

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL ESCOLA DE ENGENHARIA -
CURSO DE ENGENHARIA MECÂNICA
TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO

ESTUDO DO IMPACTO DA ESTABILIDADE ATMOSFÉRICA NO PERFIL VERTICAL
DO VENTO E NA VARIAÇÃO DA VELOCIDADE DO VENTO, USANDO SÉRIES DE
REFERÊNCIA DE REANÁLISE, EM LOCAL COSTEIRO

por

Bernardo Lorini Letsch

Monografia apresentada ao Departamento de Engenharia Mecânica da Escola de Engenharia da Universidade Federal do Rio Grande do Sul, como parte dos requisitos para obtenção do diploma de Engenheiro Mecânico.

Porto Alegre, Outubro de 2022

DADOS INTERNACIONAIS DE CATALOGAÇÃO

CIP - Catalogação na Publicação

Letsch, Bernardo Lorini
ESTUDO DO IMPACTO DA ESTABILIDADE ATMOSFÉRICA NO
PERFIL VERTICAL DO VENTO E NA VARIAÇÃO DA VELOCIDADE
DO VENTO, USANDO SÉRIES DE REFERÊNCIA DE REANÁLISE, EM
LOCAL COSTEIRO / Bernardo Lorini Letsch. -- 2022.
27 f.

Orientadora: Adriane Prisco Petry.

Coorientador: Yoshiaki Sakagami.

Trabalho de conclusão de curso (Graduação) --
Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Escola de
Engenharia, Curso de Engenharia Mecânica, Porto
Alegre, BR-RS, 2022.

1. Estabilidade atmosférica. 2. Energia eólica. 3.
Séries de reanálise. 4. Perfil vertical de velocidade
do vento.. I. Petry, Adriane Prisco, orient. II.
Sakagami, Yoshiaki, coorient. III. Título.

Elaborada pelo Sistema de Geração Automática de Ficha Catalográfica da UFRGS com os
dados fornecidos pelo(a) autor(a).

Bernardo Lorini Letsch

ESTUDO DO IMPACTO DA ESTABILIDADE ATMOSFÉRICA NO PERFIL VERTICAL
DO VENTO E NA VARIAÇÃO DA VELOCIDADE DO VENTO, USANDO SÉRIES DE
REFERÊNCIA DE REANÁLISE, EM LOCAL COSTEIRO

ESTA MONOGRAFIA FOI JULGADA ADEQUADA COMO PARTE DOS
REQUISITOS PARA A OBTENÇÃO DO TÍTULO DE
ENGENHEIRO MECÂNICO
APROVADA EM SUA FORMA FINAL PELA BANCA EXAMINADORA DO
CURSO DE ENGENHARIA MECÂNICA

Prof. Cirilo Seppi Bresolin
Coordenador do Curso de Engenharia Mecânica

Área de Concentração: Energia e Fenômenos de Transporte

Orientadora: Prof^ª. Dr^ª. Adriane Prisco Petry.

Coorientador: Prof. Dr. Yoshiaki Sakagami.

Comissão de Avaliação:

Prof^ª. Dr^ª. Adriane Prisco Petry

Prof. Dr. Alexandre de Paula Vagtinski

Prof. Dr. Paulo Smith Schneider

Porto Alegre, Outubro de 2022

À aqueles que não desistem da dedicação ao estudo e da luta por uma educação pública de qualidade, especialmente nesses tempos de negacionismo científico.

AGRADECIMENTOS

À minha família, minha mãe, Darcila Lorini Letsch, meu pai Felipe Letsch, pelo sustento, e por terem contribuído e investido na minha formação.

Aos meus amigos e colegas, Gustavo Comerlato, Heberton Rodeski, Felipe Selmo e Lorenzo Filippini pela parceria e companheirismo no enfrentamento da vida estudantil.

Aos meus amigos Daniel Oliveira, Vinícius Fonseca, Marcelo da Fonseca Pereira, Pedro Granzotto, Lui Carlo, Felipe Goulart e Guilherme Rosa, pelos anos de amizade e companheirismo, que perduraram mesmo após minha mudança para Porto Alegre.

À Universidade Federal do Rio Grande do Sul, pelo suporte e pela estrutura, fundamentais ao aprendizado.

À Professora Adriane Prisco Petry por ter aceitado me orientar, mesmo com o prazo demasiadamente curto para a entrega do trabalho, e já tendo inúmeras outras responsabilidades e atribuições dentro da universidade.

Agradeço ao professor Yoshiaki Sakagami, do Instituto Federal de Santa Catarina, por ter aceito participar como coorientador, e em especial pelas conversas sobre meteorologia, muito úteis para o desenvolvimento deste trabalho, para além do escopo do curso de engenharia mecânica.

Agradeço à equipe da empresa DNV, pela acolhida e confiança em meu trabalho, bem como aos colegas, pelas sugestões e dicas ao longo da elaboração desta monografia.

Ao *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts* (ECMWF), pelos dados de reanálise fornecidos.

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL ESCOLA DE ENGENHARIA - CURSO
DE ENGENHARIA MECÂNICA
TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO

ESTUDO DO IMPACTO DA ESTABILIDADE ATMOSFÉRICA NO PERFIL VERTICAL
DO VENTO E NA VARIAÇÃO DA VELOCIDADE DO VENTO, USANDO SÉRIES DE
REFERÊNCIA DE REANÁLISE, EM LOCAL COSTEIRO

Letsch, Bernardo Lorini

bletsch42@gmail.com

Resumo.

No Brasil, é crescente o interesse na exploração de áreas costeiras para a produção de energia eólica, nos chamados parques eólicos offshore. Neste contexto, torna-se importante quantificar o impacto de diferentes fenômenos climáticos, e como influenciam a velocidade do vento. Neste trabalho, buscou-se quantificar o fenômeno da estabilidade atmosférica, em uma região de aproximadamente 546 km², na costa do Rio de Janeiro, investigando o impacto da sua consideração nas variações de velocidade e da produção de energia. Cinco anos de dados climáticos, de duas fontes públicas, a série de reanálise ERA5 e o mapa de temperaturas "GHRSSST Level 4 GISST Global Foundation Sea Surface Temperature". A teoria de similaridade de Monin-Obukov(MOST) é usada para quantificar a estabilidade atmosférica. Os resultados do trabalho apontam a existência de regiões de estabilidade atmosférica positiva próximas à costa de Cabo Frio-RJ, nos meses de verão, que pode ser explicada pela ressurgência de águas profundas e frias, em direção à superfície do mar costeiro, resfriando-o. Os resultados também apontam limitações na teoria de similaridade para casos de estabilidade forte. Por fim, a desconsideração dos efeitos de estabilidade atmosférica tende a subestimar a velocidade e a produção de energia, em casos de atmosfera estável.

Palavras-chave: *energia eólica, estabilidade atmosférica, perfil vertical de velocidade do vento. Séries de reanálise*

STUDY OF THE IMPACT OF ATMOSPHERIC STABILITY ON THE VERTICAL PROFILE OF THE WIND AND ON WIND SPEED VARIATIONS, USING RE-ANALYSIS REFERENCE SERIES, IN A COASTAL LOCATION.

Abstract

In Brazil, there is a growing interest in exploring coastal areas for the production of wind energy, in the so-called offshore wind farms. In this context, it becomes important to quantify the impact of different weather phenomena, and how they influence wind speed. In this work, the phenomenon of atmospheric stability is studied, in a region of approximately 546 km², off the coast of Rio de Janeiro, investigating the impact of its consideration on variations in speed and energy production. Five years of climate data from two public sources, the ERA5 reanalysis series and the "GHRSSST Level 4 GISSST Global Foundation Sea Surface Temperature" temperature map is used. The Monin-Obukov (MOST) similarity theory is used to quantify atmospheric stability. The results of the work point to the existence of regions of positive atmospheric stability near the coast of Cabo Frio-RJ, in the summer months, which can be explained by the upwelling of deep and cold waters, towards the surface of the coastal sea, cooling it. The results also indicate limitations in the similarity theory, for cases of strong stability. Finally, the disregard of atmospheric stability effects tends to underestimate the velocity and energy production, in cases of stable atmosphere.

