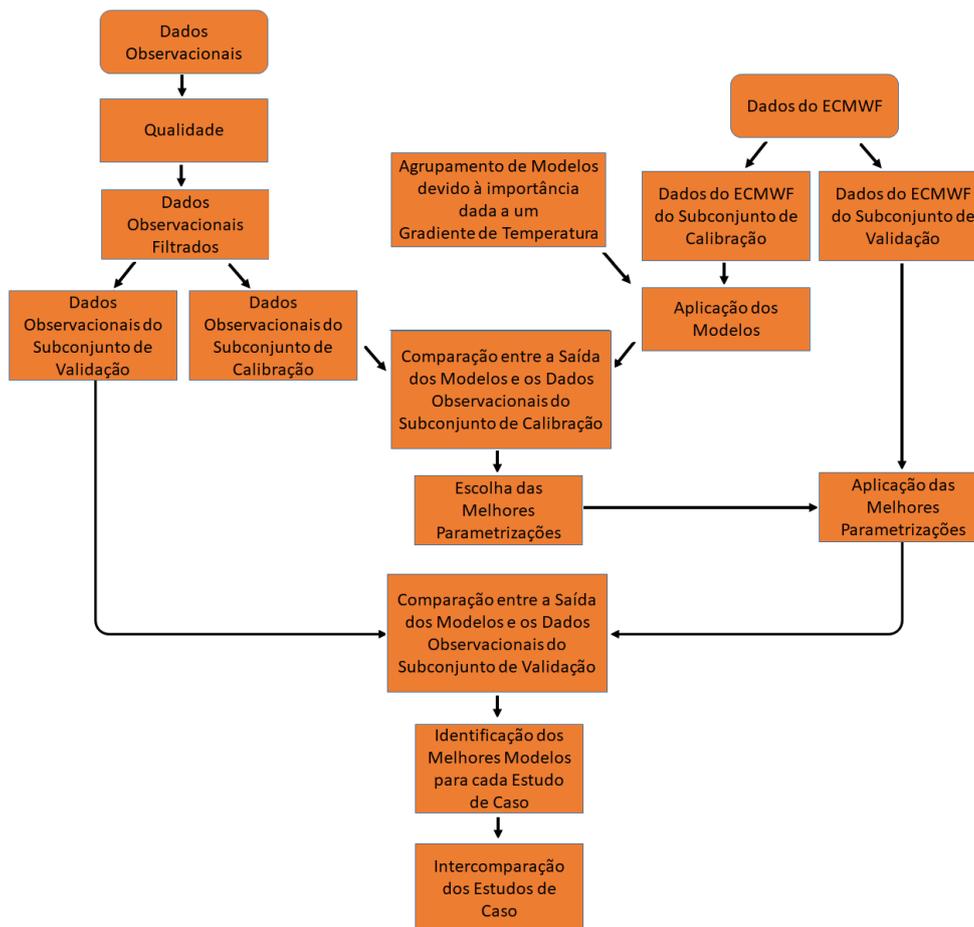
Fonte: própria

A divisão em calibração e validação também é feita para os dados anemométricos (dados observados ou dados observacionais) logo após passarem pelos testes para a garantia de qualidade, que visam classificar através de *flags* cada dado observado (JIMÉNEZ et al., 2010b; MORAES, 2015). Os testes podem ser classificados em 2 grandes grupos: testes globais (que avaliam de forma grosseira a qualidade de toda a série simultaneamente) e testes locais (que avaliam detalhadamente a qualidade de dados individuais e pequenos conjuntos de dados). O objetivo dos testes é o de descartar dados possivelmente anômalos (com alta probabilidade de que seu comportamento seja anômalo). Neste sentido, testes determinam limites para valores anômalos fazendo uso de uma técnica não paramétrica baseada no diagrama de *Box-whiskers* (FRIGGE et al., 1989). Os *flags* são indicadores da qualidade dos dados observacionais assumindo, aqui, valores indicativos de dados potencialmente bons, possivelmente anômalos, dados não avaliados e dados ausentes (não registrados). Tais *flags* foram aqui definidos de forma similar aos realizados por Moraes (2015).

A divisão dos subconjuntos (validação cruzada; MURPHY, 1999) é realizada separando-se dias alternados para cada subconjunto (e.g. dias ímpares para a calibração; dias pares para a validação) de maneira a garantir que, em séries temporais curtas, todas as estações meteorológicas estejam representadas em ambos os subconjuntos de calibração e validação. A calibração tem a finalidade de inferir os parâmetros dos modelos e escolher os níveis verticais do GCM mais apropriados, minimizando-se as discrepâncias entre as saídas dos modelos e os dados observacionais. Por sua vez, a validação tem a finalidade de avaliar a capacidade de generalização dos modelos, i.e., a

capacidade dos modelos de apresentarem resultados similares sobre um subconjunto (o de validação) diferente daquele empregado para a inferência dos parâmetros (o de calibração).

Figura 3 - Diagrama de fluxo da metodologia



Fonte: própria

Neste capítulo, as equações fundamentais da camada limite planetária (seção 4.1) são apresentadas e servem como base para as parametrizações da camada limite planetária (seção 4.2).

4.1 Equações Fundamentais da Camada Limite Planetária

Assim como foi descrito na seção 2.2, os modelos partem da equação da conservação do momento linear (PEDLOSKY, 1986):

$$\frac{d\vec{u}}{dt} + 2\vec{\Omega} \times \vec{u} = -\frac{1}{\rho}\nabla p + \nabla\Phi + \frac{1}{\rho}\mathfrak{S} \quad (1)$$

sendo \vec{u} o vetor de velocidade; t o tempo; Ω a velocidade angular da Terra; ρ a massa específica do ar; p a pressão; $\nabla\Phi$ representa as forças de volume por unidade de massa; \mathfrak{S} representa as forças viscosas por unidade de volume.

O lado direito da igualdade da Equação 1 representa as forças que atuam no fluido em unidade de força sobre volume (aceleração) e representam a derivada total e a força inercial de Coriolis. Já o lado esquerdo da igualdade representa as forças que a partícula fica submetida, sendo elas: a força devida ao gradiente de pressão, força de volume e a força de viscosidade (considerando uma atmosfera barotrópica¹³ em regime permanente). Todas as forças são apresentadas por unidade de volume. A derivada total pode ser representada em forma simbólica contraída por (ANEXO A.1):

$$\frac{d\vec{u}}{dt} = \frac{\partial\vec{u}}{\partial t} + \vec{u} \cdot \nabla\vec{u} \quad (2)$$

e também pode ser apresentada em forma expandida em função do sistema de coordenadas estabelecido na superfície terrestre em que x corresponde ao eixo equivalente à variação da longitude; y , à variação da latitude e z , à variação da altura com respeito à superfície:

$$\begin{aligned} \frac{du}{dt} &= \frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + w \frac{\partial u}{\partial z} \\ \frac{dv}{dt} &= \frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + w \frac{\partial v}{\partial z} \\ \frac{dw}{dt} &= \frac{\partial w}{\partial t} + u \frac{\partial w}{\partial x} + v \frac{\partial w}{\partial y} + w \frac{\partial w}{\partial z} \end{aligned} \quad (3)$$

A força de Coriolis, que é consequência dos movimentos do ar em um sistema de coordenadas não inercial, pode ser estendida como:

¹³ Uma atmosfera barotrópica é aquela na qual a massa específica depende apenas da pressão atmosférica (HOLTON, 2004).

$$2\vec{\Omega} \times \vec{u} = 2 \begin{vmatrix} \hat{i} & \hat{j} & \hat{k} \\ 0 & \Omega \cos \phi & \Omega \sin \phi \\ u & v & w \end{vmatrix} \quad (4)$$

$$2\vec{\Omega} \times \vec{u} = 2(w\Omega \cos \phi - v\Omega \sin \phi) \hat{i} + u2\Omega \sin \phi \hat{j} - u2\Omega \cos \phi \hat{k} \quad (5)$$

A força devida ao gradiente de pressão, que é produto da diferença de pressão atmosférica em escala global, pode ser expandida como:

$$-\frac{1}{\rho} \nabla p = -\frac{\hat{i} \partial p}{\rho \partial x} - \frac{\hat{j} \partial p}{\rho \partial y} - \frac{\hat{k} \partial p}{\rho \partial z} \quad (6)$$

Já a força de volume assume-se aqui como sendo uma combinação das forças gravitacional e centrífuga, ambas retratadas pela gravidade efetiva g . Dessa maneira, o gradiente geopotencial pode ser expandido como:

$$\nabla \Phi = -\hat{k}g \quad (7)$$

A força de viscosidade pode ser representada por:

$$\mathfrak{S} = \mu \nabla^2 \vec{u} \quad (8)$$

e estendida como:

$$\frac{1}{\rho} \mathfrak{S} = \frac{1}{\rho} \mathfrak{S}_x + \frac{1}{\rho} \mathfrak{S}_y + \frac{1}{\rho} \mathfrak{S}_z = \frac{\mu}{\rho} \left[\frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 v}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 w}{\partial z^2} \right] \quad (9)$$

Tendo em conta as expansões das forças em coordenadas cartesianas locais, a equação da conservação do momento pode ser apresentada como:

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + w \frac{\partial u}{\partial z} + w2\Omega \cos \phi - vf = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} + \frac{1}{\rho} \mathfrak{S}_x \quad (10)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + w \frac{\partial v}{\partial z} + uf = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} + \frac{1}{\rho} \mathfrak{S}_y \quad (11)$$

$$\frac{\partial w}{\partial t} + u \frac{\partial w}{\partial x} + v \frac{\partial w}{\partial y} + w \frac{\partial w}{\partial z} - u2\Omega \cos\phi = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} - g + \frac{1}{\rho} \mathfrak{S}_z \quad (12)$$

sendo f o fator de Coriolis:

$$f = 2\Omega \sin \phi \quad (13)$$

A partir das considerações da camada limite planetária (seção 2.2), e a análise dimensional dos termos das Equações 10, 11 e 12, na atmosfera livre, os termos relevantes podem se resumir ao balanço entre a força devida ao gradiente de pressão e a força de Coriolis (balanço geostrófico) por unidade de massa (COSTA, 2005):

$$-v_g f = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} \quad (14)$$

$$u_g f = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} \quad (15)$$

Por meio da equação da continuidade e assumindo a aproximação de Boussinesq¹⁴, tem-se:

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad (16)$$

É conveniente reescrever a derivada total em cada equação (de cada coordenada local) introduzindo o termo referente à equação da continuidade (HOLTON, 2004):

$$\begin{aligned} \frac{Du}{Dt} &= \frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + w \frac{\partial u}{\partial z} + u \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} \right) \\ &= \frac{\partial u}{\partial t} + \frac{\partial u^2}{\partial x} + \frac{\partial uv}{\partial y} + \frac{\partial uw}{\partial z} \end{aligned} \quad (17)$$

¹⁴ A aproximação de Boussinesq considera a massa específica constante (escoamento incompressível) em todos os termos da equação do momento linear vertical exceto no termo de flutuabilidade (HOLTON, 2004).

$$\begin{aligned}\frac{Dv}{Dt} &= \frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + w \frac{\partial v}{\partial z} + v \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} \right) \\ &= \frac{\partial v}{\partial t} + \frac{\partial vu}{\partial x} + \frac{\partial v^2}{\partial y} + \frac{\partial vw}{\partial z}\end{aligned}\quad (18)$$

Separando cada variável em partes médias e flutuantes (ANEXO A.1), obtêm-se:

$$\frac{\overline{Du}}{Dt} = \frac{\partial \bar{u}}{\partial t} + \frac{\partial(\bar{u}\bar{u} + \overline{u'u'})}{\partial x} + \frac{\partial(\bar{u}\bar{v} + \overline{u'v'})}{\partial y} + \frac{\partial(\bar{u}\bar{w} + \overline{u'w'})}{\partial z}\quad (19)$$

$$\frac{\overline{Dv}}{Dt} = \frac{\partial \bar{v}}{\partial t} + \frac{\partial(\bar{v}\bar{u} + \overline{v'u'})}{\partial x} + \frac{\partial(\bar{v}\bar{v} + \overline{v'v'})}{\partial y} + \frac{\partial(\bar{v}\bar{w} + \overline{v'w'})}{\partial z}\quad (20)$$

Sabendo que:

$$\frac{\bar{D}}{Dt} = \frac{\partial}{\partial t} + \bar{u} \frac{\partial}{\partial x} + \bar{v} \frac{\partial}{\partial y} + \bar{w} \frac{\partial}{\partial z}\quad (21)$$

Aplicando-se o operador da equação 21 às componentes u e v , têm-se:

$$\frac{\overline{Du}}{Dt} = \frac{\bar{D}\bar{u}}{Dt} + \frac{\partial \overline{u'u'}}{\partial x} + \frac{\partial \overline{u'v'}}{\partial y} + \frac{\partial \overline{u'w'}}{\partial z}\quad (22)$$

$$\frac{\overline{Dv}}{Dt} = \frac{\bar{D}\bar{v}}{Dt} + \frac{\partial \overline{v'u'}}{\partial x} + \frac{\partial \overline{v'v'}}{\partial y} + \frac{\partial \overline{v'w'}}{\partial z}\quad (23)$$

Aplicando as médias às Equações 10 e 11, têm-se (ver Equação 1):

$$\frac{\bar{D}\bar{u}}{Dt} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} + \frac{1}{\rho} \mathfrak{S}_x + \bar{v}f\quad (24)$$

$$\frac{\bar{D}\bar{v}}{Dt} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} + \frac{1}{\rho} \mathfrak{S}_y - \bar{u}f\quad (25)$$

Introduzindo as Equações 22 e 23 nas Equações 24 e 25, chega-se a:

$$\frac{\bar{D}\bar{u}}{Dt} = -\frac{1}{\rho}\frac{\partial p}{\partial x} + \frac{1}{\rho}\mathfrak{S}_x + \bar{v}f - \left[\frac{\partial \overline{u'u'}}{dx} + \frac{\partial \overline{u'v'}}{\partial y} + \frac{\partial \overline{u'w'}}{\partial z} \right] \quad (26)$$

$$\frac{\bar{D}\bar{v}}{Dt} = -\frac{1}{\rho}\frac{\partial p}{\partial y} + \frac{1}{\rho}\mathfrak{S}_y - \bar{u}f - \left[\frac{\partial \overline{v'u'}}{dx} + \frac{\partial \overline{v'v'}}{\partial y} + \frac{\partial \overline{v'w'}}{\partial z} \right] \quad (27)$$

Acima da subcamada viscosa (ver Figura 1), a viscosidade molecular e os termos do fluxo turbulento horizontal podem ser negligenciados. Portanto, as Equações 26 e 27 podem ser simplificadas para:

$$\frac{\bar{D}\bar{u}}{Dt} = -\frac{1}{\rho}\frac{\partial p}{\partial x} + \bar{v}f - \frac{\partial \overline{u'w'}}{\partial z} \quad (28)$$

$$\frac{\bar{D}\bar{v}}{Dt} = -\frac{1}{\rho}\frac{\partial p}{\partial y} - \bar{u}f - \frac{\partial \overline{v'w'}}{\partial z} \quad (29)$$

Tal como mencionado anteriormente, fora da camada limite planetária, a aproximação resultante é o balanço geostrófico. Portanto, é conveniente substituir o termo que representa a força devida ao gradiente de pressão pelo termo da força de Coriolis na atmosfera livre (Equações 14 e 15). O termo da derivada total se mantém muito pequeno quando comparado com os termos da força devida ao gradiente de pressão e a força de Coriolis. Por conseguinte, em uma primeira aproximação, a camada limite planetária expressa um balanço de entre a força gradiente de pressão, de Coriolis e a divergência do fluxo turbulento:

$$f(\bar{v} - \bar{v}_g) - \frac{\partial \overline{u'w'}}{\partial z} = 0 \quad (30)$$

$$-f(\bar{u} - \bar{u}_g) - \frac{\partial \overline{v'w'}}{\partial z} = 0 \quad (31)$$

4.1.1 Lei de Resistência do Vento Geostrófico e Camada Superficial

As Equações 30 e 31 po/dem ser reescritas de tal forma que os esforços turbulentos se tornem evidentea. Definindo τ_x e τ_y , esforços turbulentos nas componentes zonal e meridional equivalentes a $\rho\overline{u'w'}$ e $\rho\overline{v'w'}$ respectivamente, têm-se:

$$f(\bar{v} - \bar{v}_g) - \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{\tau_x}{\rho} \right) = 0 \quad (32)$$

$$-f(\bar{u} - u_g) - \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{\tau_y}{\rho} \right) = 0 \quad (33)$$

O sistema de coordenadas pode ser orientado de tal maneira que, na camada superficial, os esforços equivalham a:

$$\tau_{x0} = \rho u_*^2 \quad (34)$$

$$\tau_{y0} = 0 \quad (35)$$

Considerando a escala de velocidade vertical, W , e introduzindo a velocidade de fricção u_* :

$$\begin{cases} Wf \frac{(v - v_g)}{W} + u_*^2 \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{\tau_x}{\rho u_*^2} \right) = 0 \\ -Wf \frac{(u - u_g)}{W} + u_*^2 \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{\tau_y}{\rho u_*^2} \right) = 0 \end{cases} \quad (36)$$

Tomando:

$$F_x = \frac{u - u_g}{W}, \quad F_y = \frac{v - v_g}{W}, \quad t_x = \frac{\tau_x}{\rho u_*^2}, \quad t_y = \frac{\tau_y}{\rho u_*^2}$$

onde F_x e F_y são funções universais do defeito de velocidade¹⁵ (*velocity-defect*) que descrevem o fluxo por toda a extensão da camada de Ekman.

A Equação 36 pode ser reescrita como:

¹⁵ Relação que expressa o esforço médio entre duas situações em termos de diferença do perfil de velocidade.

$$\begin{cases} F_y + \frac{u_*^2}{Wf} \frac{\partial t_x}{\partial z} = 0 \\ -F_x + \frac{u_*^2}{Wf} \frac{\partial t_y}{\partial z} = 0 \end{cases} \quad (37)$$

onde a escala vertical de comprimento é definida como $h = u_*^2/Wf$.

A escala vertical de velocidade W pode ser escrita de forma geral por:

$$W = u_* \left(\frac{z_0 f}{u_*} \right)^K \quad (38)$$

em que K foi deduzido a ser nulo a partir de observações do vento em superfície (BLACKADAR & TENNEKES, 1968). Dessa forma, o valor de W equivale a u_* dentro da camada limite planetária. Portanto, a Equação 37 pode ser novamente reescrita como:

$$\begin{aligned} F_y &= -\frac{\partial t_x}{\partial \left(\frac{zf}{u_*} \right)} & \begin{cases} \frac{v - v_g}{u_*} = F_y \left(\frac{zf}{u_*} \right) \\ \frac{u - u_g}{u_*} = F_x \left(\frac{zf}{u_*} \right) \end{cases} \\ F_x &= \frac{\partial t_y}{\partial \left(\frac{zf}{u_*} \right)} \end{aligned} \quad (39)$$

Na camada superficial, as funções universais do defeito de velocidade F_x e F_y são incapazes de descrever o fluxo nas vizinhanças da superfície, onde todas as escalas de comprimento do fluxo devem ser dimensionadas por z_0 . Logo, introduzindo z_0 e h na Equação 39, tem-se:

$$\begin{cases} F_y \frac{z_0}{h} + \frac{\partial t_x}{\partial \left(\frac{z}{z_0} \right)} = 0 \\ F_x \frac{z_0}{h} + \frac{\partial t_y}{\partial \left(\frac{z}{z_0} \right)} = 0 \end{cases} \quad (40)$$

Como $h/z_0 \rightarrow \infty$, os termos do lado esquerdo da Equação 40 podem ser negligenciados, de tal forma que:

$$\frac{\partial \left(\frac{\tau_x}{\rho u_*^2} \right)}{\partial \left(\frac{z}{z_0} \right)} = O \left(\frac{z_0}{h} \right) \quad (41)$$

$$\frac{\partial \left(\frac{\tau_y}{\rho u_*^2} \right)}{\partial \left(\frac{z}{z_0} \right)} = O \left(\frac{z_0}{h} \right) \quad (42)$$

Como h/z_0 se aproxima do infinito, a camada superficial torna-se, em função da altura, uma camada de esforços constantes ($\tau_x = \tau_{x0} = \rho u_*^2, \tau_y = \tau_{y0} = 0$). Assim, a equação do momento não fornece bases para estabelecer uma identificação correta da escala de velocidade W .

A manutenção dos esforços na camada superficial requer a manutenção da energia turbulenta. Também, é esperado que a energia turbulenta se relacione com os esforços de Reynolds de um modo que não dependa do número de Rossby¹⁶ ou da razão h/z_0 (que é função de Ro) (BLACKADAR & TENNEKES, 1968).

Sendo a taxa de produção da energia cinética turbulenta por unidade de massa:

$$TP = u_*^2 \frac{du}{dz} \quad (43)$$

e a taxa de dissipação da energia cinética turbulenta por unidade de massa:

$$TD = \frac{3q^3}{2l} \quad (44)$$

tal que $3q^3/2$ equivale à energia cinética média; l , a escala de comprimento integral da turbulência e q , a intensidade de turbulência (BLACKADAR & TENNEKES, 1968).

Desta maneira, u_* é a única escala de velocidade que faz a intensidade de turbulência independente de h/z_0 e, assim, l (que é uma escala de comprimento) deve apresentar a mesma dimensão que z_0 tal como todas as escalas de comprimento na camada superficial (BLACKADAR & TENNEKES, 1968). Logo:

¹⁶ O número de Rossby é uma medida que compara a magnitude da aceleração com a força de Coriolis. Valores pequenos validam a aproximação geostrófica (HOLTON, 2004).

$$\frac{q}{u_*} = Q\left(\frac{z}{z_0}\right) \quad (45)$$

$$\frac{l}{z_0} = L\left(\frac{z}{z_0}\right) \quad (46)$$

tal que Q e L são funções universais da escala de comprimento integral da turbulências e da intensidade de turbulência, respectivamente.

Igualando as taxas de produção e dissipação da energia cinética de turbulenta na camada superficial e introduzindo as suposições das Equações 45 e 46 (BLACKADAR & TENNEKES, 1968), obtém-se:

$$\frac{d\left(\frac{u}{u_*}\right)}{d\left(\frac{z}{z_0}\right)} = \frac{Q^3}{L} \quad (47)$$

Sendo assim, u/u_* é uma função universal de z/z_0 na camada superficial:

$$\frac{u}{u_*} = f_x\left(\frac{z}{z_0}\right) \quad (48)$$

Como o sistema de coordenadas está rotacionado ($v = 0$):

$$\frac{v}{u_*} = 0 \quad (49)$$

Na interface entre a camada externa de Ekman e a camada superficial, interface na qual o limite das variáveis independentes da camada externa de Ekman equivale a $zf/u_* \rightarrow 0$ e na camada superficial, $z/z_0 \rightarrow \infty$, as leis do defeito de velocidade e da parede são válidas simultaneamente. Tanto as Equações 48 e 49 como a Equação 39 são aplicáveis. Sendo assim, tomando:

$$\varepsilon = \frac{z}{z_0}, \quad \phi(Ro) = \frac{z_0 f}{u_*}, \quad \varepsilon \phi = \frac{z f}{u_*}, \quad Ro = \frac{G}{f z_0}$$

Retomando as Equações 39 e 48:

$$\frac{u - u_g}{u_*} = F_x(\varepsilon\phi) \quad (50)$$

$$\frac{u}{u_*} = f_x(\varepsilon) \quad (51)$$

$$\frac{v - v_g}{u_*} = F_y(\varepsilon\phi) \quad (52)$$

é possível verificar que, para $v/u_* = 0$:

$$F_x(\varepsilon\phi) = f_x(\varepsilon) - \frac{u_g}{u_*} \quad (53)$$

$$F_y(\varepsilon\phi) = -\frac{v_g}{u_*} \quad (54)$$

Derivando a Equação 53 com respeito a ε e Ro :

$$\left\{ \begin{array}{l} \phi F'_x(\varepsilon\phi) = f'_x(\varepsilon) \\ \varepsilon \frac{d\phi}{dRo} F'_x(\varepsilon\phi) = -\frac{d}{dRo} \left(\frac{u_g}{u_*} \right) \end{array} \right. \quad (55)$$

Rearranjando as equações tem-se:

$$\frac{\varepsilon}{\phi} \frac{d\phi}{dRo} f'_x(\varepsilon) = -\frac{d}{dRo} \left(\frac{u_g}{u_*} \right) \quad (56)$$

Para $d \ln \phi = d\phi/\phi$:

$$\varepsilon f'_x(\varepsilon) = -\left(\frac{d \ln \phi}{dRo} \right)^{-1} \frac{d}{dRo} \left(\frac{u_g}{u_*} \right) \quad (57)$$

Como o lado direito da igualdade representa os termos que dependem apenas de ε e o lado esquerdo os termos dependem de Ro , a equação indica que cada lado é

independente entre si e equivale a uma constante definida como $1/k$, em que k é a conhecida constante de von Karman ($k = 0,4$). Logo:

$$\frac{df_x}{d \ln \varepsilon} = \frac{1}{k} \quad (58)$$

$$-\frac{d\left(\frac{u_g}{u_*}\right)}{d \ln \phi} = \frac{1}{k} \quad (59)$$

Integrando o lado esquerdo com respeito a ε e o lado direito com respeito a Ro :

$$\frac{u}{u_*} = \frac{1}{k} \ln\left(\frac{z}{z_0}\right) + C \quad (60)$$

$$\frac{u_g}{u_*} = \frac{1}{k} \left[\ln\left(\frac{u_*}{f z_0}\right) - A \right] \quad (61)$$

A Equação 60 é chamada de lei logarítmica do vento, em que o vento, u , é descrito pela altura com respeito à superfície, z , a rugosidade aerodinâmica, z_0 , e a velocidade de fricção, u_* para uma atmosfera em regime neutro (TENNEKES, 1973). A derivação da Equação 54 com respeito a ε e Ro resulta em valores nulos, já que a componente y do vento desaparece na superfície (LANDBERG, 2001). Logo, F_y deve ser igual a uma constante, tal que:

$$\frac{v_g}{u_*} = \frac{B}{k} \quad (62)$$

Para $G = \sqrt{u_g^2 + v_g^2}$, tem-se a lei de resistência do vento geostrófico (BLACKADAR & TENNEKES, 1968; LANDBERG e WATSON, 1994):

$$\frac{G}{u_*} = \frac{1}{k} \left\{ \left[\ln\left(\frac{u_*}{f z_0}\right) - A \right]^2 + B^2 \right\}^{\frac{1}{2}} \quad (63)$$

Tais leis são válidas tanto para uma atmosfera barotrópica (aquela na qual a massa específica depende apenas da pressão) como baroclínica.

4.1.2 Atmosfera Baroclínica

Na presença de um gradiente de temperatura horizontal, o vento geostrófico apresenta um cisalhamento vertical. Diferentemente da lei de resistência do vento geostrófico, o vento geostrófico é proporcional à força devida ao gradiente de pressão em uma camada isobárica (STULL, 2012). A atmosfera baroclínica é aquela na qual a massa específica depende tanto da temperatura como da pressão (HOLTON, 2004).

Baseado na lei dos gases ideais e na proporcionalidade entre o vento geostrófico e a força devida ao gradiente de pressão (Equações 14 e 15), o vento térmico pode ser deduzido. Para $p = \rho RT$:

$$-v_g = -\frac{RT}{fp} \frac{\partial p}{\partial x} = -\frac{RT}{f} \frac{\partial \ln p}{\partial x} \quad (64)$$

$$u_g = -\frac{RT}{fp} \frac{\partial p}{\partial y} = -\frac{RT}{f} \frac{\partial \ln p}{\partial y} \quad (65)$$

Considerando que o gradiente do vento geostrófico, como mencionado anteriormente, é proporcional ao gradiente de temperatura horizontal, as Equações 64 e 65 podem ser derivadas:

$$-\partial v_g = -\frac{R\partial T}{f} \frac{\partial \ln p}{\partial x} \quad (66)$$

$$\partial u_g = -\frac{R\partial T}{f} \frac{\partial \ln p}{\partial y} \quad (67)$$

O equilíbrio hidrostático¹⁷, $\partial \ln p = g\partial z/RT$, pode ser usado para que o cisalhamento do vento geostrófico passe a depender da altura geométrica, de tal modo que:

$$\frac{\partial v_g}{\partial z} = \frac{g}{Tf} \frac{\partial T_x}{\partial x} \quad (68)$$

¹⁷ A força de gravidade pode ser balanceada pela força devida ao gradiente de pressão vertical (larga escala) na ausência de outros fenômenos atmosféricos (HOLTON, 2004)

$$\frac{\partial u_g}{\partial z} = -\frac{g}{Tf} \frac{\partial T_y}{\partial y} \quad (69)$$

4.1.3 Camada Externa de Ekman

A camada externa de Ekman, como visto na seção 4.1.1, apresenta uma variação da direção do vento horizontal, bem como da magnitude, com respeito à altura. Nela, pode ser considerada a teoria-K (ANEXO B.1) para a descrição do valor médio do produto das anomalias. Retomando as Equações 30 e 31, obtêm-se:

$$f(\bar{v} - \bar{v}_g) + K_m \frac{\partial^2 \bar{u}}{\partial z^2} = 0 \quad (70)$$

$$-f(\bar{u} - \bar{u}_g) + K_m \frac{\partial^2 \bar{v}}{\partial z^2} = 0 \quad (71)$$

Multiplicando a Equação 71 pela unidade imaginária, i , e a somando com a Equação 70 (KRISHNAMURTI, 1979; HOLTON, 2004):

$$-if(\bar{u} - \bar{u}_g) + K_m \frac{\partial^2 i\bar{v}}{\partial z^2} + f(\bar{v} - \bar{v}_g) + K_m \frac{\partial^2 \bar{u}}{\partial z^2} = 0 \quad (72)$$

Rearranjando os termos a equação do momento no caso em questão pode ser apresentada como uma equação diferencial ordinária:

$$K_m \frac{\partial^2 \bar{u} + i\bar{v}}{\partial z^2} - if(\bar{u} + i\bar{v}) = -if(\bar{u}_g + i\bar{v}_g) \quad (73)$$

A solução da equação diferencial ordinária acima para o caso do Hemisfério Sul é (ANEXO A.2):

$$\bar{u} = \bar{u}_g [1 - e^{-\gamma z} \cos(\gamma z)] + \bar{v}_g [e^{-\gamma z} \text{sen}(\gamma z)] \quad (74)$$

$$\bar{v} = \bar{v}_g [1 - e^{-\gamma z} \cos(\gamma z)] - \bar{u}_g [e^{-\gamma z} \text{sen}(\gamma z)] \quad (75)$$

onde $\gamma = \sqrt{|f|/2K_m}$.

4.2 Modelos

Todas as parametrizações da PBL levam em conta as equações e suposições descritas na seção 4.1. Para melhor entendimento, os modelos foram separados em 6 grupos baseados nas equações fundamentais: Lei de Resistência do Vento Geostrófico (**LG**), Lei de Resistência do Vento Geostrófico com Análise de Sensibilidade dos Parâmetros *A* e *B* (**LGAS**), Camada Superficial (**CS**), Vento Térmico (**VT**) e Camada Externa de Ekman (**EK**). Os sufixos **RN** e **RNN** destacados em cada modelo representam que a modelagem se dá em um regime neutro e não-neutro, respectivamente.

Vinte e cinco modelos de PBL são avaliados com a interpolação das saídas do GCM relativas aos quatro pontos mais próximos à posição da torre anemométrica (para exatamente a posição da torre anemométrica) utilizados como a entrada dos modelos comportamento do vento para todos os modelos. A interpolação bilinear (IBL) é uma média ponderada que tende a diminuir a variabilidade dos preditores e é o modelo de referência para àquele nível de modelo do GCM que possui o maior *skillscore*. Além disso, cada saída referente a cada nível de modelo do GCM para cada modelo de PBL são comparados individualmente. O *skillscore* é o estatístico mais importante analisado aqui. Ele foi apresentado por Taylor (2001) para enfatizar a habilidade dos modelos em reproduzir a amplitude de variação e a estrutura de frequência/fase de uma série temporal, aqui, a velocidade do vento observado nas escalas intradiária e diária. Este estatístico depende da correlação (ρ) e da razão de desvio padrão (σ):
$$S = \frac{(1+\rho)^4}{4(\hat{\sigma}+1/\hat{\sigma})^2}$$

O objetivo aqui é fazer o *downscaling* do vento baseados em modelos da PBL (de baixo custo computacional) para facilmente avaliar o comportamento do vento na Região Nordeste do Brasil. Nem a mudança de rugosidade devido à direção do vento (SEMPREVIVA et al., 1990) nem a dependência setorial do vento são aplicados aqui (BADGER et al., 2014).

4.2.1 Grupo 1

Caracterizar o vento local através de modelos em regime não neutro requer informação sobre o gradiente vertical de temperatura. Em tal regime, a escala de

comprimento de Monin-Obukhov (L) é menor que infinito. Em função do sinal do gradiente vertical de temperatura, estabelecem-se duas situações fundamentais: no regime estável, a temperatura tende a aumentar com a altura e L é positivo. Entretanto, quando a escala de comprimento de Monin-Obukhov é negativa, o regime apresentado é o instável, quando a temperatura tende a diminuir com a altura. Portanto, o sinal de L indica o regime de estabilidade atmosférica, estando L definida por:

$$L = \frac{\bar{T}u_*}{gk\theta_*} \quad (76)$$

A medida da estabilidade atmosférica μ é, por sua vez, um parâmetro dado em função da velocidade de fricção, fator de Coriolis e escala de comprimento de Monin-Obukhov:

$$\mu = \frac{ku_*}{|f|L} \quad (77)$$

Por sua vez, os parâmetros A e B dependem de μ , que varia temporalmente. Logo, para o cálculo de A e B , é necessário resolver as Equações 76 e 77, cuja solução depende da escala de temperatura θ_* e velocidade de fricção u_* que variam temporalmente. Neste sentido, emprega-se a teoria de similaridade de Monin-Obukhov tal que (DE BRUIN et al., 2000):

$$u_* = \frac{k\Delta u}{\ln\left(\frac{z_{1U}}{z_{2U}}\right) - \psi_m\left(\frac{z_{1U}}{L}\right) + \psi_m\left(\frac{z_{2U}}{L}\right)} \quad (78)$$

$$\theta_* = \frac{k\Delta\theta}{\ln\left(\frac{z_{1T}}{z_{2T}}\right) - \psi_m\left(\frac{z_{1T}}{L}\right) + \psi_m\left(\frac{z_{2T}}{L}\right)} \quad (79)$$

onde:

$$\Delta u = u(z_{1U}) - u(z_{2U})$$

$$\Delta\theta = \theta(z_{1T}) - \theta(z_{2T})$$

e a temperatura potencial equivale a:

$$\theta = T \left(\frac{p_s}{p} \right)^{0,286} \quad (80)$$

Analisando-se a Equação 80 para o caso da superfície, conclui-se que a temperatura potencial θ equivale à temperatura T , pois a variação temporal da pressão p é insignificante ao redor do valor da pressão em superfície p_s . Então, com séries temporais de temperatura e velocidade do vento em duas alturas sobre o nível do solo, tal que $z_{1U} > z_{2U}$ e $z_{1T} > z_{2T}$, as Equações 78 e 79 se resolvem de maneira a determinar a solução para as Equações 76 e 77. Neste sentido, para ψ_m , adotam-se expressões empíricas distintas em função da estabilidade atmosférica. Para o caso estável, adota-se a expressão proposta por Beljaars e Holtslag (1991). Para o caso instável, adota-se a expressão proposta por Dyer (1974).

Quanto à dependência de A e B com respeito a μ , diversos autores propõem expressões empíricas diferenciando o regime não neutro em estável e instável (Tabelas 1 e 2) e atentando para o sinal de μ . Quando μ é negativo, apresenta-se o regime instável e quando positivo, o regime é o estável (Figura 4). Para o regime neutro, os valores habituais para A e B são 1.8 e 4.5 respectivamente, valores médios referentes a diversos experimentos (ZILITINKEVICH, 1989; TROEN E PETERSEN, 1989).

Tabela 1 - Expressões empíricas para a dependência de A e B com respeito a μ no regime estável.

Autores	Equações A e B
Arya (1975)	$A(\mu) = 1,01 - 0,105\mu - 9,9x10^{-4}\mu^2 + 8,1x10^{-7}\mu^3$ $B(\mu) = 5,14 + 0,142\mu + 1,17x10^{-3}\mu^2 + 3,3x10^{-6}\mu^3$
Arya (1977)	$A(\mu) = 2,96 + \ln \mu^{1/2} - 1,52\mu^{1/2}$ $B(\mu) = 1,1 + 1,82\mu^{1/2}$
Billard et al. (1981)	$A(\mu) = -0,024\mu - 1,67$ $B(\mu) = 0,051\mu + 8,06$
Jensen et al. (1984)	$A(\mu) = 1 - 1,58\mu^{1/2}$

	$B(\mu) = 5 + 1,58\mu^{1/2}$
Long and Guffey (1977)	$A(\mu) = \ln \mu + 23,3 - 5,28\mu^{1/2}$
	$B(\mu) = 2,55\mu^{1/2}$
Zilitinkevich (1975)	$A(\mu) = \ln \mu - 4\mu^{1/2}$
	$B(\mu) = 4\mu^{1/2}$
Zilitinkevich (1989)	$A(\mu) = \ln(1 + 0,88\mu^{1/2}) - 2,55\mu^{1/2} + 1,7$
	$B(\mu) = 1,76\mu^{1/2} + 4,5$

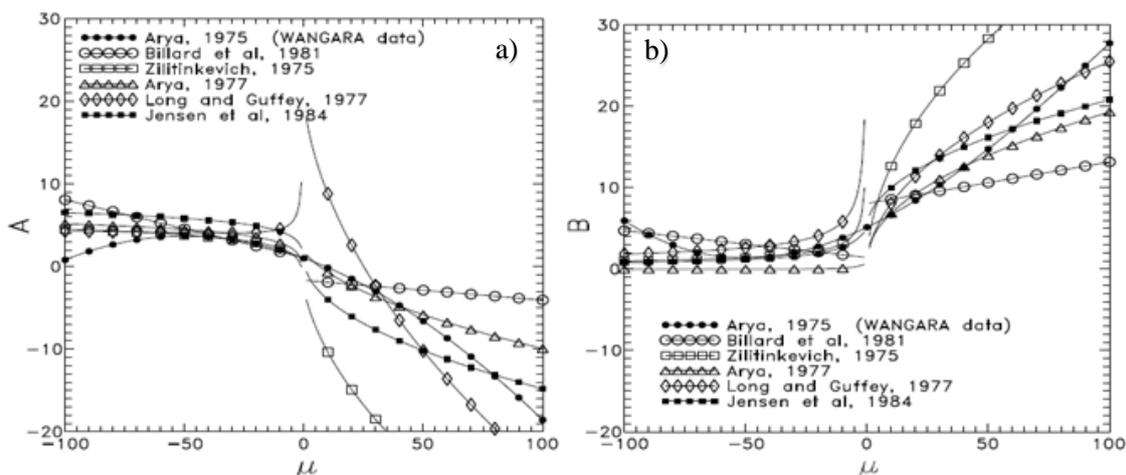
Fonte: Landberg (2001)

Tabela 2 - Expressões empíricas para a dependência de A e B com respeito a μ no regime instável.

Autores	Equações A e B
Arya (1975)	$A(\mu) = 1,01 - 0,105\mu - 9,9x10^{-4}\mu^2 + 8,1x10^{-7}\mu^3$ $B(\mu) = 5,14 + 0,142\mu + 1,17x10^{-3}\mu^2 + 3,3x10^{-6}\mu^3$
Arya (1977)	$A(\mu) = \ln \mu + 0,58$ $B(\mu) = 0,72 \exp(0,2\mu)$
Billard et al. (1981)	$A(\mu) = -0,07\mu - 1,08$ $B(\mu) = -0,033\mu + 1,42$
Jensen et al. (1984)	$A(\mu) = 1 + \ln(1 - k/\mu)$ $B(\mu) = \frac{5 - k}{1 - a\mu/k} + k \frac{u_*}{f} \left(\frac{1}{z} + \frac{1}{u_*/f} \right) \left(\frac{1}{h} + \frac{1}{u_*/f} \right)^{1/2}$
Long and Guffey (1977)	$A(\mu) = \ln \mu - 1,47 + 11,7\mu^{-1/2}$ $B(\mu) = 18,4 \mu ^{-1/2}$
Zilitinkevich (1975)	$A(\mu) = \ln \frac{ \mu }{k} - 1$ $B(\mu) = 10 \mu ^{-1/2}$

Fonte: Landberg (2001)

Figura 4 - Gráficos das expressões empíricas para as constantes a) A e; b) B com respeito à μ tanto no regime estável como ($\mu > 0$) no regime instável ($\mu < 0$).



Fonte: Landberg (2001)

Finalmente, diversas séries temporais para A e B são geradas, resultantes das diversas combinações entre as equações mostradas nas Tabelas 1 e 2. Estas combinações são empregadas na Equação 63 de maneira a se determinar aquela combinação que implique no maior *skillscore*. Também, C deixa de ser uma constante na lei logarítmica (Equação 60) e passa a depender da função de estabilidade ψ_m , tal que:

$$\frac{M}{u_*} = \frac{1}{k} \left[\ln \left(\frac{z}{z_0} \right) - \psi_m \left(\frac{z}{L} \right) \right] \quad (81)$$

A Equação 63 serve para determinar a velocidade de fricção (LANDBERG, 2001). Para o modelo **LGRN**, as constantes A e B são definidas para 1.8 e 4.5, respectivamente, C , da Equação 60, é ajustado para zero (TROEN E PETERSEN, 1989), assume-se que os dados de vento do GCM correspondem a uma estimativa do vento geostrófico U_g e V_g (atmosfera livre, ver Figura 1) e a Equação 81 calcula a saída do modelo (LANDBERG, 2001). O modelo **LGRNN-dB** ajusta os valores de A e B por equações empíricas que são função do parâmetro de estabilidade atmosférica μ e C a partir de uma função de estabilidade universal. De Bruin et al. (2000) propuseram um método empírico para determinar o comprimento de Monin-Obukhov (L) e, conseqüentemente, o parâmetro de estabilidade atmosférica. Neste ponto, a atmosfera não neutra é considerada. As GCM também considerado como uma boa estimativa do vento geostrófico (atmosfera livre, ver Figura 1).

O modelo **LGRNN** difere de LGRNN-dB da forma como L é calculado, agora um método iterativo para a similaridade da equação implícita de Monin-Obukhov substitui a analítica. O modelo **LGRNN-M** apenas mede os valores A , B e C fornecidos pelo modelo LGRNN.