Keywords: wind energy, atmospheric stability, wind speed, wind speed vertical profile,.

NOMENCLATURAS

Símbolos

U	Componente Horizontal da Velocidade do vento	[m/s]
z	Altura a partir da superfície	[m]
u_*	Velocidade de Fricção	[m/s]
z_0	Comprimento de rugosidade equivalente	[m]
ψ_m	Fator de correção de estabilidade atmosférica	-
L_{Obk}	Comprimento de Obukhov	[m]
K	Constante de Von Kharman	-
g	Aceleração da gravidade	[m/s ²]
T_0	Temperatura de superfície de referência	[K]
H_0	Fluxo de calor sensível	[W/m ²]
ρ	Massa específica do ar	[kg/m ³]
c_p	Calor específico à pressão constante	[J/kg K]
x	Parâmetro x	-
α	Coefficiente de Charnock	-
ν	Viscosidade cinemática do ar	[m ² /s]
C_H	Coefficiente de Transferência de calor	-
C_D	Coefficiente de Arrasto	-
U_r	Velocidade horizontal do vento de referência	[m/s]
Θ_r	Temperatura potencial na altura de referência	[K]
Θ_0	Temperatura potencial na altura da superfície	[K]
p_0	Pressão padrão de referência	[Pa]
p	Pressão de superfície no nível do mar	[Pa]
k	Constante de Poisson	-
Θ_h	Temperatura potencial em uma altura arbitrária h	[K]
S	Fator de sensibilidade de energia à variações de velocidade	-

Abreviaturas e acrônimos

ANP	Agência Nacional do Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis
API	<i>Application Programming Interface</i>
ECMWF	<i>European Centre for Medium-Range Weather Forecasts</i>
ERA5	<i>The fifth generation ECMWF atmospheric reanalysis</i>
ERDDAP	<i>Environmental Research Division Data Access Program</i>
FINO	<i>Forschungsplattformen in Nord-und Ostsee</i>
GB	<i>Gigabyte</i>
GW	Gigawatt
GWEC	<i>Global Wind Energy Council</i>
IBAMA	Instituto Brasileiro do Meio Ambiente e dos Recursos Naturais Renováveis
MERRA2	<i>Modern-Era Retrospective analysis for Research and Applications, version 2</i>
MOST	<i>Monin Obukhov similarity theory</i>
NASA	<i>National Aeronautics and Space Administration</i>

SUMÁRIO

1.	INTRODUÇÃO	1
1.1	Contextualização-Demanda de energia na produção de óleo em alto mar.	1
1.2	Objetivos	3
2.	FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA	3
2.1.	Camada limite atmosférica.....	3
2.2.	Perfil vertical de velocidade do vento	3
2.3.	Velocidade de Fricção u^*	3
2.4.	Modelos de reanálise	4
2.5.	Estabilidade atmosférica, e estratificação da camada limite atmosférica	4
2.5.1.	Interação entre oceano e atmosfera.....	5
2.6.	Métricas para quantificação da estabilidade.....	5
2.6.1.	Comprimento de Monin-Obukhov.....	5
2.6.2.	Fator adimensional de correção da estabilidade ψm	6
2.7.	Quantificação da rugosidade superficial através do parâmetro de Charnock	6
2.8.	Fenômeno de ressurgência de águas oceânicas.....	7
2.9.	Sensibilidade da energia gerada a variações de velocidade do vento	7
3.	METODOLOGIA	7
3.1	Região de interesse do estudo	8
3.2	Fontes de dados usada:	9
3.2.1	Conjunto de dados 1	9
3.1.1	Conjunto de dados 2	9
3.2	Compatibilização dos dados.....	9
3.3	Massa específica do ar.....	9
3.4	Cálculo do comprimento de Obukhov	9
3.4.1	Fluxo de calor sensível.	10
3.4.2	Tensão cisalhante.....	10
3.5	Processamento dos dados	11
3.6	Contabilização dos resultados para um ano típico de dados	11
3.7	Conversão de variações de velocidade em variações de energia.	11
4	RESULTADOS.....	12
4.1	Estabilidade atmosférica	12
4.1.1	Diferença de temperatura superficial ar-oceano.....	12
4.1.2	Fator de correção de estabilidade ψm	12
4.2	Velocidades médias anuais- comparativo da consideração da estabilidade atmosférica	13
4.3	Resumo dos resultados	14
5	CONCLUSÃO	15
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	16

1. INTRODUÇÃO

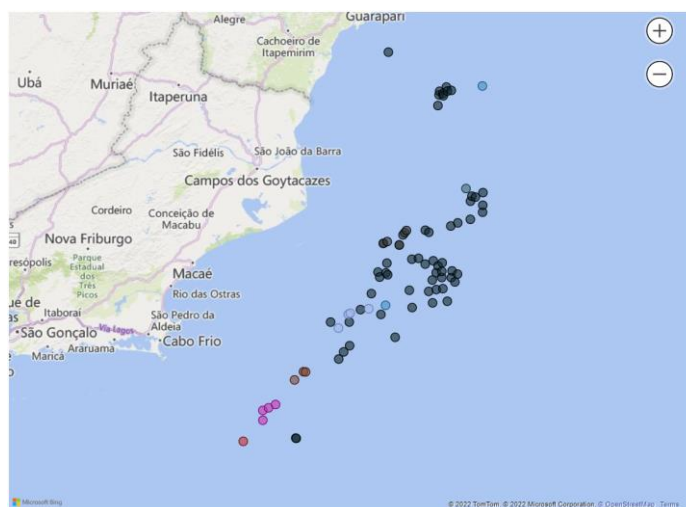
1.1 Contextualização-Demanda de energia na produção de óleo em alto mar.

A indústria de energia mundial é essencial para a sobrevivência e qualidade de vida da população humana na terra. Entretanto, esta indústria é hoje responsável pela emissão de grandes quantidades de gases de efeito estufa, no seu funcionamento.

Uma das principais fontes de emissão de gás carbônico na extração e refino do petróleo está justamente na geração de energia para a alimentação das plataformas. Levando em conta este contexto, novas formas de produção de energia renováveis estão sendo buscadas, para alimentar os processos, e assim reduzir a pegada de carbono na produção de óleo.

Uma das alternativas para substituir a queima de combustíveis fósseis é o uso da energia eólica, fonte renovável e abundante em regiões costeiras e águas profundas, onde comumente se desenvolve a indústria do petróleo. A Figura 1 ilustra a localização de alguns campos de produção de petróleo marinhos, na bacia de Campos.