Tabela 3 - Diferenças entre os modelos do grupo 1.

Modelos	A	B	C	GCM
LGRN	1.8	4.5	0	U_g/V_g
LGRNN-dB	$f(\mu)$	$f(\mu)$	$-\frac{1}{k}\psi_m\left(\frac{z_a}{L}\right)$	U_g/V_g
LGRNN	$f(\mu)$	$f(\mu)$	$-\frac{1}{k}\psi_m\left(\frac{z_a}{L}\right)$	U_g/V_g
LGRNN-M	$\overline{A(\mu)}$	$\overline{B(\mu)}$	$-\frac{1}{k}\psi_m\left(\frac{z_a}{L}\right)$	U_g/V_g

Os modelos LGRNN-dB e LGRNN diferenciam-se entre si com respeito a solução de uma equação implícita, sendo ela numericamente e iterativamente, respectivamente.

Fonte: Própria.

4.2.2 Grupo 2

Aqui, a metodologia é bastante similar ao item anterior (Lei de Resistência do Vento Geostrófico em Regime Neutro), porém em lugar de se empregarem os valores sugeridos por Troen e Petersen (1989) para as constantes A e B , realiza-se uma análise de sensibilidade da saída do modelo com respeito aos valores de A e B . Considerando-se as mesmas Equações 60 e 63 e a constante C igual a 0, avalia-se a variação do *skillscore* em função da combinação de valores de A e B , fazendo-se A variar de -25 a 25 (com passo de 0,1) e B variar de 0 a 15 (com passo de 0,1). O modelo é calibrado (a combinação de valores de A e B é escolhida) sobre nada mais que uma parte dos dados observacionais (o subconjunto de calibração). Identifica-se a combinação que implica no maior *skillscore*, ou seja, aquela que permite o melhor ajuste do modelo à descrição do comportamento do vento na posição da torre anemométrica em questão.

Este grupo implica o uso das Equações 63 e 60 (Landberg, 2001), calculando um valor específico para A e B ao comparar a saída do modelo com os dados observacionais. A razão pela qual esses modelos estão separados do Grupo 1 é que as constantes foram determinadas estaticamente. Os modelos diferem entre si pela relação

que os dados do GCM possuem com o vento geotrófico. O modelo **LGAS-NP** calcula as constantes A e B para cada nível de modelo GCM, levando cada um dos dados do vento como o vento geotrófico (atmosfera livre, ver Figura 1). O modelo **LGAS-H** assume a altura da camada limite como a altura onde o vento é exatamente geotrófico. Ou seja, a entrada de vento geotrófica vem do nível do modelo, cuja altura está mais próxima da altura da camada limite planetária para cada passo. Da mesma forma, o modelo **LGAS-cH** possui diferentes níveis de modelo de saída para cada etapa do tempo. No entanto, a altura de referência agora não é a própria camada limite, mas a uma altura equivalente a uma constante multiplicada pela altura da camada limite. Isso implica que este modelo suspeita que o comportamento geotrófico não necessariamente vem do topo da camada limite planetária. No modelo **LGAS-GG**, assim como **LGAS-NP**, as constantes são determinadas para cada nível de modelo. Em contrapartida, este modelo assume os dados do vento GCM como um vento gradiente, portanto, ele calcula o vento geotrófico do mesmo modo que o **LGRNN-GG** do Grupo 1.

Tabela 4 - Diferenças entre os modelos do grupo 2.

Modelos	GCM
LGAS-NP	U_g/V_g
LGAS-H	$U_{gcm}(h) = U_g/V_{gcm}(h) = V_g$
LGAS-cH	$U_{gcm}(ch) = U_g/V_{gcm}(ch) = V_g$
LGAS-GG	U_{grad}/V_{grad}

Fonte: Própria.

4.2.3 Grupo 3

Este grupo primeiro calcula a velocidade de fricção pela Equação 60 ou 81. Em seguida, a mesma Equação 60 ou 81 fornece a saída, mas agora na altura observacional da torre anemométrica (ROOY & KOK, 2004). Ou seja, considerando que os dados GCM representa bem a camada superficial (ver Figura 1). Todos os modelos do Grupo 3 diferem apenas pelo valor da constante C. O modelo **CSRN-T** aplica a Equação 60 na sua forma original, isto é, não apenas considerando as constantes C, mas também assumindo um regime neutro de estabilidade (TENNEKES, 1972). O modelo **CSRN-B** leva a constante C da Equação 60 como função da rugosidade e da altura acima do solo

de interesse (BROWN, 1974). Este modelo também assume um regime neutro de estabilidade.

O modelo **CSRN-Tr** leva a constante C da Equação 4 como função do fator de Coriolis, a altura acima do solo de interesse e a velocidade de fricção em um regime de estabilidade neutra (TROLDBERG et al., 2014). O modelo **CSRN-G** considera a altura acima do solo em relação ao nível de referência d , a altura do deslocamento. Por isso, esta altura de deslocamento é empregada na constante C para simplificar a comparação dos modelos, mantendo a suposição de estabilidade neutra (GARRATT, 1992). O modelo **CSRNN-L** considera um regime não-neutro e C , da Equação 60, torna-se função do comprimento de Monin-Obukhov gerando a Equação 81 (LANDBERG & WATSON, 1994). O modelo **CSRNN-S** difere de todos os modelos aqui, considerando dois níveis aleatórios acima do solo e a semelhança de Monin-Obukhov para calcular a velocidade de fricção, e então, o vento na altura observacional da torre anemométrica (de Bruin, 2000). O modelo **CSRNN-E** assume o perfil da camada superficial. A Equação 81 ocorre para os passos abaixo da altura de Prandtl (HOLTON, 2004). Para os passos em que a altura do Prandtl é igual à altura da torre anemométrica, a Equação 82 é aplicada e, quando a altura da torre anemométrica é superior, a Equação 83 é aplicada (EMEIS, 2014; STULL, 2012), em ambos os casos o vento proveniente do GCM é considerado geostrófico (atmosfera livre, ver Figura 1). No entanto, quando a altura geométrica do nível do modelo GCM é maior do que a altura Prandtl, mas a torre anemométrica ainda é menor, não há saída para este modelo. Isso implica que para altos níveis de modelo do GCM não haverá saída para este modelo.

$$M = G(-\sin a_0 + \cos a_0) \quad (82)$$

$$M = \left[1 - 2\sqrt{2}e^{-\gamma(z_a - z_p)} \sin a_0 \cos \left(\gamma(z_a - z_p) + \frac{\pi}{4} - a_0 \right) + 2e^{-2\gamma(z_a - z_p)} \sin^2 a_0 \right]^{\frac{1}{2}} \quad (83)$$

O modelo **CSRNN-Lo** aplica a Equação 81, porém adicionando à modelagem a camada viscosa (LOUIS, 1979; LANDBERG, 2001). O modelo **CSRNN-Z** leva em consideração a altura de deslocamento e a mudança de rugosidade devido à estratificação e usa a estabilidade para estimar as constantes de C (ZILITINKEVICH,

2008; GARRATT, 1992). Essa mudança é sentida em ambos os regimes estável e instável, sendo o segundo apenas para casos em que há alta convecção.

Tabela 5 - Diferenças entre os modelos do grupo 3.

Modelos	C1	C2
CSRN-T	0	0
CSRN-B	$\frac{1}{k} \left[\ln \left(\frac{z_{gcm}}{z_0} + 1 \right) - \ln \left(\frac{z_{gcm}}{z_0} \right) \right]$	$\frac{1}{k} \left[\ln \left(\frac{z_a}{z_0} + 1 \right) - \ln \left(\frac{z_a}{z_0} \right) \right]$
CSRN-Tr	$34.5 \frac{f z_{gcm}}{u_*}$	$34.5 \frac{f z_a}{u_*}$
CSRN-G	$\frac{1}{k} \left[\ln \left(\frac{z_{gcm}}{z_0} - \frac{d}{z_0} \right) - \ln \left(\frac{z_{gcm}}{z_0} \right) \right]$	$\frac{1}{k} \left[\ln \left(\frac{z_a}{z_0} - \frac{d}{z_0} \right) - \ln \left(\frac{z_a}{z_0} \right) \right]$
CSRNN-L	$-\frac{1}{k} \psi_m \left(\frac{z_{gcm}}{L} \right)$	$-\frac{1}{k} \psi_m \left(\frac{z_a}{L} \right)$
CSRNN-S	—	$-\frac{1}{k} \psi_m \left(\frac{z_a}{L} \right)$
CSRNN-E*	$-\frac{1}{k} \psi_m \left(\frac{z_{gcm}}{L} \right)$	$-\frac{1}{k} \psi_m \left(\frac{z_a}{L} \right)$
CSRNN-Lo	$-\frac{1}{k} \left[\psi_m \left(\frac{z_{gcm}}{L} \right) - \psi_m \left(\frac{z_0}{L} \right) \right]$	$-\frac{1}{k} \left[\psi_m \left(\frac{z_a}{L} \right) - \psi_m \left(\frac{z_0}{L} \right) \right]$
CSRNN-Z*	$CU1 \left(\frac{z_{gcm} - d}{L} \right)$	$CU1 \left(\frac{z_a - d}{L} \right)$

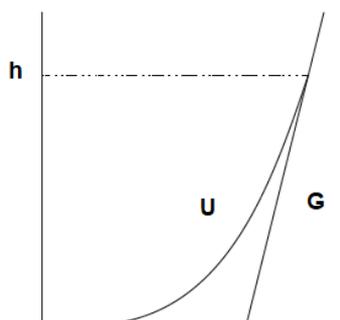
Fonte: Própria.

4.2.4 Grupo 4

O Grupo 4 trata o vento na altura da camada superficial como quase geostrófico (considerando uma atmosfera de baroclínica) e o vento térmico (Equações 68 e 69) responsáveis pelo vento geostrófico nesta altura. Para os modelos **VTRN** e **VTRNN**, depois de estimar o vento da camada superficial através das Equações 68 e 69, em seguida, combinando esta saída com o perfil da camada superficial, sendo a Equação 60 ou Equação 81 (para regime neutro ou não neutro, respectivamente). Para cada passo em que a altura da torre anemométrica está acima da altura da camada superficial, o modelo não executa o perfil de superfície e, em vez disso, calcula o gradiente do vento geostrófico entre a altura da torre anemométrica e a altura do nível de modelo correspondente.

As principais diferenças de modelos são a altura acima do solo, a entrada de dados GCM é considerada e as constantes das Equações 60 e 81. O modelo VTRN e VTRNN leva em consideração a altura GCM para modelar o perfil geostrófico do vento e considera o regime neutro e não neutro para aplicar o perfil de superfície, respectivamente, o perfil de vento geostrófico pode ser visto com o perfil de vento na Figura 5:

Figura 5 - Perfil do vento na superfície (U) e perfil do vento geostrófico de superfície (G)



Fonte: Floors et al. (2015)

Tabela 6 - Diferenças entre os modelos do grupo 4.

Modelos	$z1$	$C1$	$C2$
VTRN	z_{gcm}	0	0
VTRNN	z_{gcm}	$-\frac{1}{k}\psi_m\left(\frac{z_{cs}}{L}\right)$	$-\frac{1}{k}\psi_m\left(\frac{z_a}{L}\right)$

Fonte: Própria.

4.2.5 Grupo 5

O Grupo 5 associa a espiral de Ekman para modelar do vento geostrófico para o perfil da camada superficial. Ao tomar Equações 74 e 75 para estimar o vento na altura da camada superficial. A mesma operação do Grupo 4 estima o vento na altura da torre anemométrica. O modelo **EKRN** aplica o regime neutro para o perfil de superfície e **EKRNN** o regime não-neutro. O Grupo 5 também modela a influência de uma atmosfera de baroclínica ao considerar o vento térmico. Os dados do GCM representam o vento geostrófico a ser modelado pelo vento térmico, sendo **EKRN-VT** para o regime neutro e **EKRNN-VT** para o regime não-neutro.

Tabela 7 - Diferenças entre os modelos do grupo 5.

Modelos	z1	C1	C2	U_g	V_g
EKRN	–	0	0	U_{gcm}	V_{gcm}
EKRNN	–	$-\frac{1}{k}\psi_m\left(\frac{z_{cs}}{L}\right)$	$-\frac{1}{k}\psi_m\left(\frac{z_a}{L}\right)$	U_{gcm}	V_{gcm}
EKRN-VT	z_{gcm}	0	0	U_{g1}	V_{g1}
EKRNN-VT	z_{gcm}	$-\frac{1}{k}\psi_m\left(\frac{z_{cs}}{L}\right)$	$-\frac{1}{k}\psi_m\left(\frac{z_a}{L}\right)$	U_{g1}	V_{g1}

Fonte: Própria.

4.2.6 Grupo 6

Os modelos deste grupo **LGRN-VT** e **LGRNN-VT** seguem o mesmo fundamento dos modelos LGRN e LGRNN do grupo 1. A crucial diferença é que o vento geostrófico da equação 63 é determinado pelo cálculo do vento térmico nas Equações 68 e 69.

Tabela 8 - Diferenças entre os modelos do grupo 5.

Modelos	A	B	C	GCM
LGRN-VT	1.8	4.5	0	U_{g1}/V_{g1}
LGRNN-VT	$f(\mu)$	$f(\mu)$	$-\frac{1}{k}\psi_m\left(\frac{z_a}{L}\right)$	U_{g1}/V_{g1}

Fonte: Própria.

5 RESULTADOS

5.1 Informações sobre os Estudos de Caso

Os modelos descritos neste trabalho foram empregados para 11 torres anemométricas situadas no Nordeste Brasileiro (Tabela 9).

Os dados observacionais foram disponibilizados por diferentes entidades: os dados referentes às torres 1 e 2 dizem respeito à Secretaria de Infraestrutura do Estado do Ceará (SEINFRA-CE); os dados referentes às torres 3,4,7,9,10 e 11 dizem respeito ao Operador do Sistema Elétrico (ONS) Brasileiro; os dados referentes às torres 5 e 6 dizem respeito ao projeto PILACAS, coordenado pelo Prof. Alex Maurício Araújo, do DEMEC-UFPE; os dados referentes à torre 8 dizem respeito ao Sistema Nacional de Organização de Dados Ambientais (SONDA) administrado pelo Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE).

Tabela 9 - Metadados relativos às torres anemométricas.

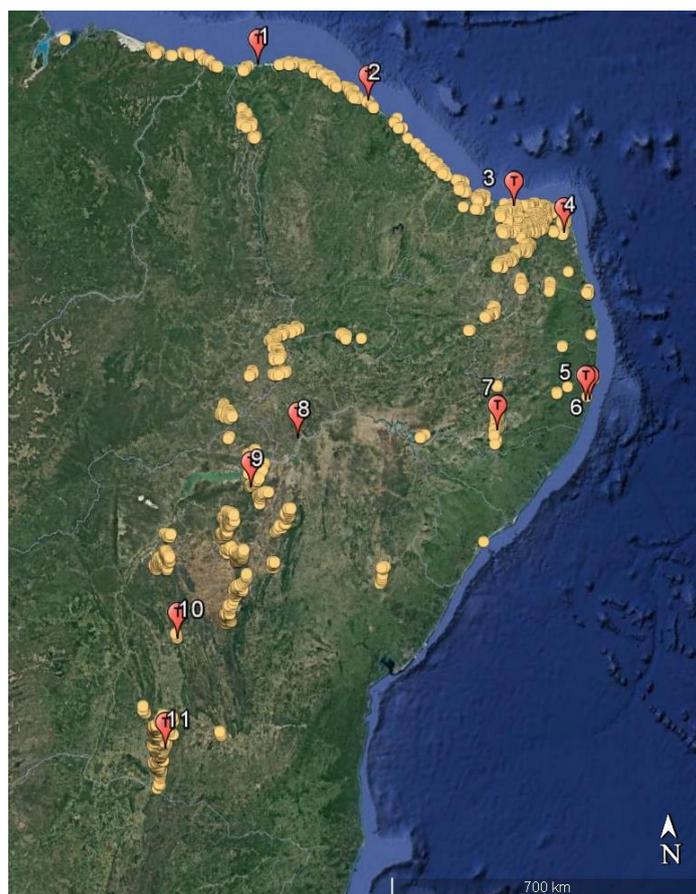
Torre	Período Observacional	Altura acima da
	Inicial - Final	Superfície (m)
1	19/08/2004 - 08/05/2006	60.4
2	18/08/2004 - 10/05/2006	60.4
3	02/09/2013 - 31/08/2016	80.0
4	02/05/2015 - 28/02/2017	89.0
5	01/08/2009 - 31/07/2011	60.0
6	08/10/2011 – 19/02/2013	42.0
7	02/12/2015 – 28/02/2017	80.0
8	01/01/2007 – 30/04/2011	50.0
9	02/12/2015 – 28/02/2015	80.0
10	02/09/2013 – 31/08/2016	80.0
11	02/10/2014 – 28/02/2017	80.0

Fonte: Própria

Vale mencionar que as localizações geográficas das torres anemométricas aqui consideradas são bastante pertinentes, pois em geral estão situadas próximas a centrais

eólicas já instaladas. Isso significa que são locais de grande interesse ao mercado eólico. A Figura 6 mostra, em um mapa, a localização das torres anemométricas, bem como das centrais eólicas construídas até o momento.

Figura 6 - Localização geográfica das 11 torres anemométricas na Região Nordeste do Brasil (“percevejos” laranjas).



Fonte: Google Earth

Na seção 5.3, os resultados serão apresentados por estudo de caso, coincidindo o índice de estudo de caso com o índice da correspondente torre anemométrica na primeira coluna à esquerda da Tabela 9.

5.2 Modelagem

Como mencionado anteriormente, todos os modelos para o *downscaling* foram calibrados para 16 níveis verticais do GCM: os 15 níveis de modelo (*model levels*) mais próximos à superfície e a saída do GCM a 10 metros sobre o nível do solo. Uma vez

calibrados os modelos e escolhidas as melhores parametrizações (aquelas que implicam, para cada modelo, no maior *skillscore*; Equação 84), todos os resultados são aqui apresentados e discutidos exclusivamente sobre o subconjunto de dados separados para a validação dos modelos. Aqui, as séries de calibração e validação têm comprimentos iguais (cada uma com metade do comprimento da série observacional original) e são formadas alternando-se os dias, isto é, dias ímpares pertencem à série de calibração e os dias pares pertencem à de validação, configurando-se uma estratégia de validação cruzada (MURPHY, 1999). Este método de separação dos conjuntos se aplica aqui porque as temporais são curtas. Portanto, tenta-se que as estações meteorológicas estejam igualmente representadas em ambos os conjuntos de calibração e validação.

O *skillscore* (de quarta potência), como mencionado anteriormente, é um estatístico de valor adimensional que foi apresentado por Taylor (2001). Seu objetivo é determinar a representatividade de um dado modelo com respeito à observação (Equação 84) (ρ_0 equivale à correlação máxima que um modelo pode atingir, Aqui: $\rho_0 = 1$, e $\hat{\sigma}_f$ equivale à razão entre os desvios padrão do modelo e da observação).

$$skillscore = \frac{4(1 + \rho)^4}{(\hat{\sigma}_f + 1/\hat{\sigma}_f)^2(1 + \rho_0)^4} \quad (84)$$

Para comparar os desempenhos dos modelos sobre a série de validação, utiliza-se o diagrama de Taylor, uma ferramenta que relaciona três estatísticos fundamentais (TAYLOR, 2001): o desvio padrão das saídas dos modelos (*standard deviation*), σ (Equação 85); a correlação entre as saídas dos modelos e as observações (*correlation coefficient*), ρ (Equação 86) e o *skillscore*.

$$\sigma = \left[\frac{1}{N} \sum (U_t - \bar{U})^2 \right]^{\frac{1}{2}} \quad (85)$$

$$\rho = \frac{\frac{1}{N} \sum (\hat{U}_t - \bar{\hat{U}})(U_t - \bar{U})}{\left[\frac{1}{N} \sum (\hat{U}_t - \bar{\hat{U}})^2 \right]^{\frac{1}{2}} \left[\frac{1}{N} \sum (U_t - \bar{U})^2 \right]^{\frac{1}{2}}} \quad (86)$$

\hat{U}_t representa a velocidade do vento estimada pelo modelo em um dado instante de tempo, $\overline{\hat{U}}$ o valor médio da saída do modelo, U_t a velocidade do vento observada em um dado instante de tempo das observações, \overline{U} o valor médio das observações e N o número de amostras.

Estes estatísticos são comumente analisados para a validação de modelos baseados em séries temporais. O desvio padrão indica a habilidade do modelo em reproduzir a variabilidade das observações. O *skillscore* revela a qualidade geral da saída do modelo com respeito à observação. A correlação indica a habilidade do modelo em reproduzir a estrutura de fase e frequência das observações.

Após diversas análises, chegou-se a um reagrupamento dos modelos, agrupando-os com respeito à importância que os modelos dão aos diferentes gradientes de temperatura. Eles são: Gradiente Nulo (GN); Gradiente Vertical (GV); Gradiente Horizontal (GH); Ambos os Gradientes (AG) e Análise de Sensibilidade (AS; Tabela 10).

Tabela 10 - Modelos redistribuídos pelos grupos dependentes do gradiente de temperatura e sua numeração para fim de intercomparação nos diagramas de Taylor apresentados na próxima seção.

Gradiente Nulo (GN)	Gradiente Vertical (GV)	Gradiente Horizontal (GH)	Ambos os Gradientes (AG)	Análise de Sensibilidade (AS)
LGRN (3)	LGRNN (5)	LGRN-VT (14)	LGRNN-VT (15)	LGAS-NP (4)
CSRN-T (10)	LGRNN-dB (6)	VTRN (12)	VTRNN (13)	LGAS-H (7)
CSRN-B (21)	LGRNN-M (9)	EKRN-VT (18)	EKVTRNN (19)	LGAS-CH (8)
CSRN-Tr (24)	CSRNN-L (11)			LGAS-GG (27)
CSRN-G (25)	CSRNN-S (20)			
EKRN (16)	CSRNN-E (22)			
	CSRNN-Lo (23)			
	CSRNN-Z (26)			
	EKRNN (17)			

Os números 1 e 2 representam a observação e interpolação bilinear, respectivamente.

Fonte: Própria.

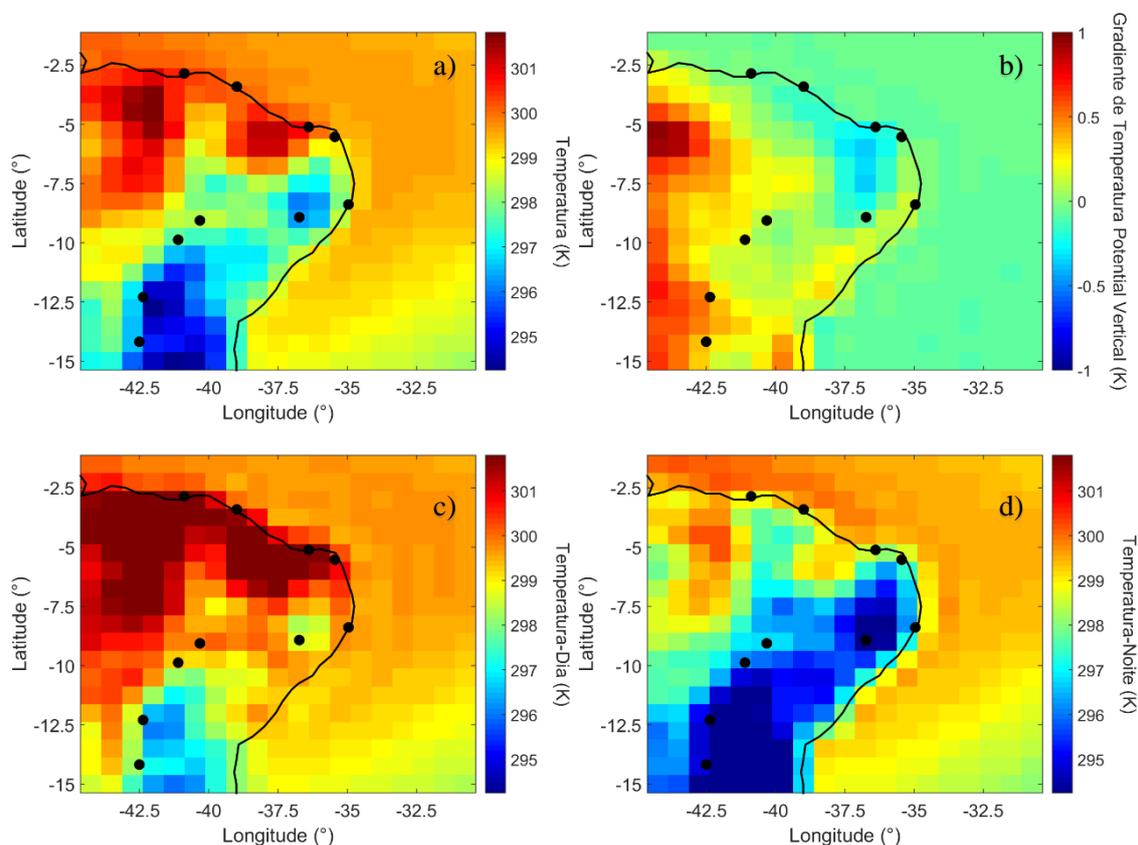
Os grupos serão apresentados com o mesmo padrão e os números indicados na tabela 10. O grupo GN será apresentado na seção de resultados com a cor preta, GV com a cor vermelha, GH com a cor azul, AG com a cor verde e AG com a cor laranja. O modelo IBL e a observação estarão apresentados pela cor rosa com o intuito de facilitar a visualização das saídas de referência.

Na Figura 7.a, a distribuição média anual de temperatura do ERA-Interim é mostrada. Já na Figura 7.b, a temperatura potencial calculada pelo ERA-Interim não aparenta ser muito alta, o que pode ser considerado uma atmosfera neutra. Na prática, os valores negativos indicam uma camada limite instável e positivos indicam uma camada limite estável. A estabilidade atmosférica é calculada a partir da temperatura de saída dos níveis de modelo do ERA-Interim. No entanto, esta não é a melhor maneira de determinar a estabilidade de um local, o que poderia ser determinado a partir de dados observacionais. No entanto, a maior parte dos dados fornecidos a temperatura era ausente, enquanto em outros a temperatura foi medida, mas apresenta uma qualidade muito baixa.

A temperatura média anual para o período do dia e para a período da noite é mostrada na figura 7.c e 7.d, respectivamente. O mapa indica claramente valores altos na parte norte do continente durante o dia e o contrário para o período noturno.

Afim de identificar que gradientes estão mais presente em cada local, a Figura 7 a seguir mostra diversas distribuições espaciais de temperatura no Nordeste do Brasil.

Figura 7 - Mapas que apresentam: a) temperatura média anual; b) temperatura potencial anual média; c) temperatura média anual para o dia e d) temperatura média anual para a noite na Região Nordeste do Brasil a partir de um domínio 19 (°) x 19 (°) do nível de modelo 60 (aproximadamente 10 m acima da superfície) do ECMWF ERA-Interim.

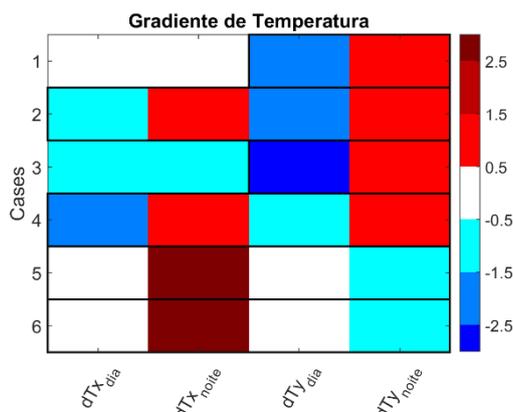


Os círculos negros indicam a localização das torre anemométricas e a linha preta mostra o contorno do continente.

Fonte: Própria

Uma brisa costeira geralmente ocorre quando durante o dia a terra apresenta uma temperatura mais alta que a do oceano e o oposto ocorre à noite, tendo o mar uma temperatura mais alta. Para determinar se existe ou não uma brisa costeira, os gradientes de temperatura devem ser avaliados de forma diferente para cada site, pois a linha costeira pode enganar a análise de dT_x e dT_y . Por exemplo, para os casos 1 e 4, a linha costeira é principalmente longitudinal, portanto, apenas dT_y pode representar o gradiente de temperatura entre a terra e o mar. Enquanto nos casos 2, 4, 5 e 6 ambos dT_x e dT_y trazem informações sobre essa interação. No entanto, dT_x é mais importante do que dT_y para os casos 4, 5 e 6 e para o caso 2, dT_y é o mais importante. Essa importância é fruto da análise do contorno da linha costeira.

Figura 8 - Gradientes de temperatura média e meridional média para as coordenadas X (Longitudinal) e Y (Latitudinal) para o dia e a noite.



Os valores foram definidos em intervalos e a linha preta em torno das células indica os gradientes onde a brisa costeira deve ser analisada.

Fonte: Própria

A Figura 8 mostra o gradiente de temperatura anual médio e meridional para as coordenadas X (Longitudinal) e Y (Latitudinal) para o dia e a noite. Os casos 1 e 4, no dia há um gradiente negativo, o que significa que a terra mostra uma temperatura mais alta e positiva durante a noite, maior temperatura no mar. Além disso, o gradiente é maior para o caso 4 do que qualquer outro caso. Nos casos 2 e 4, o mesmo acontece tanto para dT_x quanto para dT_y , o que significa que esses casos também sentem essa interação. Por fim, não há brisa terrestre/marítima para os casos 5 e 6. Mesmo assim, há dT_x positivo à noite, há um dT_y negativo para o mesmo período e dT_x e dT_y são quase nulos durante o dia. Vale reforçar que dT_x e dT_y são descendentes apenas do GCM, dependendo da resolução da malha. Isso significa duas coisas: primeiro, os gradientes de temperatura podem representar mal o dT_x e dT_y local quando um outro evento mesoescalar (exceto a brisa costeira) ocorre na mesma região. Em segundo lugar, uma brisa costeira com escala de comprimento pequena não será sentida pelo GCM e os valores apresentados na Figura 8 não representarão uma brisa. Então, as conclusões de que um lugar experimente uma brisa costeira ou não é totalmente dependente da resolução do GCM.

Existem dois principais movimentos mesoescalares que ocorrem onde há um gradiente de temperatura entre a terra e o mar: a brisa costeira e jatos costeiros de baixo nível. Sua principal diferença é que na primeira, há uma inversão de tal gradiente dentro do ciclo diário e na segunda, essa inversão não acontece e o vento é principalmente paralelo à costa. Ao analisar inicialmente a direção do vento no nordeste, a porção do

mapa que cobre a água ao norte da costa exibe altas velocidades de vento de forma semelhante a um comportamento de CLLJ, mas o perfil de temperatura não coincide com o CLLJ (RANJHA et al., 2013). Que é confirmado na análise dos gradientes diurnos e diários na Figura 8.

5.3 Resultados Individuais no Regime de 6 Horas

Esta subseção apresenta os resultados da modelagem de *downscaling* dinâmico para cada caso e uma discussão sobre cada comportamento familiar. Para cada caso estudado, diagrama de Taylor são apresentados de forma a analisar os estatísticos dos resultados (Taylor, 2001). Para ajudar na interpretação, o diagrama divide-se em três regiões: região 1 ($\rho > 0,5$ & $0,75 \sigma_{obs} < \sigma < 1,25 \sigma_{obs}$), região 2 ($\rho > 0,5$, $\sigma < 0,75 \sigma_{obs}$ & $2 \sigma_{obs} > \sigma > 1,25 \sigma_{obs}$) e região 3 ($0 < \rho < 0,5$). Qualquer saída do modelo que exceda os limites das regiões é eliminada do diagrama. Em outras palavras, qualquer modelo cuja razão dos desvios padrões seja superior a 2 ou sua correlação seja menor que zero não serão mostrados no diagrama. O *skill score* também está presente no diagrama, seu valor varia de 0 a 1. Serão detalhados os resultados de até cinco modelos, quatro cujo *skill score* seja maior que a interpolação bilinear e o resultado da interpolação. Em alguns casos, menos modelos podem ser avaliados. Isso significa, especialmente nestes casos, que nenhum outro modelo além dos apresentados superou a interpolação bilinear.

É esperado que os modelos da família AS dominem de forma geral os melhores resultados devido a sua forma estatística. Esses modelos foram formulados para maximizar o *skill score* ao comparar diversas parametrizações com os dados observacionais.

O apêndice 1 apresenta os mesmos diagramas de Taylor a serem apresentados nas seções seguintes com um *zoom* em cima dos principais resultados.

As tabelas 11, 12, 13, 14, 15, 16, 17, 18, 19, 20 e 21 das subseções a seguir mostram o *skill score*, o aprimoramento sobre a IBL, o nível de modelo, a altura geométrica média equivalente e o autor das equações empíricas das constantes A e B, quando necessário. Para o modelo LGAS-cH, o nível de modelo indicado nessas tabelas representa aquele mais utilizado na série temporal, já que este modelo utiliza mais de um ao longo da série.

5.3.1 Estudo de Caso 1

Nos resultados para o Estudo de Caso 1, os melhores quatro modelos foram LGAS-cH, LGRNN-VT, LGRNN e LGAS-NP. É possível ver na Figura 9.a que os melhores modelos possuem desvio padrão bastante próximo a observação, entretanto, tanto o *skillscore* como a correlação se mantêm com valores baixos. Apesar disso, os modelos superaram bastante a interpolação bilinear. As informações mais relevantes dos melhores resultados são mostrados na tabela 11.

Tabela 11 - Informações relevantes sobre os melhores resultados do Estudo de Caso 1.

Modelo	<i>Skill Score</i> (.)	Aprimora- mento sobre a IBL (%)	Nível de Modelo	Altura Média Equivalente (m)	Autor da Eq. de A	Autor da Eq. de B
LGAS-cH	0,3870	88,57	60	10,4	-	-
LGRNN-VT	0,3797	85,04	56	204,1	Arya (1977)	Arya (1977)
LGRNN	0,3729	81,71	56	204,1	Arya (1977)	Arya (1977)
LGAS-NP	0,3520	71,52	-	10	-	-
IBL	0,2052	-	59	36,5	-	-

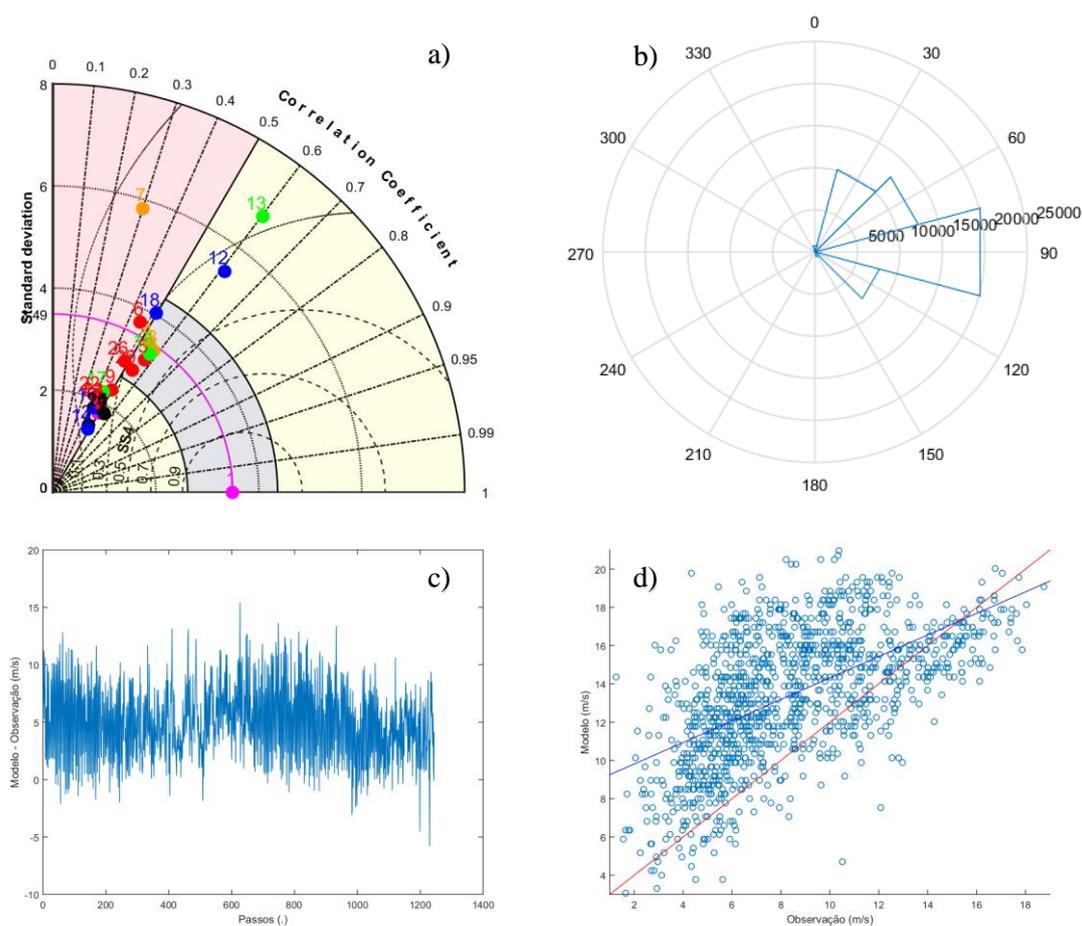
Fonte: Própria.

A IBL possui como entrada um nível de modelo próximo a superfície. Esse resultado é esperado pois as saídas próximas a superfície do ERA-Interim trazem informações importantes sobre rugosidade e orografia, informação esta que é perdida em níveis de modelos mais altos. Porém como são informações de baixa resolução seu *skill score* é bastante baixo. Já os modelos dinâmicos-estatísticos LGAS-cH e LGAS-NP extraem o máximo de informação desses níveis mais baixos e estatisticamente ‘introduzem os efeitos restantes’.

Enquanto os modelos LGRNN e LGRNN-VT apresentam bons resultados quando se introduz os níveis de modelos mais distantes da terra. Isso ocorre porque o comportamento destes níveis está pouco sujeito as informações topográficas, como mencionado anteriormente. Para esses modelos, o comportamento geostrófico é o necessário para que dentro da modelagem, os efeitos locais sejam introduzidos.

No Estudo de Caso 1 o terreno é quase plano, indicando pouca influência orográfica local sobre o vento. A torre anemométrica está situada à cerca de 400 m do mar e sua rosa dos ventos é apresentada na Figura 9.b. A rugosidade a barlavento tende a influenciar o comportamento do vento em qualquer lugar. A rosa dos ventos também indica que há influência da rugosidade terrestre de locais fora dos ângulos 135° e 15° , já que dentro desta extensão, quase não há incidência de vento. Assim, o vento está fortemente influenciado pelo vento proveniente do mar e em parte da terra. Retomando a Figura 8, verifica-se que há ocorrência de brisa no local. Juntas, essas informações indicam que um modelo do grupo GH ou AG deveria apresentar os melhores resultados. A Figura 9.a e a Tabela 11 corrobora tal conclusão.

Figura 9 - a) Diagrama de Taylor; b) rosa dos ventos das observações; c) diferença entre as séries temporais do modelo LGAS-cH e da observação e d) dispersão entre as séries temporais do modelo LGAS-cH e a observação para o Estudo de Caso 1.



Note-se que os segmentos de reta azul e vermelho representam a tendência linear das amostras e a identidade respectivamente

Fonte: Própria.

5.3.2 Estudo de Caso 2

Nos resultados para o Estudo de Caso 2, os melhores quatro modelos foram LGAS-cH, LGRN-VT, LGRN e LGRNN-M. Parecido ao Estudo de Caso 1, os melhores modelos possuem desvio padrão próximo a observação mas não aprimoraram a correlação com respeito a interpolação (Figura 10.a). As informações mais relevantes dos melhores resultados são mostrados na tabela 12.

Tabela 12 - Informações relevantes sobre os melhores resultados do Estudo de Caso 2.

Modelo	<i>Skill Score</i> (.)	Aprimoramento sobre a IBL (%)	Nível de Modelo	Altura Média Equivalente (m)	Autor da Eq. de A	Autor da Eq. de B
LGAS-cH	0,6199	9,87	59	36,4	-	-
LGRN-VT	0,6159	9,17	59	36,4	-	-
LGRN	0,6083	7,81	59	36,4	-	-
LGRNN-M	0,6081	7,78	59	36,4	Billard et al. (1981)	Zilitink evich (1975)
IBL	0,5642	-	56	203,7	-	-

Fonte: Própria.

Este Estudo de Caso se assemelha com o primeiro em alguns aspectos, como a localização da torre anemométrica, distante em 800 metros do mar e ocorrência da brisa (Figura 8). Em vários setores de direção quase não há ocorrência de vento e em grande parte o vento é proveniente do mar (Figura 10.b).