Figura 1: Pontos de exploração de óleo e gás na costa da região sudeste, na bacia de Campos

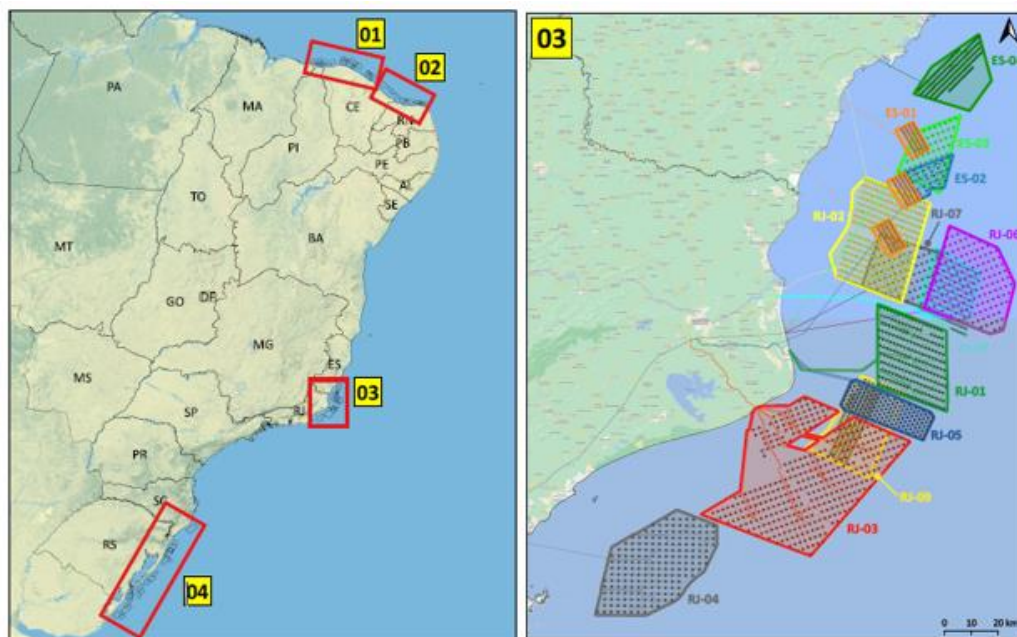


Fonte: Adaptado de ANP, (2020)

Conforme a indústria eólica avança e evolui tecnologicamente, aumenta a sua experiência e capacidade em explorar áreas marítimas para a construção de parques eólicos. Só em 2021, segundo GWEC, (2022), a potência total instalada em empreendimentos eólicos marítimos no mundo totalizou 21 GW, representando 22,5% de toda a nova capacidade eólica instalada no planeta.

No momento da elaboração deste trabalho, estão cadastrados mais de 169 GW de empreendimentos eólicos offshore para licenciamento ambiental no IBAMA, e cerca de 14 GW destes estão situados na região do estado do RJ, conforme a Figura 2 (IBAMA, 2022).

Figura 2: Regiões de interesse de desenvolvimento de parques eólicos *offshore*, à esquerda, e parques propostos no RJ, à direita



Fonte: IBAMA, (2022)

Neste contexto, a geração de energia eólica *offshore* apresenta-se como uma possível solução para reduzir a quantidade de gases de efeito estufa emitidos pela indústria de óleo e gás.

O processo de quantificação da energia gerada por um empreendimento eólico pode ser resumido em 4 etapas, conforme ilustra a Figura 3.

Figura 3: Etapas do cálculo de energia de um empreendimento eólico



Fonte: Adaptado de BARRIATTO (2018)

Todas estas etapas de cálculo possuem a si associadas incertezas, que reduzem a precisão do resultado. Para a maioria dos casos, segundo(BURTON *et al* (2011), a incerteza de extrapolação espacial costuma ser a maior.

Esta categoria de incerteza pode ser decomposta em subcategorias, para facilitar o tratamento e a redução individual de cada uma delas. Uma destas subcategorias tem a ver com o comportamento do vento na camada superficial da atmosfera, e como ela o influencia, característica que depende principalmente da estabilidade atmosférica.

A estabilidade atmosférica é um fenômeno inerente ao escoamento do ar próximo à superfície do planeta, e influencia na distribuição de velocidade do vento, tanto vertical, desde o chão até o topo do aerogerador, quanto horizontal, ou seja, como ela varia ao longo da região do parque eólico como um todo.

Segundo ABKAR; PORTÉ-AGEL (2015), a característica de estabilidade da atmosfera influencia

diretamente na propagação das esteiras dos aerogeradores, na geração e dissipação de turbulência, além da distribuição espacial da velocidade ao longo de um parque eólico.

Em seu trabalho, SEHN (2020) verificou que o efeito da desconsideração da estabilidade atmosférica no cálculo de energia anual gerada, usando como base dados medidos em uma torre anemométrica *offshore*, do projeto FINO, pode causar erros na estimativa de energia produzida de até +53% a - 75%, para os casos de atmosfera instável e estável, respectivamente.

1.2 Objetivos

O objetivo principal deste trabalho é o de quantificar a estabilidade atmosférica em uma região costeira do RJ, com bom potencial para aproveitamento de energia eólica, e entender a sua influência na velocidade média do vento.

Os dados necessários para o estudo serão obtidos através de fontes públicas como ECMWF, 2017 e CHAO, TANG, et al, 2009

A quantificação da estabilidade em si poderá ser feita através do arcabouço da teoria de similaridade de Monin e Obukhov (1954), e outras métricas propostas em PÉREZ ALBORNOZ et al. (2022) poderão ser utilizadas.

2. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

2.1. Camada limite atmosférica

A camada limite atmosférica é a região da atmosfera logo acima da superfície terrestre ou marítima, onde a grande maioria dos fenômenos como chuvas, ciclones, e interações com o meio humano acontecem.

A espessura desta camada varia de acordo com a região do planeta, e seu tamanho depende da troca de umidade, calor e quantidade de movimento com a superfície. Segundo PIELKE (2022), ela costuma ter uma espessura típica de 1km sobre regiões oceânicas, mas pode chegar a atingir espessuras de 4 a 5km em regiões desérticas.

Como nesta região da atmosfera estão localizados todos os parques eólicos existentes no mundo, o seu estudo torna-se relevante sob a perspectiva da geração de energia eólica.

2.2. Perfil vertical de velocidade do vento

O vento ao escoar por sobre a superfície terrestre ou marítima sofre ação de forças de arrasto, o que faz com que sua velocidade seja reduzida próximo ao solo. Esta redução de velocidade devido ao arrasto é atenuada nas camadas superiores do escoamento, em alturas maiores.

Este cisalhamento do vento em contato com o planeta tende a produzir um perfil de variação aproximadamente logarítmico de velocidade em função da altura.

Uma forma comumente usada para quantificar o nível deste cisalhamento, e a evolução vertical do perfil de velocidades do vento, é através de uma lei de variação logarítmica, conforme a equação (1), abaixo.

$$U(z) = \frac{u_*}{k} \ln \left[\frac{z}{z_0} - \psi_m \left(\frac{z}{L_{Obk}} \right) \right] \quad (1)$$

2.3. Velocidade de Fricção u_*

A velocidade de fricção é uma forma de expressar a tensão cisalhante causada por um escoamento de um fluido em unidades de velocidade.

A velocidade de fricção é utilizada em meteorologia para descrever problemas como difusão e dispersão de poluentes na atmosfera, e a evolução vertical do perfil de velocidades do vento.

Sua forma é dada através da equação (2)

$$u_* = \sqrt{\frac{\tau_0}{\rho}} \quad (2)$$

2.4. Modelos de reanálise

Os modelos globais de reanálise são séries simuladas no âmbito do planeta todo, com dados temporais de umidade, temperatura, pressão, velocidade e direção do vento, dentre outras variáveis. As duas séries mais comumente utilizadas pela indústria de energia eólica são as séries MERRA-2, da NASA, e a série ERA5, do programa Copernicus da União Européia, (ECMWF, 2017).

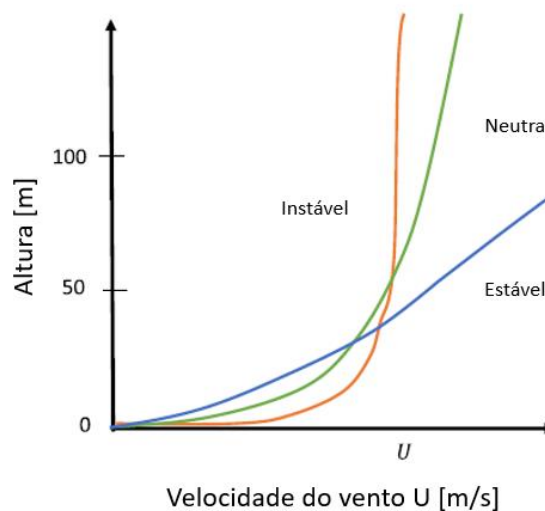
2.5. Estabilidade atmosférica, e estratificação da camada limite atmosférica

A estabilidade atmosférica é um conceito utilizado para descrever a capacidade da atmosfera de absorver ou amplificar perturbações ao escoamento do ar. Sua característica depende principalmente da direção do fluxo de calor, se ocorre da superfície para a atmosfera, ou da atmosfera para a superfície.

Quando o fluxo de calor líquido tem seu sentido orientado da superfície para o ar, diz-se que a camada limite apresenta característica instável. Nesta situação, a variação vertical do perfil de velocidades com a altura tende a ser menor.

Quando o fluxo de calor líquido ocorre do ar para a superfície, diz-se que é uma camada limite atmosférica estável. Nela, as perturbações devido à turbulência tendem a ser amortecidas, e ocorre menos distribuição da quantidade de movimento ao longo da altura da atmosfera, fazendo com que a velocidade do vento varie bastante com a altura, conforme ilustra a Figura 4.

Figura 4: Distribuição vertical típica da velocidade do vento, de acordo com a estabilidade da camada limite atmosférica



Fonte: Adaptada de PÉREZ ALBORNOZ *et al.*, (2022)

Em terra, a estratificação e as características da camada limite atmosférica seguem um ciclo diário bem definido, segundo BURTON, JENKINS, *et al.*, (2011).

Durante o dia, o calor do sol aquece a superfície do solo, que irradia este calor e aquece as camadas de ar adjacentes. Este ar aquecido tende a subir, aumentando a turbulência do escoamento atmosférico, e misturando as camadas de fluido em diferentes alturas, homogeneizando suas velocidades, e conferindo à atmosfera uma característica de perfil instável.

Durante a noite, com o resfriamento do solo, a tendência é a de que a direção da troca de calor se inverta, passando a ocorrer da atmosfera para a terra. Isso faz com que o perfil de velocidades do vento se estratifique, com maior variação vertical das velocidades, caracterizando uma atmosfera

estável. Esta situação tende a perdurar durante a noite, revertendo-se pela manhã, com o aquecimento do solo devido ao sol.

Quando a atmosfera e o solo estão em equilíbrio térmico, e as trocas de calor entre a atmosfera e a superfície são muito pequenas, o perfil vertical de velocidades tende a assumir uma característica neutra. Este comportamento é típico de ventos fortes, e dias nublados.

2.5.1. Interação entre oceano e atmosfera

Na superfície do oceano, o ciclo de estratificação da camada limite ocorre de forma distinta de como é na superfície terrestre. Como o oceano tem uma capacidade térmica muito maior do que o solo, este é capaz de absorver a radiação solar sem se aquecer tanto, fazendo com que não haja uma variação tão grande de temperatura devido ao calor do sol.

Nestes casos, a característica de estabilidade depende muito mais da diferença de temperatura da massa de ar sobre o oceano, e da sua temperatura de superfície, que ditará a direção do fluxo de calor, e portanto da característica de estabilidade do escoamento do vento na região.

2.6. Métricas para quantificação da estabilidade

De acordo com PÉREZ ALBORNOZ *et al.* (2022), existem diversas métricas que podem ser utilizadas para quantificar a estabilidade atmosférica. Para este trabalho, foram escolhidas as métricas abaixo.

2.6.1. Teoria de similaridade de Monin-Obukhov

A teoria de similaridade de Monin Obukhov, por vezes referida pelo seu acrônimo em inglês, MOST, que é útil à descrição da camada limite atmosférica, pois permite contabilizar o efeito da convecção na variação da velocidade e da temperatura com a altura.

A hipótese básica da teoria é a de que em uma camada superficial horizontalmente homogênea, os fluxos médios de momento, calor, e a turbulência características dependem apenas das quatro variáveis independentes: a altura acima da superfície z , o arrasto de superfície $\frac{\tau_0}{\rho}$, o fluxo de calor cinemático na superfície $\frac{H_0}{\rho c_p}$, e uma variável que quantifica o empuxo, $\frac{g}{T_0}$.

Do resultado de uma análise dimensional, os autores propuseram o uso de um comprimento equivalente, que relacionasse as 4 grandezas da teoria de similaridade, que ficou conhecida como o comprimento de Monin-Obukhov, (MONIN; OBUKHOV., 1954)..

Esta é uma grandeza equivalente, cuja interpretação física costuma ser a do comprimento no qual a turbulência gerada por efeitos convectivos se equipara à turbulência gerada pelo cisalhamento do vento, conforme a equação (3):

$$L_{obk} = - \frac{u_*^3}{\left[k \left(\frac{g}{T_0} \right) \left(\frac{H_0}{\rho c_p} \right) \right]} \quad (3)$$

Costuma-se classificar uma atmosfera como estável quando este comprimento assume valor positivo, instável quando assume valor negativo, e neutro quando este tende ao infinito.

Com a definição deste comprimento é possível descrever a evolução vertical do perfil de velocidades na atmosfera, através da equação (1).

Entretanto, a teoria possui limitações. Segundo ARYA, (2001), as hipóteses simplificadoras implícitas na teoria MOST, são de que o escoamento do vento é horizontalmente homogêneo e quase estacionário; os fluxos turbulentos de momento e calor são constantes, e independem da altura; as trocas moleculares são insignificantes em comparação com trocas turbulentas de calor e momento, e os efeitos causados pela rotação da Terra podem ser ignorados em regiões da camada limite atmosférica próximas à superfície; e a de que os efeitos da altura da camada limite

atmosférica, da rugosidade do terreno, e de ventos geostróficos estão completamente contidos dentro do parâmetro $\frac{\tau_0}{\rho}$.

Segundo GRYNING *et al.* (2007), que compararam resultados previstos pela teoria de similaridade são válidos para alturas da ordem de 80 a 100 m, e devem ser avaliados com cautela na previsão de condições de estabilidade atmosférica forte.

2.6.2. Fator adimensional de correção da estabilidade ψ_m

A correção de estabilidade ψ_m consiste em um fator de ajuste que é aplicado à lei logarítmica de extrapolação vertical das velocidades, e serve para contabilizar o efeito da estabilidade atmosférica na variação da velocidade do vento com a altura. As relações utilizadas para seu cálculo foram obtidas de ARYA (2001), e são dependentes do comprimento de Obukhov e da altura considerada para a extrapolação, e variam conforme a classe de estabilidade. Para condições atmosféricas instáveis, utiliza-se a equação (4), e para condições estáveis, a equação (5).

$$\psi_m = -5 \frac{z}{L_{obk}}; \text{ para } \frac{z}{L_{obk}} > 0 \quad (4)$$

$$\psi_m = \ln \left[\left(\frac{1+x^2}{2} \right) \left(\frac{1+x}{2} \right) \right] - 2 \arctan x + \frac{\pi}{2}, \text{ para } \frac{z}{L_{obk}} < 0, \text{ em que } x = \left(1 - 15 \frac{z}{L_{obk}} \right)^{\frac{1}{4}} \quad (5)$$

A estabilidade atmosférica já foi estudada para regiões costeiras no Brasil. Em seu trabalho, PIMENTA *et al.* (2019) descrevem sua variação ao longo da costa brasileira, de acordo com a época do ano, e usam intervalos quantitativos do fator de correção de estabilidade ψ_m para quantificar a intensidade do fenômeno, conforme resumido na Tabela 1, abaixo:

Tabela 1: Classificação da estabilidade atmosférica, de acordo com fator de correção ψ_m

Intervalo do fator de estabilidade ψ_m	Classificação quanto à estabilidade atmosférica
Maior do que 0	Instável
Próximas de 0	Neutralidade
Entre -2,5 e 0	Estabilidade moderada
<-2,5	Estabilidade forte

Fonte: Adaptada de PIMENTA *et al.* (2019)

Para alguns casos de atmosfera fortemente estável, situação que ocorre quando há ventos fracos, e diferença de temperatura entre a atmosfera a superfície positiva, a correção da extrapolação vertical da velocidade baseada no fator ψ_m tende a ser superestimada, fazendo com que o perfil de velocidades do vento tenda a uma variação quase linear com a altura, o que não

2.7. Quantificação da rugosidade superficial através do parâmetro de Charnock

A rugosidade superficial é um parâmetro que quantifica a abrasividade de uma superfície, e influencia no arrasto que esta causa em fluidos escoando por sobre ela.