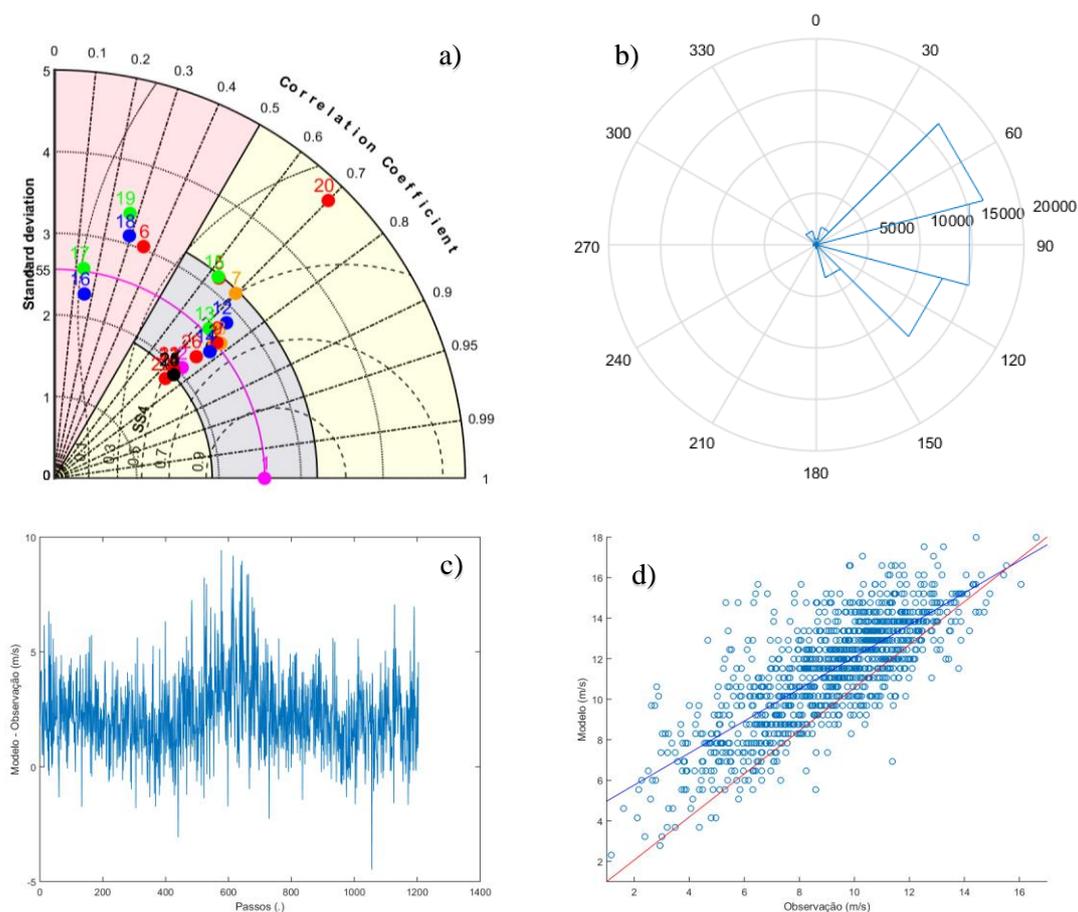
Ao avaliar os níveis de modelo de entrada, percebe-se uma inversão do que ocorreu no Estudo de Caso 1. A IBL agora possui seu maior valor proveniente de um nível mais alto, enquanto os outros modelos obtiveram os resultados quando utilizaram os níveis mais baixos. Dos quatro pontos do GCM utilizados para a interpolação, três estão no mar, porém, a torre anemométrica está geograficamente mais próxima ao ponto do GCM que está em terra. Assim, os níveis mais baixos estão um pouco mais influenciados pelo terreno que os níveis mais altos (apesar de não ser muito). Porém, o vento sentido na torre anemométrica é prevalentemente marítimo, ou ventos alísios. A rosa dos ventos da figura 10.b mostra ocorrência do vento vinda quase em total do mar.

Logo, a IBL terá melhores resultados em níveis superiores, menos influenciados

pela orografia, mas espera-se que os resultados comparados com os níveis de modelos mais baixos não diferencie tanto.

Os modelos LGRN-VT e LGRN utilizam os níveis de modelo como comportamento geostrófico. Os níveis de modelos mais distantes da terra perdem muitas informações do comportamento local, mas dão melhores resultados como no Estudo de Caso 1, que é mais influenciado pelo terreno que o Estudo de Caso 2, porque a informação topográfica representa um comportamento médio da célula do GCM, assim, introduzindo erro. Já no Estudo de Caso 2, essa informação é pequena, como indicado acima, então o comportamento geostrófico é garantido nos primeiros níveis.

Figura 10 - a) Diagrama de Taylor; b) rosa dos ventos das observações; c) diferença entre as séries temporais do modelo LGAS-cH e da observação e d) dispersão entre as séries temporais do modelo LGAS-cH e a observação para o Estudo de Caso 2.



Note-se que os segmentos de reta azul e vermelho representam a tendência linear das amostras e a identidade respectivamente

Fonte: Própria.

5.3.3 Estudo de Caso 3

Os melhores quatro modelos para o Estudo de Caso 3 foram VTRN, VTRNN, LGRNN-VT e LGAS-cH. Os modelos VTRN e VTRNN lideram as saídas com uma certa folga. Na Figura 11.a, percebe-se que a correlação de tais modelos é bastante superior as demais, porém existe uma diferença entre os desvios padrões com os modelos LGRNN-VT e LGAS-cH, estes que o desvio se iguala a da observação. Assim como o Estudo de Caso 1, os modelos possuem altos valores de aprimoramento (Tabela 13).

Tabela 13 - Informações relevantes sobre os melhores resultados do Estudo de Caso 3.

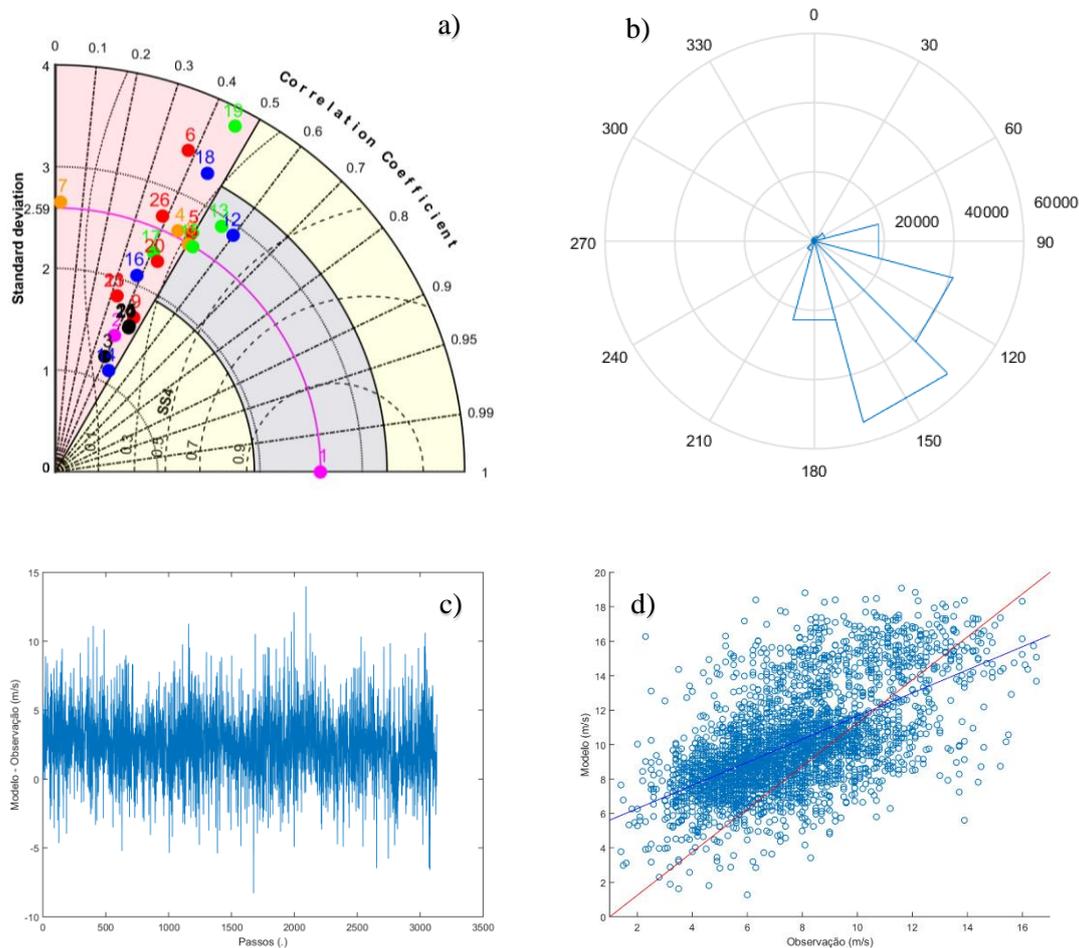
Modelo	<i>Skill Score</i> (.)	Aprimoramento sobre a IBL (%)	Nível de Modelo	Altura Média Equivalente (m)	Autor da Eq. de A	Autor da Eq. de B
VTRN	0,4039	133,17	56	203,9	-	-
VTRNN	0,3640	110,13	55	300,4	-	-
LGRNN-VT	0,3329	92,16	57	129,6	Arya (1977)	Arya (1977)
LGAS-cH	0,3184	83,80	60	10,4	-	-
IBL	0,1732	-	59	46,4	-	-

Fonte: Própria.

O Estudo de Caso 3 é semelhante ao Estudo de Caso 1 não só pelo valor do aprimoramento, mas pela localização geográfica. A torre anemométrica situa-se a 3 km da água, também com ocorrência de brisa. Já era esperado modelos com bons resultados provenientes dos grupos GH e AG. Neste caso a rosa dos ventos mostra que há mais influência da rugosidade terrestre que nos casos anteriores (Figura 11.b).

Mais uma vez, os modelos que utilizam o GCM como um comportamento geostrófico VTRN, VTRNN e LGRNN-VT obtiveram melhores resultados ao utilizar níveis de modelos mais altos, justamente porque a informação topográfica é importante para este local, mas é introduzida de forma ‘errada’ pelo GCM nos primeiros níveis.

Figura 11 - a) Diagrama de Taylor; b) rosa dos ventos das observações; c) diferença entre as séries temporais do modelo VTRN e da observação e d) a dispersão entre as séries temporais do modelo VTRN e a observação para o Estudo de Caso 3.



Note-se que os segmentos de reta azul e vermelho representam a tendência linear das amostras e a identidade respectivamente

Fonte: Própria.

5.3.4 Estudo de Caso 4

Nos resultados para o Estudo de Caso 4, os melhores quatro modelos foram LGAS-cH, LGAS-GG, LGAS-NP e CSRNN-S. Os modelos do grupo AS, o desvio padrão é bastante aprimorado com respeito a IBL, fruto da análise estatística embutida nesses modelos (Figura 12.a). Já o modelo CSRNN-S, do grupo GV, o desvio se distancia bastante do observado, mas possui um pequeno incremento na correlação. As informações mais relevantes dos melhores resultados são mostrados na tabela 14.

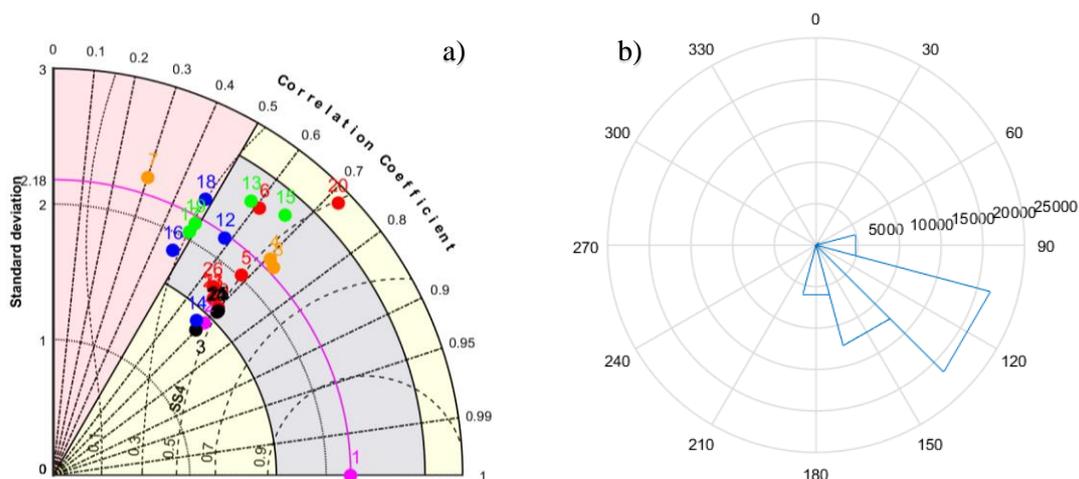
Tabela 14 - Informações relevantes sobre os melhores resultados do Estudo de Caso 4.

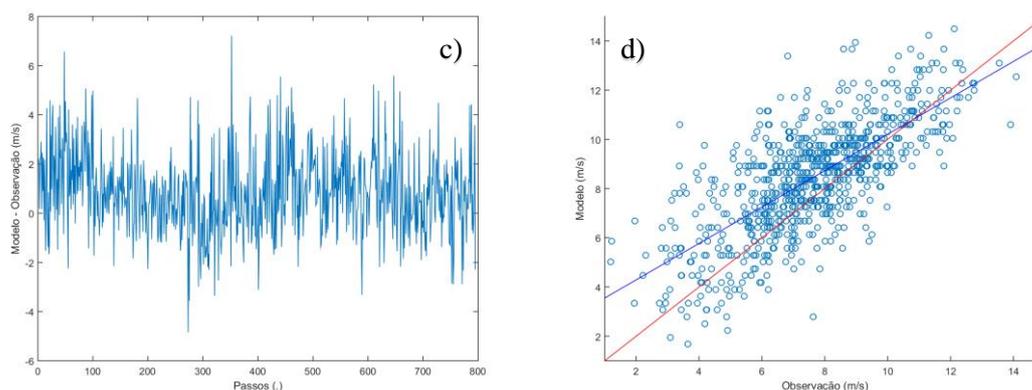
Modelo	<i>Skill Score</i> (.)	Aprimoramento sobre a IBL (%)	Nível de Modelo	Altura Média Equivalente (m)	Autor da Eq. de A	Autor da Eq. de B
LGAS-cH	0,5525	17,14	60	10,4	-	-
LGAS-NP	0,5289	12,12	60	10,4	-	-
LGAS-GG	0,5288	12,12	60	10,4	-	-
CSRNN-S	0,5060	7,28	60	10,4	-	-
IBL	0,4717	-	60	10,4	-	-

Fonte: Própria.

Em uma análise preliminar, é de se esperar que modelos do grupo GH ou AG apresentassem bons resultados para este Estudo de Caso devido aos gradientes indicados na Figura 8. Entretanto, apesar desses grupos não apresentarem resultados tão ruins como nos casos a seguir, a torre anemométrica está localizada a 18 km da costa, experimentando, na realidade, menos influência da brisa e mais influência de informações topográficas a barlavento (Figura 12.b).

Figura 12 - a) Diagrama de Taylor; b) rosa dos ventos das observações; c) diferença entre as séries temporais do modelo LGAS-cH e da observação e d) dispersão entre as séries temporais do modelo LGAS-cH e a observação para o Estudo de Caso 4.





Note-se que os segmentos de reta azul e vermelho representam a tendência linear das amostras e a identidade respectivamente

Fonte: Própria.

5.3.5 Estudo de Caso 5

Para o Estudo de Caso 5, os melhores quatro modelos foram LGAS-NP, LGAS-GG, LGRN e LGRNN-M. De forma geral, quase não há um aumento do *skill score* com respeito a IBL. Além disso, todas as saídas são provenientes de um nível de modelo relativamente distante da superfície. As informações mais relevantes dos melhores resultados são mostradas na tabela 15.

Tabela 15 - Informações relevantes sobre os melhores resultados do Estudo de Caso 5.

Modelo	<i>Skill Score</i> (.)	Aprimoramento sobre a IBL (%)	Nível de Modelo	Altura Média Equivalente (m)	Autor da Eq. de A	Autor da Eq. de B
LGAS-NP	0,4769	1,03	56	202,9	-	-
LGAS-GG	0,4769	1,03	56	202,9	-	-
LGRN	0,4764	0,94	56	202,9	-	-
LGRNN-M	0,4761	0,87	56	202,9	Arya (1977)	Arya (1977)
IBL	0,4720	-	55	298,9	-	-

Fonte: Própria.

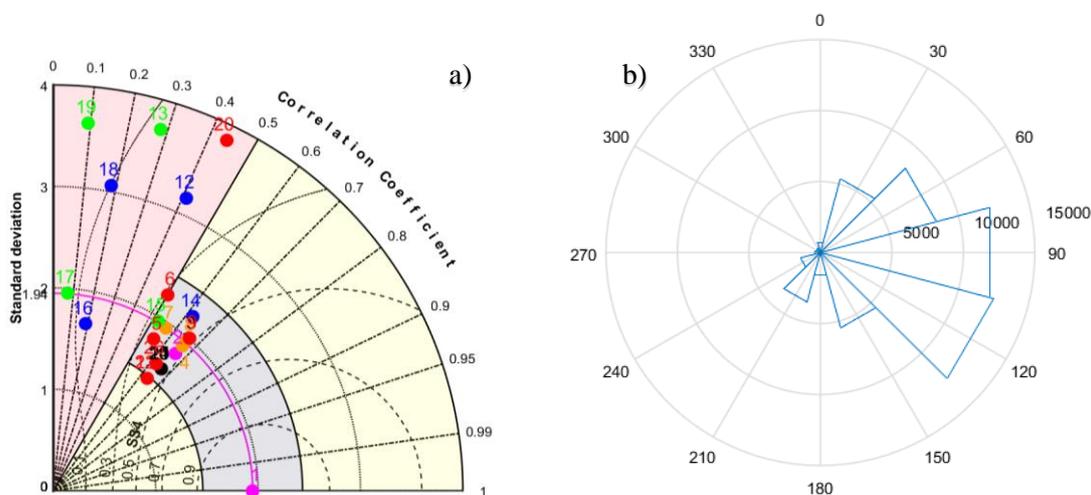
Como não é um local de ocorrência de brisa (Figura 8), outros grupos além de GH e AG deveriam tomar a frente. Bem como os Estudos de Caso 1 e 3, dois pontos da malha do GCM se encontram na terra e dois no mar, porém como pode ser visto na Figura 6 a torre anemométrica desse Estudo de Caso está localizada na margem oriental

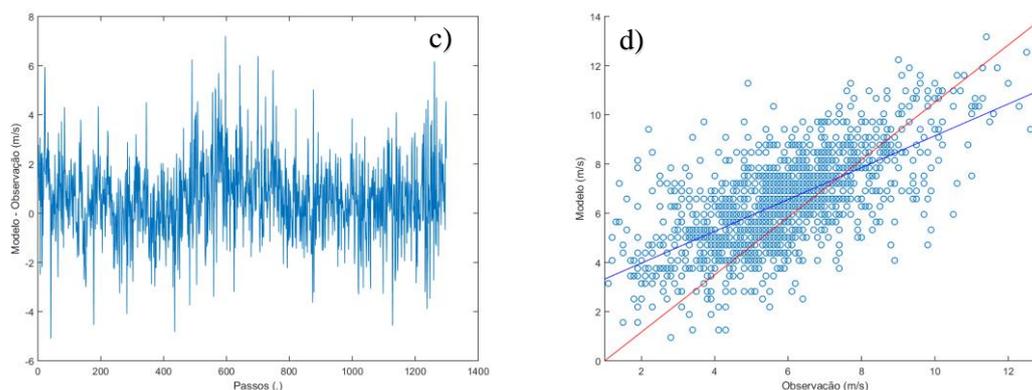
à 100 m do mar com uma distribuição de direção do vento bastante heterogênea (Figura 13.b).

Esta distribuição de direção não é comum ao restante do Nordeste Brasileiro, como pode ser visto nas rosa dos ventos de outros Estudos de Caso. O GCM também não enxerga esse fenômeno. A suspeita é que de fato haja ocorrência de brisas de menores escalas que apenas uma modelagem mesoescalar enxergaria. Há uma importância do gradiente horizontal percebida pelo GCM (Figuras 7.a, 7.c, e 7.d) que explica o porquê do modelo LGRN-VT situar-se na região 1 do diagrama de Taylor apesar de não se encontrar entre os quatro maiores *skillscore* (Figura 13.a).

De forma geral, as brisas são um fenômeno mesoescalar, mas na costa nortenha da região sua escala é grande, fazendo que a modelagem de *downscaling*, ao utilizar apenas o GCM, traga bons resultados.

Figura 13 - a) Diagrama de Taylor; b) rosa dos ventos das observações; c) diferença entre as séries temporais do modelo LGAS-NP e da observação e d) dispersão entre as séries temporais do modelo LGAS-NP e a observação para o Estudo de Caso 5.





Note-se que os segmentos de reta azul e vermelho representam a tendência linear das amostras e a identidade respectivamente

Fonte: Própria.

5.3.6 Estudo de Caso 6

Apesar de distantes em 8 km, os Estudos de Caso 5 e 6 experimentam diferentes aprimoramentos sobre a IBL. Os melhores modelos são LGRNN-M, LGAS-NP, LGRN e LGAS-GG, todos com aprimoramentos maior que 37 % (Tabela 16).

Tabela 16 - Informações relevantes sobre os melhores resultados do Estudo de Caso 6.

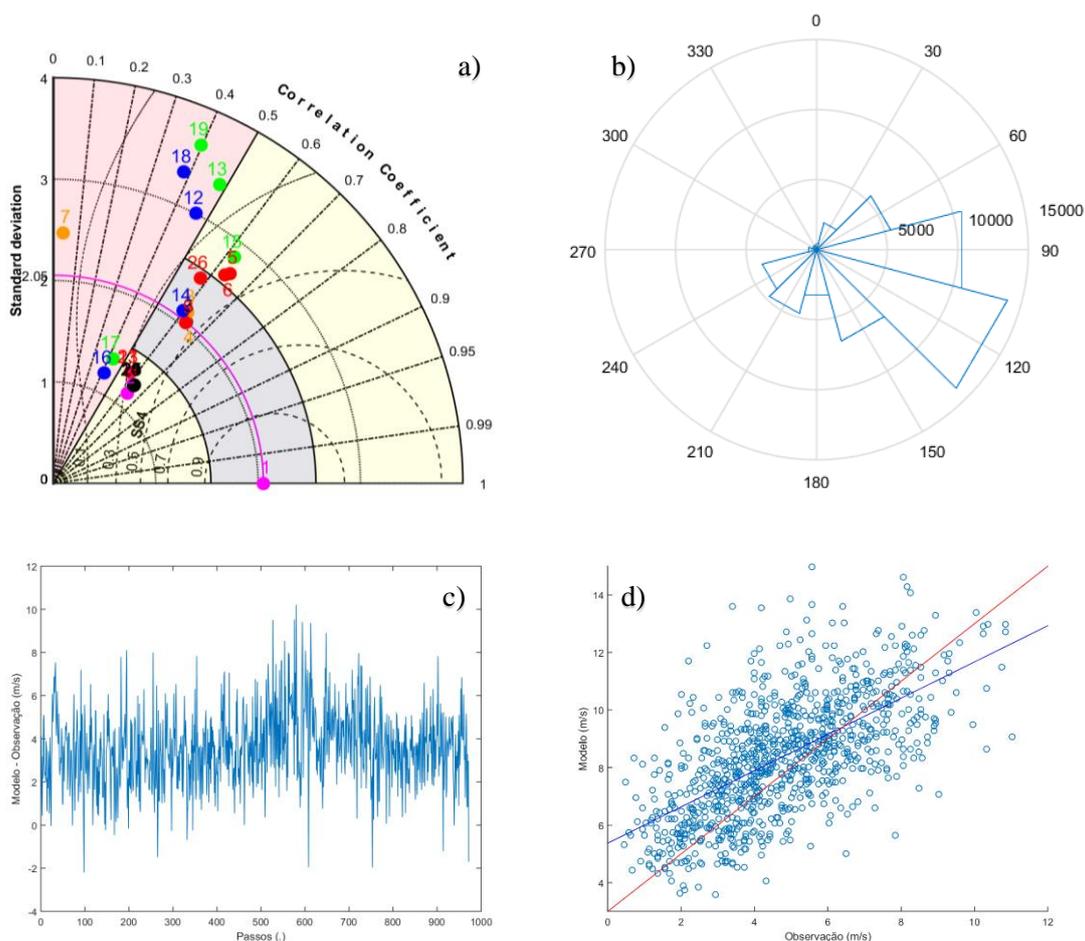
Modelo	Skill Score (.)	Aprimoramento sobre a IBL (%)	Nível de Modelo	Altura Média Equivalente (m)	Autor da Eq. de A	Autor da Eq. de B
LGRNN-M	0,4433	38,00	-	10	Billard et al. (1981)	Arya (1977)
LGAS-NP	0,4431	37,93	-	10	-	-
LGRN	0,4428	37,84	-	10	-	-
LGAS-GG	0,4416	37,46	-	10	-	-
IBL	0,3213	-	-	10	-	-

Fonte: Própria.

Apesar de não estar entre os quatro melhores, LGRN-VT se encontra mais uma vez na região 1 do diagrama de Taylor e não se distancia muito dos melhores resultados. As conclusões são bastante semelhantes ao Estudo de Caso 5. A diferença está

exclusivamente no resultado da IBL, o desvio padrão da IBL é bastante diferente entre os Estudos de Caso, muito por se tratarem de períodos diferentes.

Figura 14 - a) Diagrama de Taylor; b) rosa dos ventos das observações; c) diferença entre as séries temporais do modelo LGRNN-M e da observação e d) dispersão entre as séries temporais do modelo LGRNN-M e a observação para o Estudo de Caso 6.



Note-se que os segmentos de reta azul e vermelho representam a tendência linear das amostras e a identidade respectivamente
 Fonte: Própria.

5.3.7 Estudo de Caso 7

O Estudo de Caso 7 é o primeiro que está bastante longe da costa, cerca de 130 km. Espera-se então resultados diferentes aos Estudos de Caso anteriores.

Os melhores resultados foram apenas do grupo AS, significando que nenhum modelo puramente dinâmico conseguiu superar a IBL (Tabela 17). São eles: LGAS-cH, LGAS-NP e LGAS-GG.

Tabela 17 - Informações relevantes sobre os melhores resultados do Estudo de Caso 7.

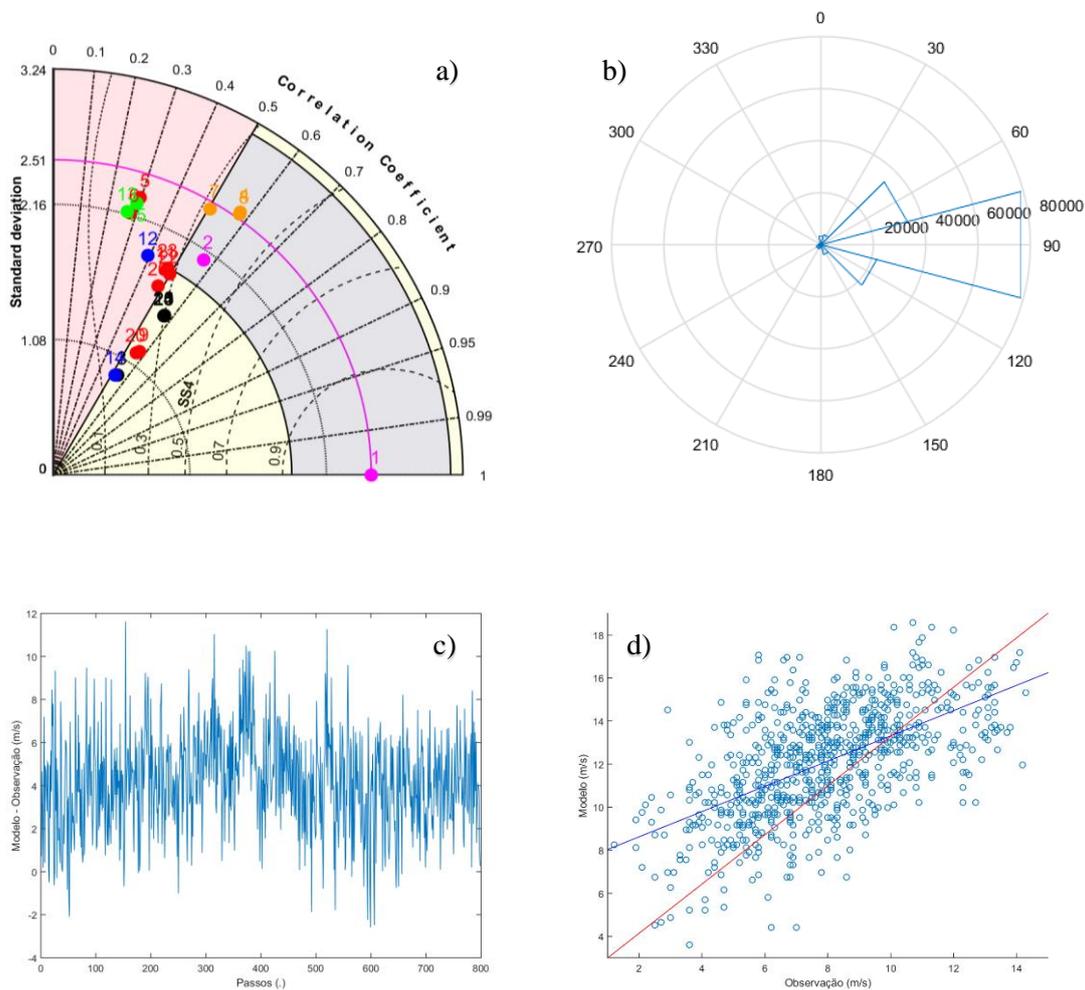
Modelo	Skill Score (.)	Aprimoramento sobre a IBL (%)	Nível de Modelo	Altura Média Equivalente (m)	Autor da Eq. de A	Autor da Eq. de B
LGAS-cH	0,3877	5,94	54	416,6	-	-
LGAS-GG	0,3864	5,59	55	296,7	-	-
LGAS-NP	0,3857	5,41	55	296,7	-	-
IBL	0,3659	-	54	416,6	-	-

Fonte: Própria.

Como esperado, seus desvios padrão são quase equivalentes ao da observação, mas não se distanciaram da correlação observada pela IBL (Figura 15.a). Apresentando assim, um baixo *skillscore*. Efeitos mesoescalares como ventos anabáticos e catabáticos são esperados nesta região, pois a torre anemométrica localiza-se em uma serra. Mais uma vez o GCM não é capaz de perceber tais comportamentos. Os resultados são provenientes de níveis de modelo mais elevados tanto para os modelos dinâmico-estatísticos como para IBL.

A conclusão é semelhante a outros Estudos de Caso explorados, a orografia enxergada pelo GCM traz bastante erro quando se compara diretamente com o que foi observado no local. Os níveis mais elevados perdem a informação topográfica e assim acabam reproduzindo melhores resultados. Neste caso esse efeito é maior justamente por se tratar de um local com altitudes elevadas e complexidade maior do terreno.

Figura 15 - a) Diagrama de Taylor; b) rosa dos ventos das observações; c) diferença entre as séries temporais do modelo LGAS-cH e da observação e d) dispersão entre as séries temporais do modelo LGAS-cH e a observação para o Estudo de Caso 7.



Note-se que os segmentos de reta azul e vermelho representam a tendência linear das amostras e a identidade respectivamente

Fonte: Própria.

5.3.8 Estudo de Caso 8

Para o Estudo de Caso 8, os resultados são bastante semelhantes ao Estudo de Caso 7. Os melhores modelos foram LGAS-GG, LGAS-NP e LGAS-cH com insignificante aprimoramento sobre a IBL (Tabela 18).

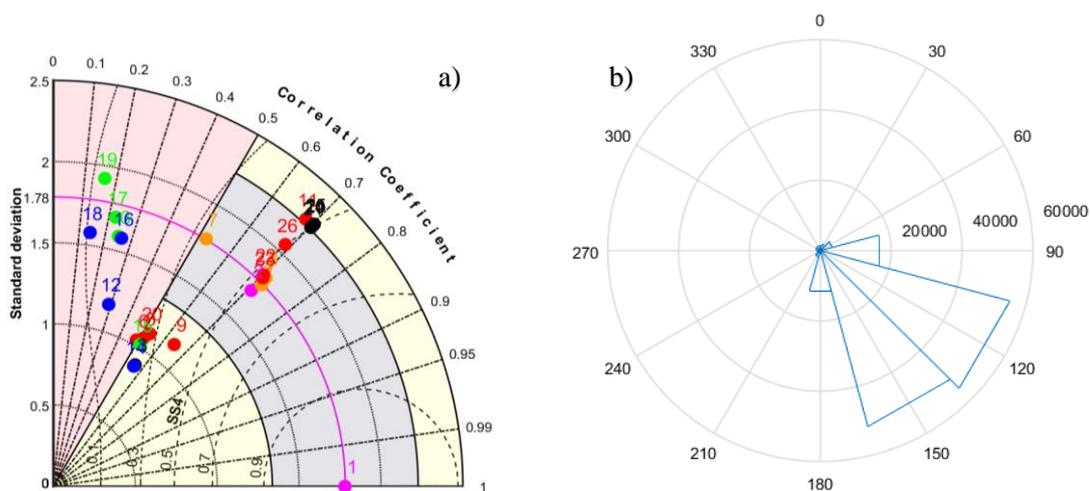
Tabela 18 - Informações relevantes sobre os melhores resultados do Estudo de Caso 8.

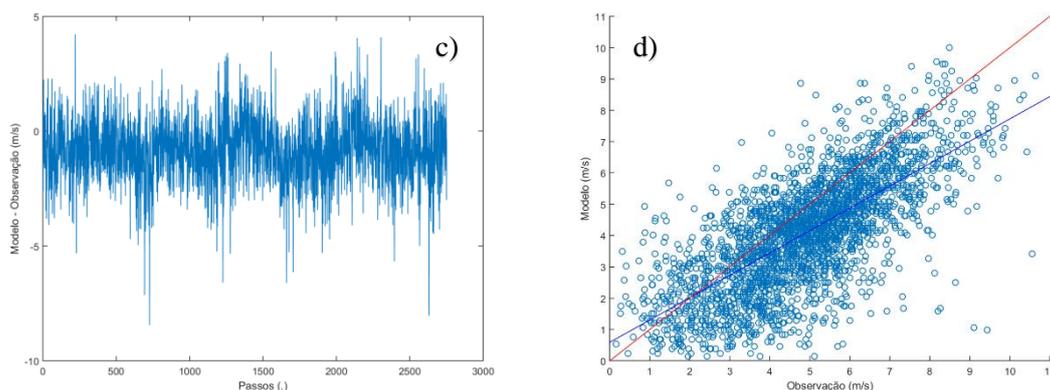
Modelo	Skill Score (.)	Aprimoramento sobre a IBL (%)	Nível de Modelo	Altura Média Equivalente (m)	Autor da Eq. de A	Autor da Eq. de B
LGAS-GG	0,5413	1,98	-	10	-	-
LGAS-NP	0,5412	1,96	-	10	-	-
LGAS-cH	0,5434	0,65	59	36,2	-	-
IBL	0,5308	-	-	10	-	-

Fonte: Própria.

Entretanto, modelos do grupo GV obtiveram resultados melhores que o Estudo de Caso 7 ao se comparar os diagramas de Taylor de ambos os Estudos de Caso (ver Figuras 15.a e 16.a). Isso pode corroborar a ideia que efeitos mesoescalares não-modelos influenciam o Estudo de Caso 7. Porém neste Estudo de Caso, efeitos na microescala não compreendidos pelos modelos nem pelo GCM podem estar influenciando o comportamento do vento local.

Figura 16 - a) Diagrama de Taylor; b) rosa dos ventos das observações; c) diferença entre as séries temporais do modelo LGAS-GG e da observação e d) dispersão entre as séries temporais do modelo LGAS-GG e a observação para o Estudo de Caso 8.





Note-se que os segmentos de reta azul e vermelho representam a tendência linear das amostras e a identidade respectivamente

Fonte: Própria.

5.3.9 Estudo de Caso 9

Os resultados do Estudo de Caso 9 indicam os melhores quatro modelos LGAS-GG, LGAS-NP e LGAS-cH do grupo AS e CSRN-G do grupo GN com *skillscore* superior a IBL (Tabela 19).

Tabela 19 - Informações relevantes sobre os melhores resultados do Estudo de Caso 9.

Modelo	Skill Score (.)	Aprimoramento sobre a IBL (%)	Nível de Modelo	Altura Média Equivalente (m)	Autor da Eq. de A	Autor da Eq. de B
LGAS-GG	0,4174	9,69	58	74,4	-	-
LGAS-NP	0,4174	9,67	58	74,4	-	-
LGAS-cH	0,4043	6,24	57	128,9	-	-
CSRN-G	0,3869	1,66	-	10	-	-
IBL	0,3806	-	52	739,6	-	-

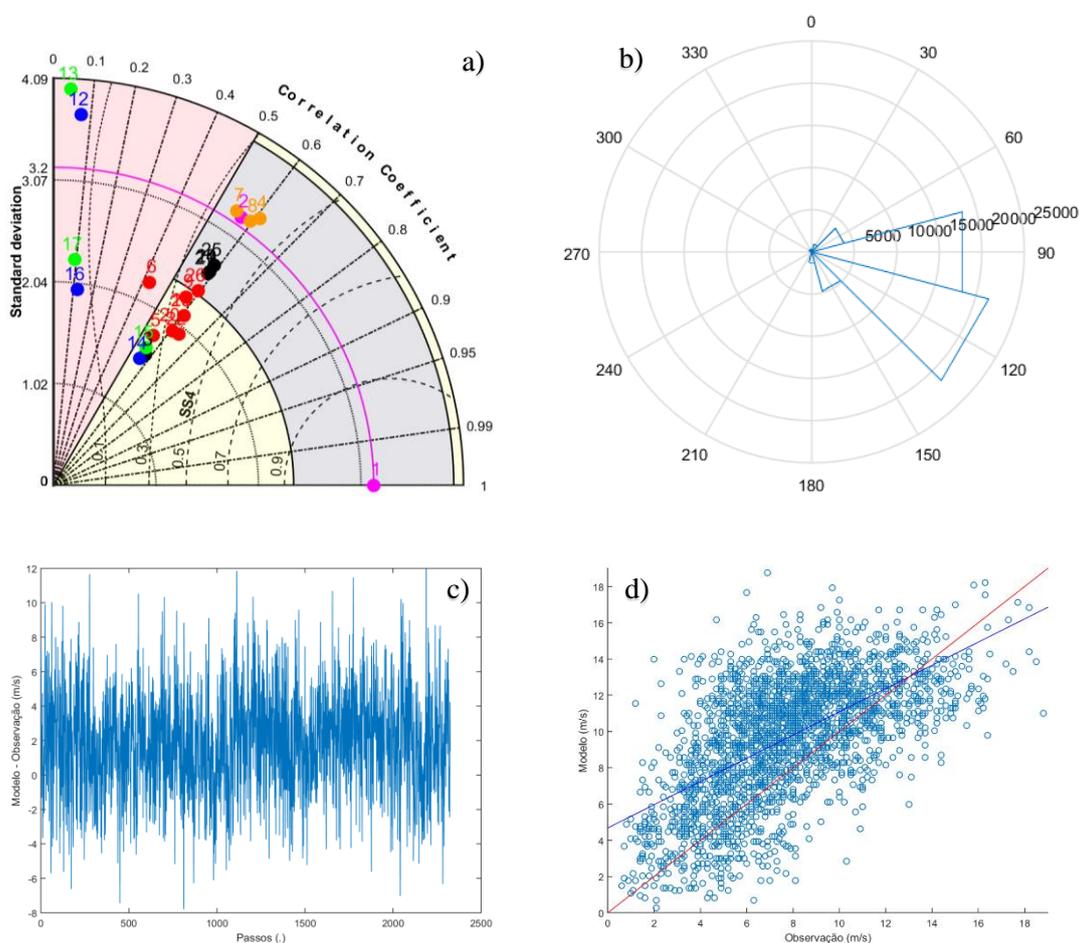
Fonte: Própria.

A torre anemométrica está localizada acima de uma serra, bem como no Estudo de Caso 7, logo possui conclusões semelhantes. Quando se compara os Estudos de Casos 7, 8 e 9, percebe-se que os modelos dinâmicos possuem melhores resultados no Estudo de Caso 8 que nos demais. O motivo é o mesmo indicado no Estudo de Caso 8, nesse caso não há indícios de efeitos mesoescalares fortes na região. Entretanto, neste

caso é bastante provável que exista. Isso afasta os modelos dinâmicos, pois há ausência de informação entre o GCM e o local nesses modelos (Figura 17.a).

Está implícito no modelo CSRN-G que o vento proveniente do GCM faz parte da camada superficial, logo níveis de modelo de maior altura não serão capaz de produzir bons resultados. Porém, para os outros modelos é normal que níveis de modelos elevados tragam melhores resultados devido a influência topográfica do GCM supracitado nos outros Estudos de Casos.

Figura 17 - a) Diagrama de Taylor; b) rosa dos ventos das observações; c) diferença entre as séries temporais do modelo LGAS-GG e da observação e d) dispersão entre as séries temporais do modelo LGAS-GG e a observação para o Estudo de Caso 9.



Note-se que os segmentos de reta azul e vermelho representam a tendência linear das amostras e a identidade respectivamente

Fonte: Própria.

5.3.10 Estudo de Caso 10

No Estudo de Caso 10, apenas dois modelos superaram a IBL. São eles: LGAS-GG e LGAS-NP. O desvio padrão desses modelos são mais distantes que a própria IBL, assim o aprimoramento se dá na correlação. Entretanto esse aprimoramento é irrisório (Tabela 20).

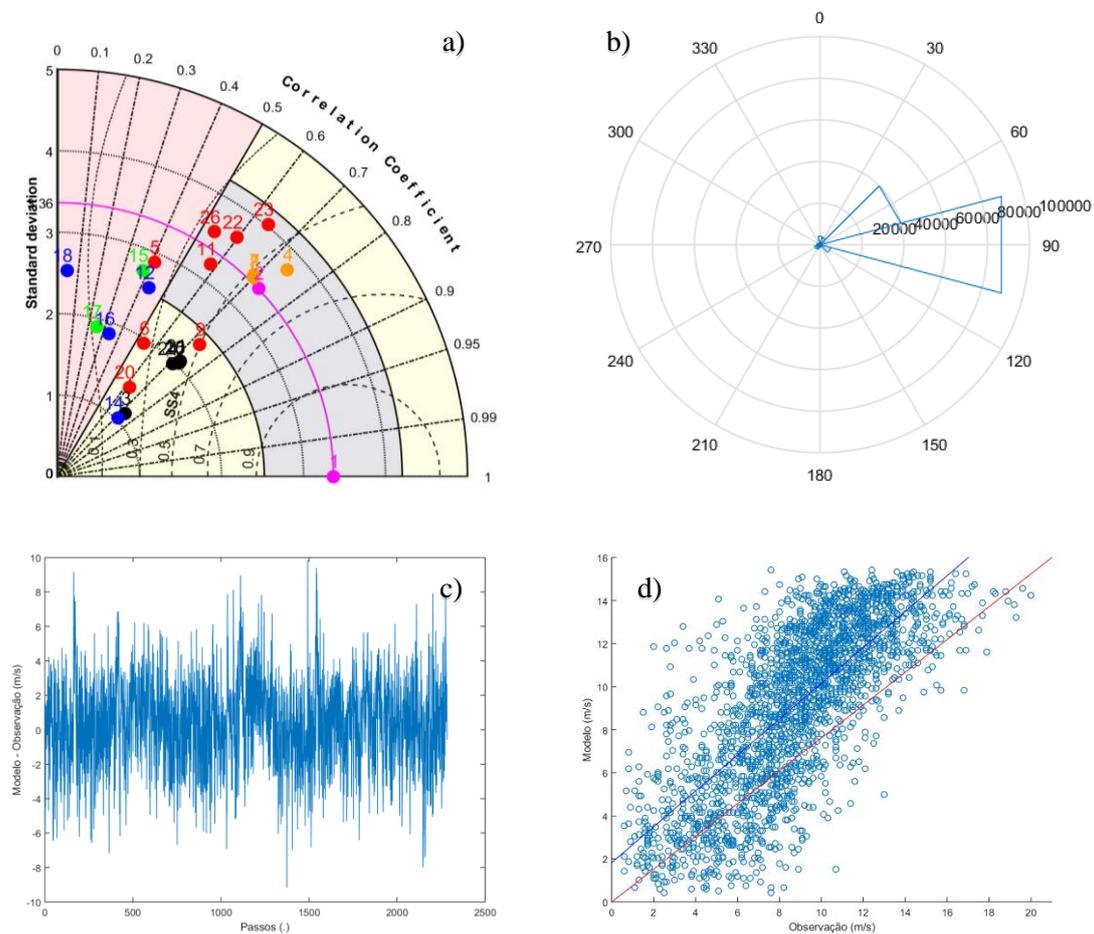
Tabela 20 - Informações relevantes sobre os melhores resultados do Estudo de Caso 10.