Em regiões marítimas, a rugosidade superficial é significativamente menor que em terra, mas possui uma dependência indireta da velocidade do vento, pois é influenciada pela altura e frequência das ondas.

Este parâmetro é responsável pelo aumento da rugosidade aerodinâmica à medida que as alturas das ondas crescem devido ao aumento da tensão superficial. Depende da velocidade do vento e de outros aspectos do estado do mar, e é usado para calcular o quanto as ondas desaceleram o vento, e pode ser calculado usando a (6) proposta por CHARNOCK (1955), na forma:

$$z_0 = \alpha \frac{u_*^2}{g} + \frac{v}{u_*} \quad (6)$$

2.8. Fenômeno de ressurgência de águas oceânicas

A ressurgência é um fenômeno oceanográfico que consiste na subida de águas de camadas mais profundas, para regiões superficiais do oceano.

O vento age sobre a superfície de um corpo d'água, como o mar, arrastando as camadas superficiais em sua direção de propagação. Normalmente, a água removida é repostada pela água no entorno, no mesmo nível superficial que a parcela removida pelo vento. No caso em que o vento incida em direção paralela à costa, águas mais profundas acabam sendo trazidas à superfície, para repor a parcela de água arrastada pelo vento.

Este deslocamento vertical de águas causado pelo deslocamento horizontal promovido pelo vento também é conhecido como transporte de Ekman (COLLING, A., 2001).

2.9. Sensibilidade da energia gerada a variações de velocidade do vento

Uma forma útil de converter variações de velocidade em variações de energia gerada por um parque eólico é através de um fator de sensibilidade S .

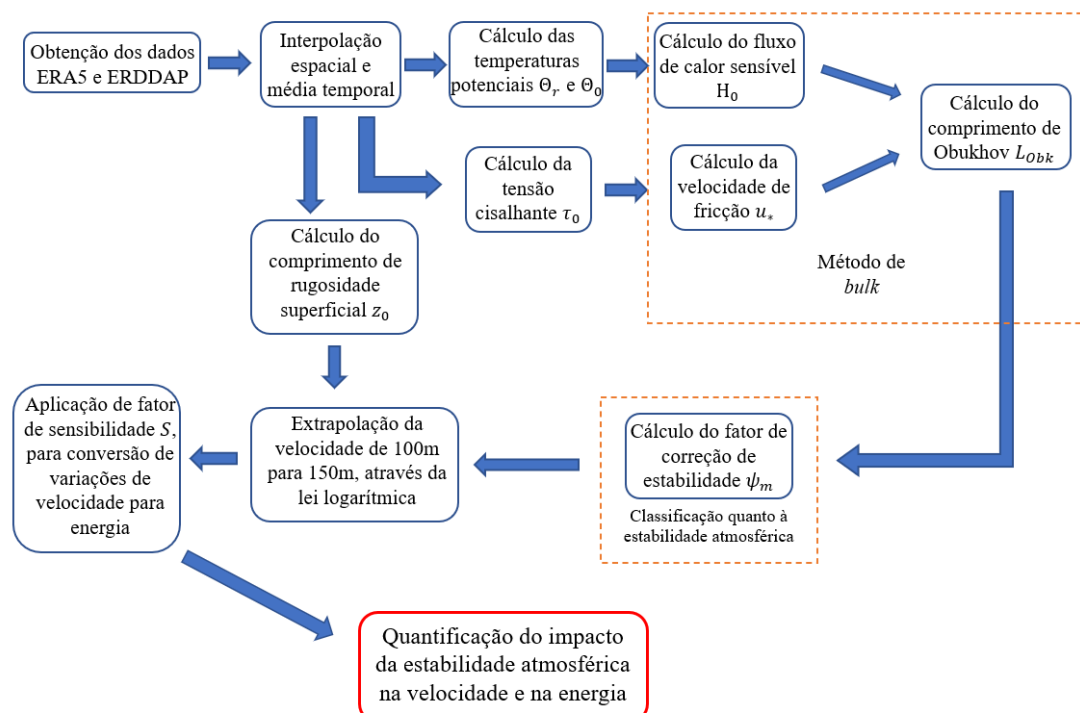
A variação da energia gerada com a velocidade do vento é não linear, e costuma apresentar ser maior em locais com velocidades médias menores. Isto se dá pelo fato de que a curva de potência típica de um aerogerador de 3 pás de eixo horizontal possui uma região de platô, após a máquina atingir sua potência nominal, onde variações de velocidade se traduzem em pouca ou quase nenhuma variação de energia.

Segundo LANGE (2003), o erro relativo da previsão de energia aumenta em um fator de 2,0 a 2,5 em comparação com a previsão de velocidade do vento.

3. METODOLOGIA

A metodologia utilizada no trabalho, está resumida no diagrama da Figura 5.

Figura 5: Diagrama esquemático da metodologia adotada para o trabalho



O primeiro passo da execução é a obtenção de dados dos dois conjuntos de dados, em formato NETCDF. Estes dados são então manipulados através da biblioteca *xarray* em *python*, o que inclui as etapas de interpolação espacial, e temporal, para que ambas as fontes tenham dados definidos nos mesmos pontos do espaço, e no mesmo instante de tempo.

Em seguida procede-se com o cálculo da temperatura potencial e da tensão cisalhante do vento, na superfície do oceano. Com essas informações disponíveis, é possível estimar o comprimento de Obukhov através da metodologia de *bulk*.

Com o comprimento de Obukhov, é possível determinar o fator de correção de estabilidade ψ_m , e, utilizando-o em conjunto com a diferença de temperatura entre o ar e a água de superfície do oceano, é possível delimitar as regiões mais afetadas pela estabilidade atmosférica.

Como para o fator ψ_m é necessário contabilizar a rugosidade da superfície, é utilizada a definição baseada no parâmetro de Charnock, variável que também está disponível no conjunto de dados ERA5. Esta abordagem para a determinação da rugosidade permite contabilizar o efeito da interação das ondas na rugosidade da superfície.

Com todos estes parâmetros, tem-se o necessário para quantificar a variação de velocidade do vento, entre considerar ou não a estabilidade atmosférica, para uma altura específica.

Por fim, uma indicação limitada da magnitude do impacto na produção de energia pode ser estimada, com base em um fator de sensibilidade único.

Mais detalhes sobre cada etapa, ao longo da seção de metodologia.

3.1 Região de interesse do estudo

A região de interesse considerada para o estudo engloba a maior parte da bacia de campos, e possui 546 km² de área, conforme ilustra a Figura 6.

Figura 6: Área de interesse considerada para o estudo



Fonte: o autor (2022)

A Tabela 2 abaixo resume as coordenadas, em graus decimais, do polígono da região de estudo.

Tabela 2: Coordenadas dos pontos da região de interesse

Ponto	Latitude	Longitude
01	-25,985	-45,995
02	-25,985	-37,995

03	-19,995	-37,995
04	-19,995	-45,995

Fonte: o autor (2022).

3.2 Fontes de dados utilizada:

Duas fontes de dados meteorológicos foram utilizadas, para a obtenção dos diferentes parâmetros necessários ao cálculo do comprimento de Monin-Obukhov, e da função de correção de estabilidade.

Um período de cinco anos de dados foi considerado para o estudo, compreendendo os anos entre 2012 e 2017. O período de dados foi limitado a este intervalo, por disponibilidade de dados e restrições computacionais. Para a área de estudo, um arquivo contendo um ano de dados possuía um tamanho da ordem de 1 GB.