Modelo	Skill Score (.)	Aprimoramento sobre a IBL (%)	Nível de Modelo	Altura Média Equivalente (m)	Autor da Eq. de A	Autor da Eq. de B
LGAS-GG	0,5665	1,77	52	739,6	-	-
LGAS-NP	0,5665	1,76	52	739,6	-	-
IBL	0,5567	-	52	739,6	-	-

Fonte: Própria.

Neste Estudo de Caso, as conclusões são semelhantes aos Estudos de Casos 7 e 9. Entretanto, o vento é provavelmente muito mais perturbado por efeitos mesoescalares que nos outros Estudos de Casos. Por este local se assemelhar a um platô, tanto a altitude local quanto a diferenças de altitude espacial é mais elevada que em outros Estudos de Caso. Os níveis de modelo, como esperado, são bastante altos, de tal forma que menos informação topográfica seja influenciada.

Figura 18 - a) Diagrama de Taylor; b) rosa dos ventos das observações; c) diferença entre as séries temporais do modelo LGAS-GG e da observação e d) dispersão entre as séries temporais do modelo LGAS-GG e a observação para o Estudo de Caso 10.



Fonte: Própria.

5.3.11 Estudo de Caso 11

Este Estudo de Caso corrobora com as conclusões tiradas para os Estudos de Caso onde a torre anemométrica está localizada em locais de serra ou platô. Bem como o Estudo de Caso 10, apenas dois modelos superaram a IBL, mais uma vez com aprimoramentos insignificantes (Tabela 21). São eles: LGAS-NP e LGAS-GG. Com níveis de modelos igual ao Estudo de Caso 10, os modelos do grupo AS possuem tanto desvio como correlação próximos a IBL (Figura 19.a).

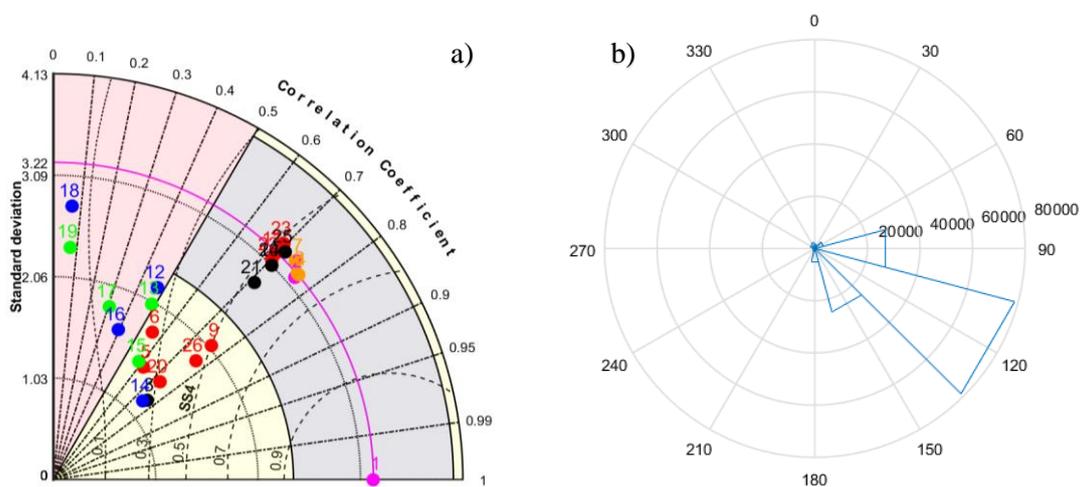
Tabela 21 - Informações relevantes sobre os melhores resultados do Estudo de Caso 11.

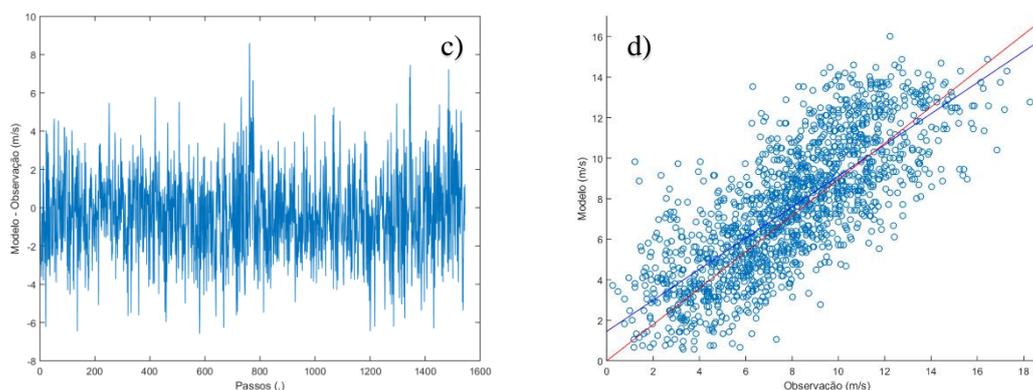
Modelo	Skill Score (.)	Aprimoramento sobre a IBL (%)	Nível de Modelo	Altura Média Equivalente (m)	Autor da Eq. de A	Autor da Eq. de B
LGAS-NP	0,6072	0,41	52	739,6	-	-
LGAS-GG	0,6065	0,30	52	739,6	-	-
IBL	0,6047	-	52	739,6	-	-

Fonte: Própria.

Os modelos dos grupos GV e GN se aproximaram proporcionalmente mais da observação que nos outros casos. É provável que efeitos compreendidos pelos modelos tenham maior importância no local que em outros Estudos de Casos.

Figura 19 - a) Diagrama de Taylor; b) rosa dos ventos das observações; c) diferença entre as séries temporais do modelo LGAS-NP e da observação e d) dispersão entre as séries temporais do modelo LGAS-NP e a observação para o Estudo de Caso 11 (note-se que os segmentos de reta azul e vermelho representam a tendência linear das amostras e a identidade respectivamente).



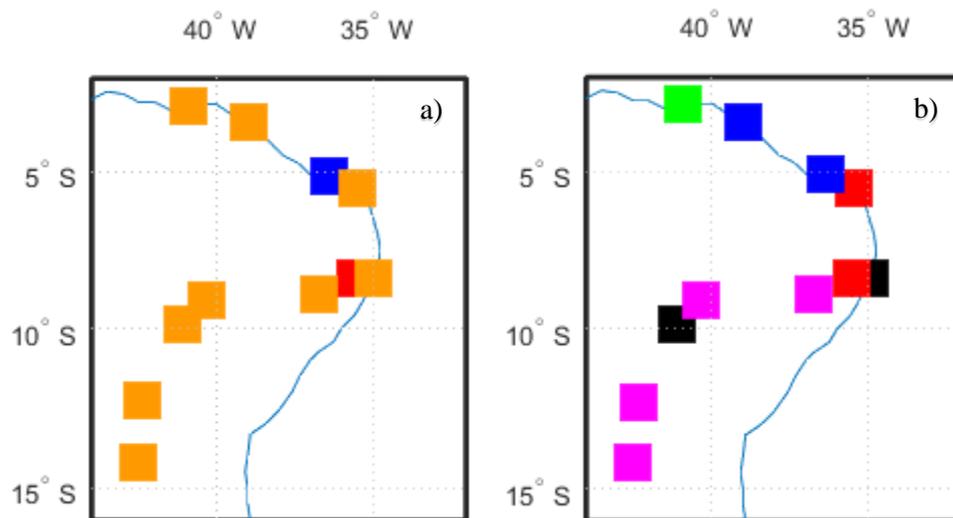


Fonte: Própria.

5.4 Intercomparação dos Estudos de Caso no Regime de 6 Horas

Apesar dos ótimos resultados apresentados pelos modelos do grupo AS, sua característica estatística torna seus parâmetros mais sensíveis a comportamentos anômalos nos dados observacionais. Por sua vez, os modelos puramente dinâmicos (uma vez calibrados, com muito menor sensibilidade aos dados observacionais) podem ser empregados para produzir estimativas sobre o comportamento das variáveis meteorológicas de interesse mesmo na ausência de dados observacionais, o que lhes confere habilidade para a “extrapolação” espacial de tal comportamento. Portanto, considerando-se que este trabalho está voltado ao *downscaling* dinâmico do vento em superfície, as discussões seguintes se centram sobre os demais grupos de modelo (ver Figura 20.b).

Figura 20 - Mapas representando: a) o melhor resultado para cada Estudo de Caso; b) o melhor resultado para cada Estudo de Caso ao ignorar o grupo AS (os quadrados laranjas indicam o grupo AS, pretos GN, vermelho GV, azuis GH, verdes AG e rosa IBL).



Fonte: Própria.

Para os estudos de caso 4, 5, 9 e 11, o grupo de modelos relativo ao gradiente nulo (GN) localiza-se na região 1 do diagrama de Taylor (região de alta correlação e desvio padrão similar ao dos dados observacionais – ver seção 5.3), enquanto que em 6 estudos de caso (1, 2, 6, 7, 8 e 10) tal grupo apresenta-se na região 2 (região de alta correlação e desvio padrão distinto ao dos dados observacionais – ver seção 5.3). Apenas no estudo de caso 3, o grupo se apresenta na região 3 do diagrama (região de baixa correlação – ver seção 5.3). Vale mencionar que os modelos do grupo GN são os mais simples entre os modelos de todos os grupos. Ainda assim, apresentam relativamente alta correlação com as observações em 10 estudos de caso.

Os modelos do grupo relativo ao gradiente vertical (GV) estão mais dispersos nos diagramas de Taylor. Apesar de tal dispersão, apenas nos estudos de caso 3 e 7 não há representantes deste grupo na região 1 do diagrama. Dentre todas as equações empíricas para A e B com respeito à estabilidade atmosférica, as equações propostas por Arya (1977) foram as que geraram, de forma geral, os melhores resultados.

Os modelos do grupo relativo ao gradiente horizontal (GH) apresentam excelentes resultados para 3 estudos de caso: 1, 2 e 3. Para os estudos de caso 4, 5 e 6, as saídas são melhores que nos estudos de caso de 7 a 11, mas sem aprimoramento sobre a IBL. Vale mencionar que as torres anemométricas de 1 a 6 (sobre as quais o

grupo GH apresenta seus melhores resultados) estão localizadas na costa, sendo as 3 primeiras fortemente influenciadas pela brisa mar/terra.

Os modelos do grupo relativo a ambos os gradientes (AG) apresentam seus melhores resultados nos estudos de caso 1 e 3. De forma geral, observa-se que o desempenho do melhor representante do grupo AG acompanha em certa medida o desempenho do melhor representante do grupo GH. No entanto, o representante de GH apresenta o *skillscore* mais alto que o representante de AG, o que ressalta a importância do gradiente horizontal na descrição do comportamento do vento em superfície na costa posto que modelos de ambos os grupos (GH e AG) obtêm bons resultados em tal zona.

6 CONCLUSÕES

Um importante caminho se abre para o emprego de modelos analíticos simples de baixo custo computacional (em comparação com os modelos mesoescalares convencionais) com vistas ao estudo de processos atmosféricos de interesse para o setor eólico na Região Nordeste do Brasil ao serem realizadas, aqui, as parametrizações de camada limite planetária.

Foi possível executar o *downscaling* dinâmico para diversos modelos em 11 locais da Região Nordeste do Brasil. Entretanto, em alguns casos, os resultados não foram satisfatórios, principalmente em casos em que a orografia é relativamente complexa, onde o emprego de modelos locais baseados em dinâmica dos fluidos computacional (CFD) bem poderiam contribuir a explicar melhor os efeitos orográficos e modelos atmosféricos da circulação regional (RCMs) bem poderiam identificar processos atmosféricos mesoescalares negligenciados (devido ao acoplamento direto entre a macroescala e a microescala) pelos modelos aqui adotados. Também, foi possível agrupar os diversos modelos de forma a auxiliar na interpretação dos resultados.

Interessantes resultados foram obtidos principalmente sobre a costa do Nordeste, zona que concentra boa parte da capacidade eólica instalada no País. Particularmente, nos estudos de caso em que a brisa mar/terra joga um papel importante, os modelos baseados no gradiente horizontal de temperatura apresentaram um desempenho bastante superior ao do modelo tomado como referência, a interpolação bilinear (IBL) aplicada diretamente às saídas do GCM.

O grupo de modelos relativo à análise de sensibilidade (AS) domina a maioria dos casos com ótimos resultados quando comparados àqueles relativos ao modelo de referência (ver Figura 20.a). No entanto, é fundamental ter em conta que os modelos do grupo AS estão apoiados sobre uma inferência de parâmetros fortemente baseada nos dados observacionais, o que lhes confere uma maximização mais eficiente do *skillscore*. Diferentemente de AS, os demais grupos de modelos são menos dependentes dos dados observacionais. Porém, por outra parte, o baixo nível de dependência dos dados observacionais torna menos eficiente a maximização do *skillscore*. Tamanha é a eficiência do grupo AS que, para os casos 7, 8 10 e 11, a IBL foi superada apenas por modelos deste grupo.

Ao avaliar os casos em que houve aprimoramento positivo em relação à IBL (estudos de caso: 1, 2, 3, 4, 5, 6 e 9), é possível ver que 5 dos 7 estudos de caso estão localizados na costa. Isso ocorre, provavelmente, porque a topografia desses lugares é semelhante à idealizada para o terreno plano, situação ideal para a qual os modelos de PBL foram originalmente concebidos (TENNEKES, 1968).

7 PERSPECTIVAS

A metodologia de *downscaling* dinâmico (baseada em parametrizações da PBL) aqui utilizada não pôde reproduzir o comportamento do vento com a acurácia esperada em alguns locais (acurácia significativamente superior à do modelo de referência, a IBL) provavelmente devido a efeitos não explorados pelos modelos aqui utilizados (ignorando-se o grupo AS). Para tentar mitigar tal problema, sugerem-se as seguintes vias para trabalhos futuros: a) *downscaling* dinâmico-estatístico, considerando-se abordagens nas quais modelos estatísticos empreguem as saídas dos modelos dinâmicos de *downscaling* de maneira a que o modelo híbrido venha a reproduzir efeitos relevantes ignorados pelos modelos dinâmicos; b) *downscaling* dinâmico na microescala com maior resolução temporal com vistas a captar processos de menor escala associados, por exemplo, a mudanças na rugosidade aerodinâmica do solo e variações locais na orografia (SEMPREVIVA et al., 1990; BADGER et al., 2014; MORTENSEN et al., 1999); c) modelagem local baseada em CFD; d) *downscaling* dinâmico com modelo mesoescalar (com resolução da ordem de quilômetros) que venha a produzir as entradas para os modelos dinâmicos da PBL .

Por fim, outras aplicações de extrema importância onde muito bem cabem os modelos tratados neste trabalho são, por exemplo, as seguintes: a) previsão (*forecasting*) do vento local, orientada ao despacho da produção das centrais eólicas junto ao operador nacional do sistema elétrico; b) avaliação do recurso eólico, com metodologia diferente da que se emprega aqui, estimando-se a climatologia eólica local por meio do emprego de séries longas de dados de reanálise (da ordem de décadas), com o emprego de técnicas que permitam a introdução da influência da topografia de microescala no comportamento do vento (BADGER et al., 2014).

REFERÊNCIAS

ARYA, S. P. S. Geostrophic drag and heat transfer relations for the atmospheric boundary layer. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, v. 101, n. 427, p. 147-161, 1975.

ARYA, S. P. S. Suggested revisions to certain boundary layer parameterization schemes used in atmospheric circulation models. *Monthly Weather Review*, v. 105, n. 2, p. 215-227, 1977.

ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ENERGIA EÓLICA. Boletim de Dados Outubro/2014. Disponível em: <http://www.abeeolica.org.br/pdf/Boletim-de-Dados-ABEEolica-Outubro-2014-Publico.pdf>. Acesso em: 26 de Outubro de 2016.

ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ENERGIA EÓLICA. Boletim de Dados Outubro/2016. Disponível em: <http://www.portalabeeolica.org.br/images/boletins/BoletimdeDadosABEEolicaOutubro2016-Publico.pdf>. Acesso em: 26 de Outubro de 2016.

BADGER, Jake et al. Wind-climate estimation based on mesoscale and microscale modeling: statistical–dynamical downscaling for wind energy applications. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, v. 53, n. 8, p. 1901-1919, 2014.

BELJAARS, A. C. M.; HOLTSLAG, A. A. M. Flux parameterization over land surfaces for atmospheric models. *Journal of Applied Meteorology*, v. 30, n. 3, p. 327-341, 1991.

BILLARD, C.; ANDRÉ, J.-C.; du VACHAT, R. On the similarity functions A and B as determined from the ‘VOVES’ experiment. *Boundary-Layer Meteorology*, v. 21, n. 4, p. 495-507, 1981.

BLACKADAR, A. K.; TENNEKES, H. Asymptotic similarity in neutral barotropic planetary boundary layers. *Journal of the Atmospheric Sciences*, v. 25, n. 6, p. 1015-1020, 1968.

BROST, R. A.; WYNGAARD, J. C. A model study of the stably stratified planetary boundary layer. *Journal of the Atmospheric Sciences*, v. 35, n. 8, p. 1427-1440, 1978.

BROWN, R. A. Matching classical boundary-layer solutions toward a geostrophic drag coefficient relation. *Boundary-Layer Meteorology*, v. 7, n. 4, p. 489-500, 1974.

COHEN, A. E.; CAVALLO, S. M.; CONIGLIO, M. C.; BROOKS, H. E. A Review of Planetary Boundary Layer Parameterization Schemes and Their Sensitivity in Simulating Southeastern US Cold Season Severe Weather Environments. *Weather and Forecasting*, v. 30, n. 3, p. 591-612, 2015.

COSTA, A. Mathematical/statistical and physical/meteorological models for short-term prediction of wind farms output. Tese de Doutorado. Universidad Politécnica de Madrid, 2005.

DEARDORFF, J. W. Numerical investigation of neutral and unstable planetary boundary layers. *Journal of the Atmospheric Sciences*, v. 29, n. 1, p. 91-115, 1972a.

DEARDORFF, J. W. Parameterization of the planetary boundary layer for use in general circulation models 1. *Monthly Weather Review*, v. 100, n. 2, p. 93-106, 1972b.

DE BRUIN, H. A. R.; RONDA, R. J.; VAN DE WIEL, B. J. H. Approximate solutions for the Obukhov length and the surface fluxes in terms of bulk Richardson numbers. *Boundary-layer meteorology*, v. 95, n. 1, p. 145-157, 2000.

DEE, D. P.; UPPALA, S. M.; SIMMONS, A. J.; BERRISFORD, P.; POLI, P.; KOBAYASHI, S.; ANDRAE, U.; BALMASEDA, M. A.; BALSAMO, G.; BAUER, P.; BECHTOLD, P.; BELJAARS, A. C. M.; VAN DE BERG, L.; BIDLOT, J.; BORMANN, N.; DELSOL, C.; DRAGANI, R.; FUENTES, M.; GEER, A. J.; HAIMBERGER, L.; HEALY, S. B.; HERSBACH, H.; HÓLM, E. V.; ISAKSEN, I.; KÄLLBERG, P.; KÖHLER, M.; MATRICARDI, M.; MCNALLY, A. P.; MONGE-SANZ, B. M.; MORCRETTE, J.-J.; PARK, B.-K.; PEUBEY, C.; DE ROSNAY, P.; TAVOLATO, C.; THÉPAUT, J.-N.; VITART, F. The ERA-Interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system. *Quarterly Journal of the royal meteorological society*, v. 137, n. 656, p. 553-597, 2011.

DENIS, B.; LAPRISE, R.; CAYA, D.; CÔTÉ, J. Downscaling ability of one-way nested regional climate models: the Big-Brother Experiment. *Climate Dynamics*, v. 18, n. 8, p. 627-646, 2002.

DE ARAÚJO JÚNIOR, L. M.; DA SILVA, E. M.; COSTA, A. A.; SALES, D. C.; VASCONCELOS JÚNIOR, F. da C.; GUIMARÃES, S. O. Avaliação dos recursos eólicos simulado no estado do ceará: um estudo de caso para o el niño 97-98 e para la niña 98/99. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v. 29, n. 1, 2013.

DE ROOY, W. C.; KOK, K. A combined physical-statistical approach for the downscaling of model wind speed. *Weather and Forecasting*, v. 19, n. 3, p. 485-495, 2004.

DUDHIA, J. A nonhydrostatic version of the Penn State-NCAR mesoscale model: Validation tests and simulation of an Atlantic cyclone and cold front. *Monthly Weather Review*, v. 121, n. 5, p. 1493-1513, 1993.