3.2.1 Conjunto de dados 1

O conjunto de dados “*GHR SST Level 4 GISST Global Foundation Sea Surface Temperature Analysis*”(CHAO *et al.*, 2009) foi usado para obter a temperatura de superfície do oceano, com resolução espacial de $0,01^\circ$ na região de interesse, ou 1km.

Desta fonte foram obtidos os dados ao longo da costa do Rio de Janeiro e da baía de campos, e nenhum outro tipo de tratamento específico foi aplicado nos dados.

O acesso aos dados foi realizado através da interface disponibilizada pelo projeto “*Environmental Research Division Data Access Program*” (SIMONS, 2020), um servidor de dados que oferece uma maneira simples e consistente de baixar subconjuntos de conjuntos de dados científicos em formatos de arquivo comuns e criar gráficos e mapas.

3.1.1 Conjunto de dados 2

O conjunto de dados ERA5 (ECMWF, 2017) foi usado para obter dados de velocidade do vento nas direções x e y , temperatura do ar a 2 metros da superfície do oceano, pressão superficial e massa específica do ar acima das ondas, e parâmetro de Charnock. Dados de reanálise são obtidos através da combinação de modelos atmosféricos com observações, gerando séries temporais de longo prazo. A série de dados ERA5 fornece dados horários em uma grade com resolução espacial de $0,25^\circ$, ou aproximadamente 30km. A fonte possui cobertura de dados desde o ano de 1979, embora para este trabalho, apenas tenham sido usados dados de 2012 a 2017.

O acesso aos dados foi feito através da interface da ECMWF para acesso aos dados, e através da API disponibilizada na linguagem de programação *python*.

3.2 Compatibilização dos dados

Devido às diferenças de resoluções espaciais entre as séries de dados utilizadas para a análise, a Série de dados 02 precisou ser interpolada para a resolução da série 01, para que cálculos espaciais pudessem ser feitos com ambas.

A metodologia de interpolação usada foi uma interpolação bilinear. Em um trabalho similar, de quantificação de estabilidade atmosférica em regiões costeiras, PIMENTA *et al.* (2019) também usaram esta metodologia para compatibilizar dados com resoluções espaciais distintas.

3.3 Massa específica do ar

A massa específica do ar foi obtida diretamente da série ERA5, através da variável “*mean air density over the oceans*”.

3.4 Cálculo do comprimento de Obukhov

Existem vários métodos para o cálculo do comprimento de Obukhov.

Para calcular o comprimento de Obukhov a partir dos dados disponíveis, foi escolhido o método de *bulk*, ou método de média de superfície.

Este método consiste em primeiro determinar o fluxo de calor sensível da superfície e a tensão cisalhante causada pelo escoamento do vento, que são as duas formas principais de transporte de energia na região de interface entre a atmosfera e o mar.

3.4.1 Fluxo de calor sensível

Este parâmetro é a transferência de calor entre a superfície da Terra e a atmosfera através dos efeitos do movimento turbulento do ar, excluindo qualquer transferência de calor resultante da condensação ou evaporação. A magnitude do fluxo de calor sensível é governada pela diferença de temperatura entre a superfície e a atmosfera sobrejacente, a velocidade do vento e a rugosidade superficial.

De acordo com ARYA (2001), o fluxo de calor sensível é dado por:

$$H_0 = -\rho c_p C_H U_r (\Theta_r - \Theta_0) \quad (7)$$

Do conjunto de dados 2, obteve-se a velocidade do vento de referência, na forma da componente horizontal da velocidade a 100 m de altura, e a temperatura de referência, adotando-se a temperatura potencial a 2 m da altura média da superfície do mar, calculada por:

$$\Theta_h = \left(\frac{p_0}{p}\right)^k \quad (8)$$

Da fonte de dados 1, foi obtida a temperatura de superfície do oceano, usada para calcular a temperatura potencial na superfície do oceano, Θ_0 , também utilizando a equação (8).

Alguns dos valores de constantes adotados para o trabalho estão resumidos na Tabela 3.

Tabela 3: Resumo de constantes e valores adotados, para o cálculo do comprimento de Obukhov

Constante	Símbolo	Unidades	Valor
von Kharman	K	Adimensional	0,400
Pressão de referência	p_0	Pa	10E5
Constante de Poisson	k	Adimensional	0,285
Calor específico à pressão constante	c_p	$\frac{J}{kg K}$	1004,670
Viscosidade cinemática	ν	$\frac{m^2}{s^2}$	1,5E-5

Fonte: adaptado de AMS (2012)

3.4.2 Tensão cisalhante.

A tensão cisalhante para a área de interesse foi calculada através da equação (9), abaixo.

$$\tau_0 = \rho C_D U_r^2 \quad (9)$$

Uma dificuldade para a estimativa destes parâmetros é a determinação dos coeficientes de transferência de calor e de arrasto, C_H e C_D , respectivamente. Segundo ARYA (2001), estes coeficientes variam pouco na superfície do oceano, e é razoável aproximá-los como constantes. O autor propõe o uso de $1,5 \times 10^3$ como um valor médio. Este valor foi verificado por CURCIC; HAUS (2020), em um experimento em escala para determinação de coeficientes de transporte sobre a superfície do oceano em ventos fortes.

3.5 Processamento dos dados

Trabalhar com dados atmosféricos que possuam resoluções espaciais finas, e que estejam definidos para grandes áreas no espaço, como é o caso deste trabalho, faz com que alguns desafios se apresentem, nas etapas de assimilação e processamento dos dados.

Para a região analisada, de 546 km quadrados de área, foi necessário utilizar a linguagem de programação *Python*, em combinação ao conjunto de funções e estruturas de dados da biblioteca *xarray* (HOYER; HAMMAN, 2017)

Os arquivos de dados foram utilizados seguindo o formato NETCDF4(UCAR, 2022), próprio para computação científica e tratamento de dados meteorológicos.

3.6 Contabilização dos resultados para um ano típico de dados

A contabilização dos resultados foi realizada utilizando médias das médias mensais, para as variações da velocidade do vento, e parâmetros de estabilidade atmosférica.

O objetivo deste procedimento é o de criar um perfil de ano típico. Por exemplo, em um período de 5 anos, calcula-se a média entre os 5 meses de janeiro, para obter um valor que se aproxime mais do que seria um mês de janeiro típico, para a região.

Opta-se pela utilização de médias mensais, pois eventuais anomalias de escala temporal mais curta podem ser filtradas, o que ajuda a criar um panorama melhor de como o clima da região é em uma escala temporal anual.

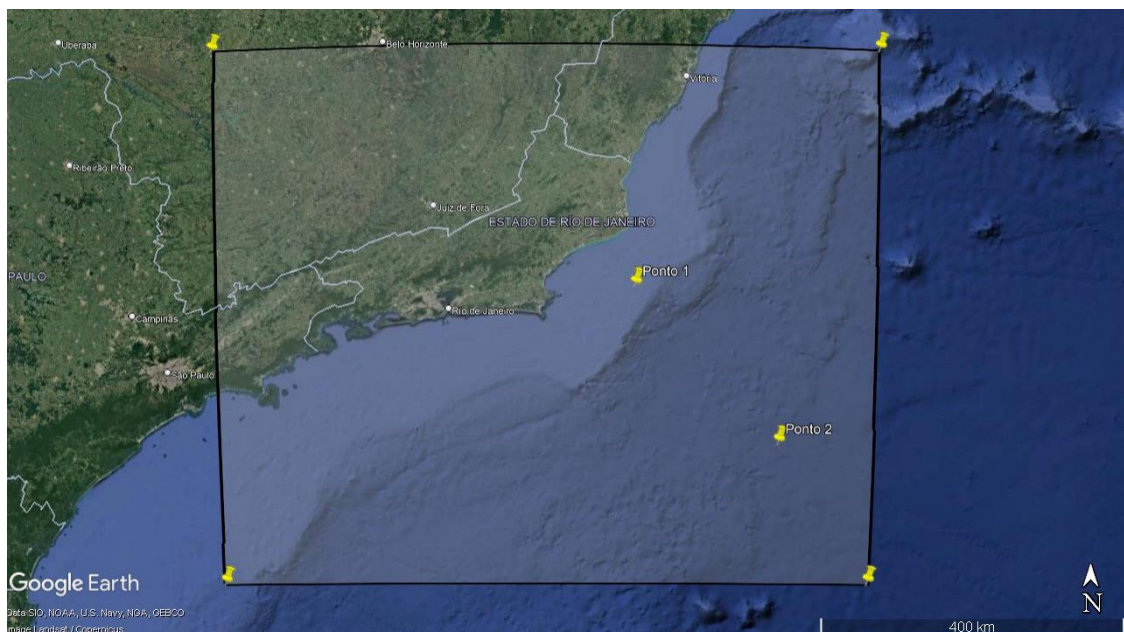
3.7 Conversão de variações de velocidade em variações de energia.

Baseado no trabalho de LANGE (2003), adotou-se para o valor da sensibilidade S como sendo igual a 2.

3.8 Extração de resultados de série temporal

Para avaliar e explorar os resultados, foram escolhidos 2 regiões de extração de resultados em série temporal, delimitados pelos pontos da Figura 7, abaixo.

Figura 7: Pontos de extração de resultados em série temporal



Fonte:., o autor (2022).

Os pontos foram escolhidos com o objetivo de investigar o comportamento das séries temporais

próximas à costa, e em águas mais profundas.

4 RESULTADOS

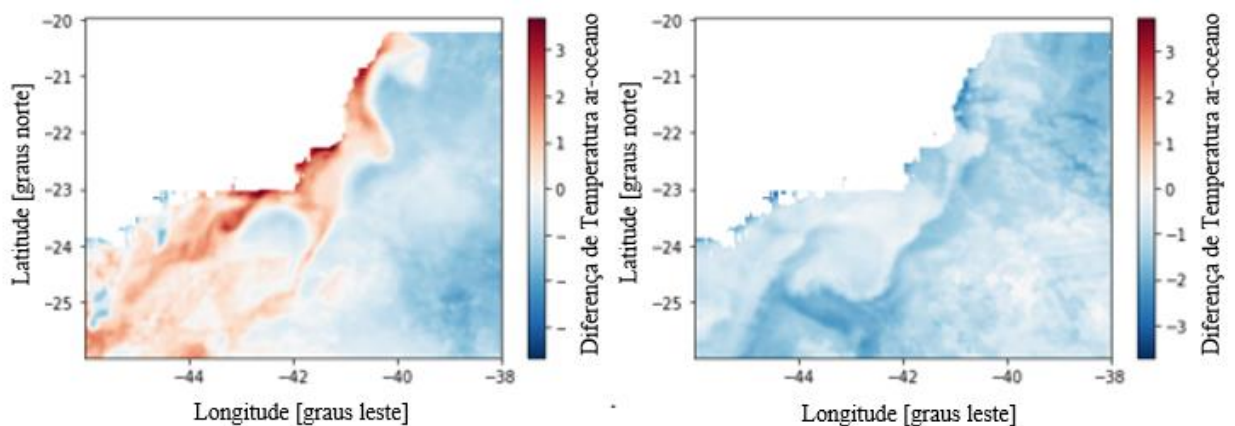
4.1 Estabilidade atmosférica

Os resultados para a quantificação da estabilidade atmosférica serão apresentados usando 2 principais parâmetros, a diferença de temperaturas de superfície do mar e do oceano, e o parâmetro de estabilidade ψ_m .

4.1.1 Diferença de temperatura superficial ar-oceano

Primeiramente, avalia-se o comportamento das diferenças de temperatura, entre a superfície do mar e do oceano, que servem como marcador da direção do fluxo de calor na superfície, conforme ilustra a Figura 8. Cores mais próximas do vermelho indicam temperatura do ar maior que a do mar, e cores próximas do azul, o oposto.

Figura 8: Diferenças de temperatura típicas, para um dia de verão, à esquerda, e para um dia de inverno, à direita



Fonte: o autor, (2022)

No inverno, as diferenças de temperatura entre o ar e o oceano permanecem negativas, fazendo com que na maior parte do tempo, a atmosfera exiba características instáveis, com direção predominante do fluxo de calor no sentido mar-atmosfera.

Já em um dia típico de verão, existem regiões com diferença de temperatura positivas, indicando que a atmosfera exibe comportamento de estabilidade. Estas regiões aparentemente coincidem com as regiões de mudança na profundidade do oceano, onde a plataforma continental termina, e a profundidade aumenta significativamente, a medida em que se avança em direção ao mar.

A origem para a diferença positiva de temperaturas entre a superfície do ar nos meses de verão pode ser explicada devido à ressurgência causada pelo transporte de Ekman, nas águas próximas da costa, na região de Cabo Frio.

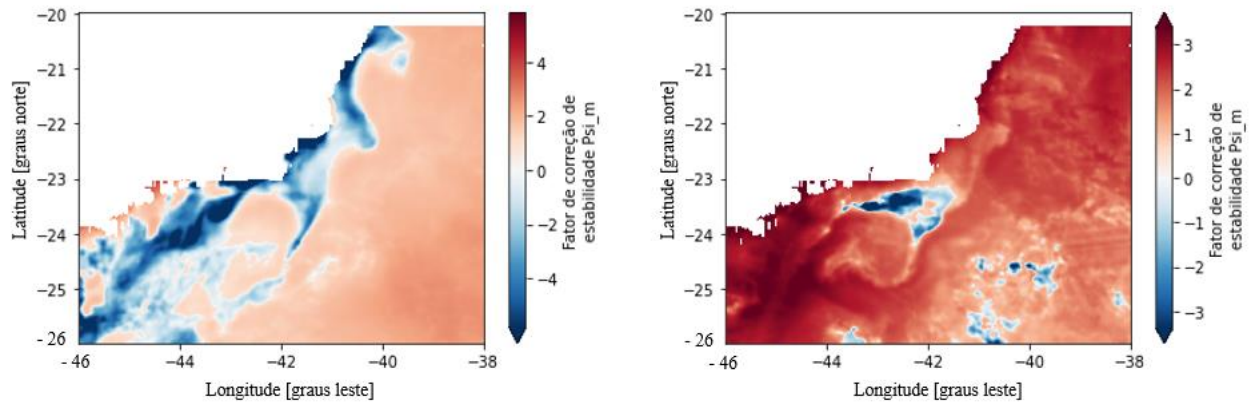
4.1.2 Fator de correção de estabilidade ψ_m

Um comportamento de sazonalidade similar foi encontrado no fator de estabilidade ψ_m , com um perfil típico para o verão e outro para o inverno.