DYER, A. J. A review of flux-profile relationships. *Boundary-Layer Meteorology*, v. 7, n. 3, p. 363-372, 1974.

EMEIS, S. Current issues in wind energy meteorology. *Meteorological Applications*, v. 21, n. 4, p. 803-819, 2014.

FRIGGE, M.; HOAGLIN, D. C.; IGLEWICZ, B. Some Implementations of the Boxplot. *The American Statistician*, v. 43, N. 1, pp. 50-54, 1989.

GARRATT, J. R. *The atmospheric boundary layer*. Cambridge atmospheric and space science series. Cambridge University Press, Cambridge, 1992.

GATES, W. L.; BOYLE, J. S.; COVEY, C. C.; DEASE, C. G.; DOUTRIAUX, C. M.; DRACH, R. S.; FIORINO, M.; GLECKLER, P. J.; HNILO, J. J.; MARLAIS, S. M.; PHILLIPS, T. J.; POTTER, G. L.; SANTER, B. D.; SPERBER, K. R.; TAYLOR, K. E.; WILLIAMS, D. N. An overview of the results of the Atmospheric Model Intercomparison Project (AMIP I). *Bulletin of the American Meteorological Society*, v. 80, n. 1, p. 29-55, 1998.

GUO, D.; WANG, H. Comparison of a very-fine-resolution GCM with RCM dynamical downscaling in simulating climate in China. *Advances in Atmospheric Sciences*, v. 33, n. 5, p. 559-570, 2016.

GUTIÉRREZ, J. M.; COFIÑO, A. S.; CANO, R.; RODRÍGUEZ, M. A. Clustering methods for statistical downscaling in short-range weather forecasts. *Monthly Weather Review*, v. 132, n. 9, p. 2169-2183, 2004.

HEWITSON, B. C.; CRANE, R. G. Climate downscaling: techniques and application. *Climate Research*, v. 7, n. 2, p. 85-95, 1996.

HOLTON, J. R. An Introduction to Dynamic Meteorology. Burlington, MA: Elsevier, 2004.

HUTCHINSON, M. F. Stochastic space-time weather models from ground-based data. *Agricultural and Forest Meteorology*, v. 73, n. 3, p. 237-264, 1995.

HORVATH, K.; BAJIC, A.; IVATEK-ŠAHDAN, S. Dynamical downscaling of wind speed in complex terrain prone to bora-type flows. *Journal of applied meteorology and climatology*, v. 50, n. 8, p. 1676-1691, 2011.

HOWARD, T.; CLARK, P. Correction and downscaling of NWP wind speed forecasts. *Meteorological Applications*, v. 14, n. 2, p. 105-116, 2007.

JACKSON, P. S.; HUNT, J. C. R. Turbulent wind flow over a low hill. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, v. 101, n. 430, p. 929-955, 1975.

JENSEN, N. O.; PETERSEN, E. L.; TROEN, I. Extrapolation of mean wind statistics with special regard to wind energy applications. Geneva: World Meteorological Organization, 1984.

JIMÉNEZ, P. A.; GONZÁLEZ-ROUCO, J. F.; GARCÍA-BUSTAMANTE, E.; NAVARRO, J.; MONTÁVEZ, J. P.; DE ARELLANO, J. V. G.; DUDHIA, J. A.; MUÑOZ-ROLDAN, A. Surface wind regionalization over complex terrain: Evaluation and analysis of a high-resolution WRF simulation. *Journal of applied meteorology and climatology*, v. 49, n. 2, p. 268-287, 2010a.

JIMÉNEZ, P. A.; GONZÁLEZ-ROUCO, J. F.; NAVARRO, J.; MONTÁVEZ, J. P.; GARCÍA-BUSTAMANTE, E. Quality assurance of surface wind observations from automated weather stations. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, v. 27, n. 7, p. 1101-1122, 2010b.

KRISHNAMURTI, T. N. Tropical meteorology. Secretariat of the World Meteorological Organization, 1979.

LANDBERG, L.; WATSON, S. J. Short-term prediction of local wind conditions. *Boundary-Layer Meteorology*, v. 70, n. 1-2, p. 171-195, 1994.

LANDBERG, L. Short-term prediction of local wind conditions, RISOE-R-702(EN), RISOE National Laboratory, Roskilde, 2001.

LANDBERG, L.; MYLLERUP, L.; RATHMANN, O.; PETERSEN, E. L.; JØRGENSEN, B. H.; BADGER, J.; MORTENSEN, N. G. Wind resource estimation—an overview. *Wind Energy*, v. 6, n. 3, p. 261-271, 2003.

LONG, R. R.; GUFFEY, L. J. Drag and heat transfer relations for the planetary boundary layer. *Boundary-Layer Meteorology*, v. 11, n. 3, p. 363-373, 1977.

MAHRT, L. Stratified atmospheric boundary layers. *Boundary-Layer Meteorology*, v. 90, n. 3, p. 375-396, 1999.

MENDENHALL, B. R. A statistical study of frictional wind veering in the planetary boundary layer. *Atmospheric science paper*; no. 116., 1967.

MORAES, C. F. W. de C. B. Procedimento Objetivo para a Garantia de Qualidade de Dados Observacionais de Vento em Superfície no Litoral do Rio Grande do Norte. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-Graduação em Engenharia Mecânica. UFPE, 2015.

MORTENSEN, N. G.; LANDBERG, L.; TROEN, I.; PETERSEN, E. L. Wind atlas analysis and application program (WAsP). 1993.

MURPHY, J. An evaluation of statistical and dynamical techniques for downscaling local climate. *Journal of Climate*, v. 12, n. 8, p. 2256-2284, 1999.

O'BRIEN, J. J. A note on the vertical structure of the eddy exchange coefficient in the planetary boundary layer. *Journal of the Atmospheric Sciences*, v. 27, n. 8, p. 1213-1215, 1970.

PANOFSKY, H. A. Atmospheric turbulence. Sandia Corp., Albuquerque, N. Mex., 1959.

PEDLOSKY, J. Geophysical fluid dynamics. Springer Science & Business Media, 1986.

RICHARDSON, Clarence W. Stochastic simulation of daily precipitation, temperature, and solar radiation. *Water Resources Research*, v. 17, n. 1, p. 182-190, 1981.

ROCKEL, B.; WOTH, K. Extremes of near-surface wind speed over Europe and their future changes as estimated from an ensemble of RCM simulations. *Climatic Change*, v. 81, n. 1, p. 267-280, 2007.

SEMPREVIVA, A. M.; LARSEN, S. E.; MORTENSEN, N. G.; TROEN, I. Response of neutral boundary layers to changes of roughness. *Boundary-Layer Meteorology*, v. 50, n. 1-4, p. 205-225, 1990.

SKAMAROCK, W. C.; KLEMP, J. B.; DUDHIA, J.; GILL, D. O.; BARKER, D. M.; WANG, W.; POWERS, J. G. A description of the advanced research WRF version 2. National Center for Atmospheric Research Boulder Co Mesoscale and Microscale Meteorology Div, 2005.

SOARES, P. M. M.; CARDOSO, R. M.; MIRANDA, P. M. A.; DE MEDEIROS, J.; BELO-PEREIRA, M.; ESPÍRITO-SANTO, F. WRF high resolution dynamical downscaling of ERA-Interim for Portugal. *Climate Dynamics*, v. 39, n. 9-10, p. 2497-2522, 2012.

STULL, R. B. An introduction to boundary layer meteorology. Springer Science & Business Media, 2012.

SUN, L.; MONCUNILL, D. F.; LI, H.; MOURA, A. D.; FILHO, F. A. S. Climate downscaling over Nordeste, Brazil, using the NCEP RSM97. *Journal of Climate*, v. 18, n. 4, p. 551-567, 2005.

TAYLOR, G. I. Skin friction of the wind on the earth's surface. *Proceedings of the Royal Society of London. Series A, Containing Papers of a Mathematical and Physical Character*, v. 92, n. 637, p. 196-199, 1916.

TAYLOR, K. E. Summarizing multiple aspects of model performance in a single diagram. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, v. 106, n. D7, p. 7183-7192, 2001.

TENNEKES, H. The logarithmic wind profile. *Journal of the Atmospheric Sciences*, v. 30, n. 2, p. 234-238, 1973.

TROEN, I.; PETERSEN, E. L. European wind atlas. Risø National Laboratory, Roskilde, 1989.

WANG, Y.; LEUNG, L. R.; MCGREGOR, J. L.; LEE, D. K.; WANG, W. C.; DING, Y.; KIMURA, F. Regional climate modeling: progress, challenges, and prospects. *Journal of Hydrology*, v. 82, n. 6, p. 1599-1628, 2004.

WETTERHALL, F.; HALLDIN, S.; XU, C. Statistical precipitation downscaling in central Sweden with the analogue method. *Journal of Hydrology*, v. 306, n. 1, p. 174-190, 2005.

WILBY, R. L.; WIGLEY, T. M. L. Downscaling general circulation model output: a review of methods and limitations. *Progress in Physical Geography*, v. 21, n. 4, p. 530-548, 1997.

ZILITINKEVICH, S. S. Resistance laws and prediction equations for the depth of the planetary boundary layer. *Journal of the Atmospheric Sciences*, v. 32, n. 4, p. 741-752, 1975.

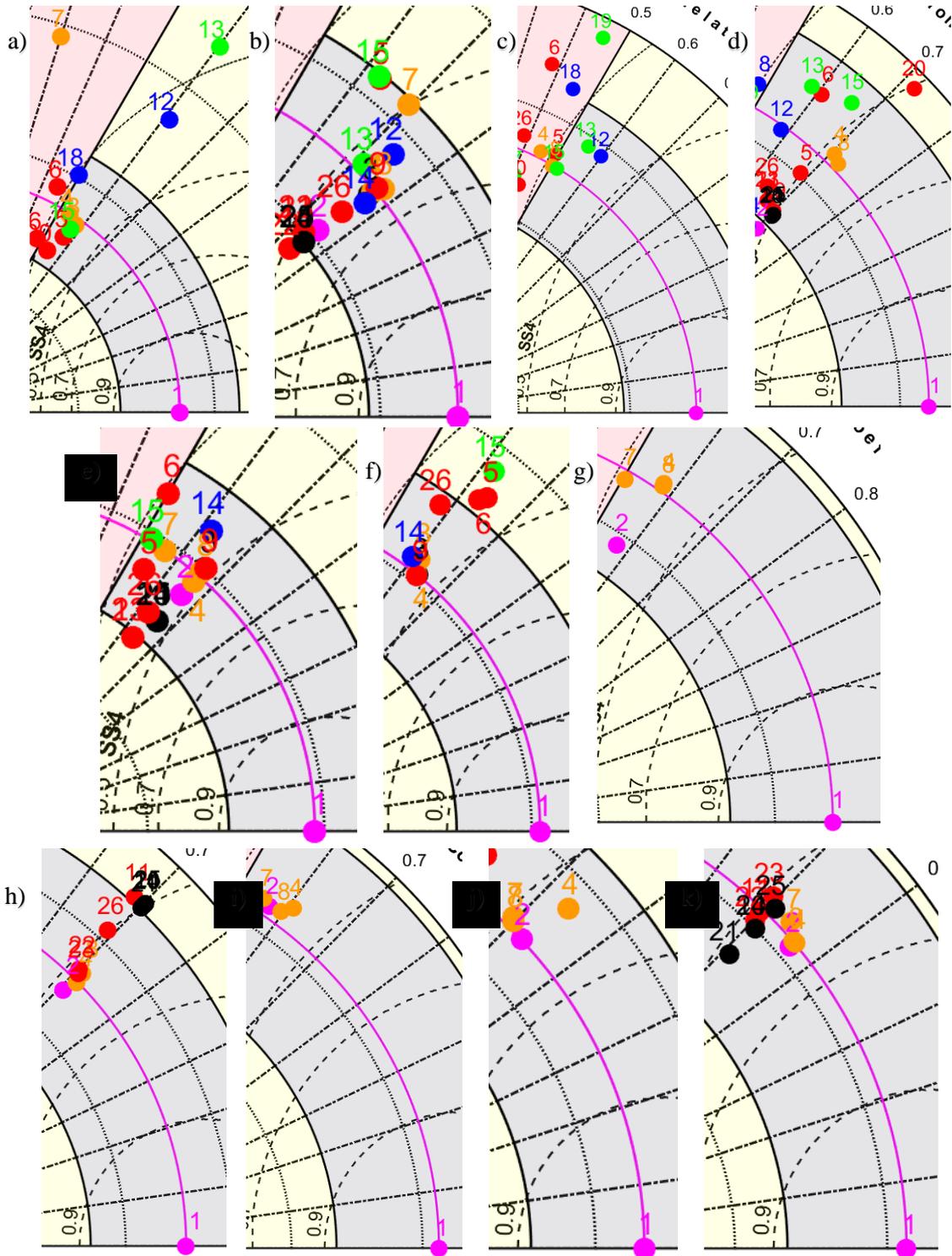
ZILITINKEVICH, S. S. Velocity profiles, the resistance law and the dissipation rate of mean flow kinetic energy in a neutrally and stably stratified planetary boundary layer. *Boundary-Layer Meteorology*, v. 46, n. 4, p. 367-387, 1989.

ZILITINKEVICH, S. S.; MAMMARELLA, I.; BAKLANOV, A. A.; JOFFRE, S. M. The effect of stratification on the aerodynamic roughness length and displacement height. *Boundary-layer meteorology*, v. 129, n. 2, p. 179-190, 2008.

APÊNDICE A – ZOOM DOS PRINCIPAIS RESULTADOS DO DIAGRAMA DE TAYLOR PARA CADA ESTUDO DE CASO

Figura 21 - Zoom dos principais resultados do diagramas de Taylor para os Estudos de Caso 1

(a), 2 (b), 3 (c), 4 (d), 5 (e), 6 (f), 7 (g), 8 (h), 9 (i), 10 (j), 11 (k).



Fonte: Própria.

ANEXO A – ESTRUTURAS MATEMÁTICAS

Sistema Euleriano e Derivada Seguindo a Partícula

Considerando uma magnitude fluida qualquer, ω , definida em um sistema euleriano, em que se assume que as variáveis podem ser separadas por um valor médio mais suas flutuações $\omega = \bar{\omega} + \omega'$, é possível perceber por definição, que a média das flutuações desaparece e seu produto com a média de uma variável qualquer é nula:

$$\overline{\omega'\bar{\theta}} = \overline{\omega'\theta} = 0$$

Então, a média da multiplicação de duas variáveis meteorológicas qualquer se configura como:

$$\overline{\omega\theta} = \overline{(\bar{\omega} + \omega')(\bar{\theta} + \theta')} = \bar{\omega}\bar{\theta} + \overline{\omega'\theta'}$$

Dessa maneira, ao considerar ω em um intervalo Δt :

$$\Delta\omega = \omega(x + \Delta x, t + \Delta t) - \omega(x, t)$$

E sabendo-se que:

$$\lim_{\Delta x \rightarrow 0} \left[\frac{\omega(x + \Delta x, t) - \omega(x, t)}{\Delta x} \right] = \nabla\omega, \quad \lim_{\Delta t \rightarrow 0} \left[\frac{\omega(x, t + \Delta t) - \omega(x, t)}{\Delta t} \right] = \frac{\partial\omega}{\partial t}$$

$$\Delta\omega = \Delta x \nabla\omega + \frac{\partial\omega}{\partial t} \Delta t$$

$$\frac{\Delta\omega}{\Delta t} = \frac{\Delta x}{\Delta t} \nabla\omega + \frac{\partial\omega}{\partial t}, \quad \frac{\Delta x}{\Delta t} = u$$

Sendo a variável fluida o vetor que indica velocidade do vento, $\omega = \vec{u}$:

$$\frac{d\vec{u}}{dt} = \frac{\partial\vec{u}}{\partial t} + \vec{u} \cdot \nabla\vec{u}$$

Solução da Equação Diferencial Ordinária da Conservação do Momento Linear na Camada Externa de Ekman

Para o hemisfério sul, em que o fator de coriolis, f , assume valores negativos, a solução da equação diferencial ordinária da conservação do momento linear na camada externa de Ekman pode ser desenvolvida:

$$K_m \frac{\partial^2 \bar{u} + i\bar{v}}{\partial z^2} - if(\bar{u} + i\bar{v}) = -if(\bar{u}_g + i\bar{v}_g)$$

Para:

$$y = \bar{u} + i\bar{v}, \quad y' = \frac{\partial \bar{u} + i\bar{v}}{\partial z}, \quad y'' = \frac{\partial^2 \bar{u} + i\bar{v}}{\partial z^2}$$

A EDO resulta em:

$$y = y_h + y_p$$

Logo:

$$y_p = \bar{u}_g + i\bar{v}_g$$

$$K_m y'' - ify = 0$$

$$y = C e^{-rz}$$

$$K_m r^2 - if = 0$$

$$r = \pm \sqrt{\frac{if}{K_m}}$$

$$y = C_1 e^{\sqrt{\frac{if}{K_m}} z} + C_2 e^{-\sqrt{\frac{if}{K_m}} z} + \bar{u}_g + i\bar{v}_g$$

$$f = -|f|, \quad \sqrt{i} = \frac{1+i}{\sqrt{2}}, \quad \sqrt{f} = i\sqrt{|f|}$$

$$y = C_1 e^{i\sqrt{\frac{f}{2K_m}} z} e^{-\sqrt{\frac{f}{2K_m}} z} + C_2 e^{-i\sqrt{\frac{f}{2K_m}} z} e^{\sqrt{\frac{f}{2K_m}} z} + \bar{u}_g + i\bar{v}_g$$

Assumindo:

$$\gamma = \sqrt{\frac{|f|}{2K_m}}$$

Através da fórmula de Euler:

$$e^{i\gamma z} = \cos(\gamma z) + i\text{sen}(\gamma z), \quad e^{-i\gamma z} = \cos(\gamma z) - i\text{sen}(\gamma z)$$

A EDO pode ser representada por:

$$\bar{u} + i\bar{v} = C_1 e^{-\gamma z} [\cos(\gamma z) + i\text{sen}(\gamma z)] + C_2 e^{\gamma z} [\cos(\gamma z) - i\text{sen}(\gamma z)] + \bar{u}_g + i\bar{v}_g$$

Para a Condição de Contorno 1 ($\bar{u} = 0, \bar{v} = 0, z = 0$):

$$C_1 + C_2 + \bar{u}_g + i\bar{v}_g = 0$$

Para a Condição de Contorno 2 ($\bar{u} = \bar{u}_g, \bar{v} = \bar{v}_g, z = \infty$):

$$C_1 = -\bar{u}_g - i\bar{v}_g, \quad C_2 = 0$$

Por fim a EDO tem como resultado:

$$\bar{u} + i\bar{v} = (-\bar{u}_g - i\bar{v}_g) e^{-\gamma z} [\cos(\gamma z) + i\text{sen}(\gamma z)] + \bar{u}_g + i\bar{v}_g$$

Rearranjando os termos e separando \bar{u} e \bar{v} :

$$\bar{u} = \bar{u}_g [1 - e^{-\gamma z} \cos(\gamma z)] + \bar{v}_g [e^{-\gamma z} \text{sen}(\gamma z)]$$

$$\bar{v} = \bar{v}_g [1 - e^{-\gamma z} \cos(\gamma z)] - \bar{u}_g [e^{-\gamma z} \text{sen}(\gamma z)]$$

ANEXO B – FECHAMENTO TURBULENTO BASEADO NA TEORIA DO FLUXO GRADIENTE

Teoria do Fluxo Gradiente (Teoria-K)

Para determinar a divergência do fluxo turbulento do momento, a teoria-K o faz a partir da suposição que uma parcela fluida se desloca verticalmente mantendo suas principais propriedades originais em uma distância característica. Assim, considera-se que a turbulência é análoga a difusão molecular (K_m) (HOLTON, 2004).

$$\overline{u'w'} = -K_m \frac{\partial \bar{u}}{\partial z}, \quad \overline{v'w'} = -K_m \frac{\partial \bar{v}}{\partial z}$$

Este modelo não é muito adequado para fluxos muito turbulentos, pois o coeficiente de difusão molecular é considerado constante pelo interior do fluxo.

Cálculo do Coeficiente de Difusão Molecular

Em regime permanente, o coeficiente de difusão molecular, K_m , pode ser calculado por meio do modelo proposto por Brost & Wyngaard (1978) que é função de z/h e h/L , tal que:

$$\frac{K_m}{ku_* h} = \frac{\left(\frac{z}{h}\right) \left(1 - \frac{z}{h}\right)^{1.5}}{1 + 4.7 \left(\frac{z}{h}\right) \left(\frac{h}{|L|}\right)}$$

Este modelo foi proposto para uma atmosfera estável, todavia esta modelagem trouxe resultados bastante satisfatórios nas modelagens, que o necessita, de camada limite planetária em atmosferas instáveis.

Estrutura Vertical do Coeficiente de Difusão Molecular

O'Brien (1970) propôs uma dependência do coeficiente de difusão molecular em termos do mesmo coeficiente no topo da camada superficial e no topo da camada limite planetária.

$$K(z) = K(h) + A_1[K(h_s) - K(h) + (z - h_s)A_2]$$
$$A_1 = \frac{(h - z)^2}{(h - h_s)^2}, \quad A_2 = \frac{\partial K}{\partial z} \Big|_{z=h_s} + \frac{2[K(h_s) - K(h)]}{(h - h_s)}$$

Esse simples modelo também pode funcionar como um meio para se encontrar o valor da altura do topo da camada superficial.