Os meses de verão são caracterizados por valores moderados do fator ψ_m , na maior parte da região de estudo, correspondendo a uma característica de atmosfera instável. Uma estabilidade moderada da camada limite, nas regiões próximas à costa, enquanto que os meses de inverno são caracterizados predominantemente por uma atmosfera estável, conforme ilustram os gráficos da

Figura 9, abaixo:

Figura 9: Fator de correção ψ_m , para um dia de verão, à esquerda, e para um dia de inverno, à direita



Fonte: o autor, (2022)

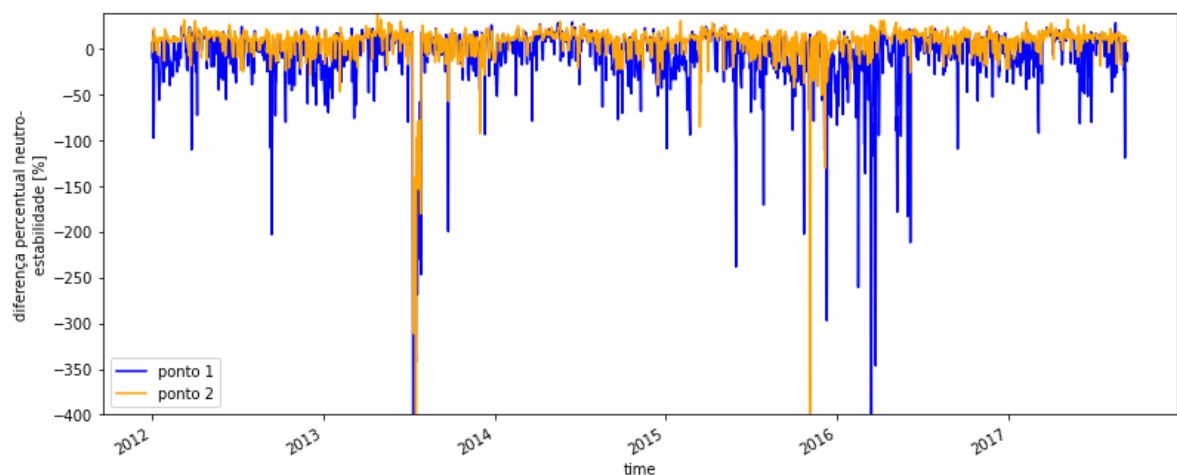
Algumas zonas, em azul escuro nas imagens, apresentaram comportamento fortemente estável, principalmente próximo à costa, constituindo mais uma consequência do fenômeno de ressurgência, causado pelo transporte de Ekman.

No inverno, algumas regiões apresentaram características de atmosfera estável. A região específica do ocorrido, encontra-se logo abaixo da mudança de direção do continente. Considerando que a estabilidade atmosférica em ambientes marítimos pode ser influenciada pela circulação de correntes, e transporte de águas mais frias para a superfície, uma possível explicação pode ser algum fenômeno de recirculação, na virada da plataforma continental.

4.2 Velocidades médias do vento- comparativo da consideração da estabilidade atmosférica

Para a velocidade, optou-se por avaliar diretamente a diferença percentual entre os valores calculados através da equação (1), considerando o caso da velocidade neutra, e comparando com a velocidade corrigida pelo fator ψ_m . A evolução das diferenças, para os pontos 1 e 2 está exibida na Figura 10.

Figura 10: Série temporal da diferença percentual, entre considerar ou não o fator de correção ψ_m , no ponto de interesse 1



Fonte: o autor, (2022)

Para ambos os pontos, a diferença entre considerar ou não o fator de estabilidade atmosférica oscila em torno de zero, com diferenças positivas para casos de atmosfera instável, e negativas para

casos de atmosfera estável.

Este tipo de comportamento é consistente com o encontrado por SEHN, 2020, e está dentro do esperado para o comportamento da correção da teoria de similaridade de Monin-Obukhov. Em casos onde há ocorrência de atmosfera instável, a variação da velocidade com a altura é menor, o que implica em diferenças positivas entre a velocidade média calculada considerando atmosfera

É possível visualizar que, de forma geral, as diferenças entre a consideração de atmosfera neutra, e correção com o fator de estabilidade ψ_m são predominante negativas, e de magnitude maior para o ponto 1 do que para o ponto 2. Este resultado na variação da velocidade corrobora a ideia de que o ponto 1 sofre maior efeito de estabilidade atmosférica do que o ponto 2. Por este ponto estar localizado em uma região mais próxima da costa, onde espera-se que os primeiros parques eólicos sejam construídos, estes empreendimentos possivelmente serão afetados por este tipo de fenômeno.

É possível também ver que, em Julho de 2013 e Fevereiro de 2016, no gráfico do ponto 1, e em Outubro de 2016 para o ponto 2, existem pontos da série temporal onde a diferença entre considerar ou não a estabilidade atmosférica explode, indo para valores demasiadamente negativos.

Uma possível hipótese para estes resultados, é de que estejam ocorrendo em pontos de estabilidade atmosférica forte, típicos de dias de pouco vento, e com diferença de temperatura entre o ar e o oceano positivo. Segundo ARYA (2001), este tipo de condição atmosférica constitui um caso conhecido de limitação da teoria de similaridade de Monin-Obukhov, e da metodologia de correção através do fator ψ_m . Nestes casos, as fórmulas empíricas para o fator ψ_m tendem a superestimar o efeito da estabilidade atmosférica. De acordo com o autor, esta limitação tem origem no fato de que as funções para determinação do fator ψ_m , foram desenvolvidas com dados da razão $\frac{z}{L_{Obk}}$ majoritariamente pertencentes à faixa de estabilidade moderada, no intervalo de -5 a +2.

4.3 Resumo dos resultados

Como uma forma de apresentar os resultados de uma forma resumida, procedeu-se pela abordagem de médias das médias mensais, para criar uma aproximação de um comportamento de um ano típico, conforme detalhado na seção 3.6.

Estes resultados são baseados na análise de valores médios, e portanto, devem ser interpretados como altamente indicativos, apenas como uma quantificação dos valores típicos, para diferentes épocas do ano. Além disto, estes valores são representativos dos pontos 1 e 2, e não necessariamente da área como um todo. Os valores estão resumidos na Tabela 4.

Tabela 4:Resumo dos parâmetros de controle da estabilidade atmosférica, para meses de um ano típico, através da teoria de similaridade de Monin Obukhov

Mês típico do ano	Variação percentual da velocidade [%]		Fator ψ_m		Diferença percentual em energia [%]	
	Ponto 1	Ponto 2	Ponto 1	Ponto 2	Ponto 1	Ponto 2
Janeiro	-36,5	-14,5	-1,9	1,0	-73,0	-29,0
Fevereiro	-22,4	-10,6	-1,4	1,4	-44,8	-21,2
Março	-3,7	-9,7	-1,3	1,4	-7,4	-19,4
Abril	5,1	8,3	1,2	2,2	10,2	16,6
Maio	3,0	0,1	0,0	2,0	6,0	0,2
Junho	-2,1	-1,0	-0,1	1,6	-4,2	-2,0
Julho	-67,9	-18,0	-2,5	-1,1	-135,8	-36,0
Agosto	-18,8	0,6	0,1	1,3	-37,6	1,2
Setembro	-18,1	-11,5	-1,5	0,7	-36,2	-23,0
Outubro	-4,3	-6,4	-0,8	0,7	-8,6	-12,8
Novembro	-20,1	-2,1	-0,2	0,1	-40,2	-4,2
Dezembro	-5,5	-11,3	-1,8	0,0	-11,0	-22,6

Fonte: o autor (2022).

Os resultados para o ponto 1 indicam a hipótese da ocorrência do fenômeno de estabilidade

atmosférica durante boa parte do ano, com maior intensidade nos meses de verão, quando a diferença de temperaturas entre o ar e oceano costuma ser positiva e de maior magnitude.

Para o ponto 2, mesma tendência é acompanhada, embora seja menos pronunciada, e a magnitude das diferenças percentuais de velocidade e energia sejam menores.

De forma geral, durante o ano, predominam efeitos de atmosfera instável no ponto 2, enquanto que no ponto 1, estes efeitos estão presentes durante uma maior parte do ano. Para ambos os pontos, o mês típico de junho apresentou valores do fator ψ_m negativos, o que não condiz com o encontrado por PIMENTA *et al.* (2019), quando estudou o efeito na região. A presença de pontos fora da curva, no gráfico dos resultados em base de série temporal, na Figura 10, para os meses de junho, indica que os resultados para este mês podem ser menos significativos que para os outros meses.

Para o ponto 1, uma forte presença de estabilidade atmosférica é identificada nos meses de inverno também.

Como a variação percentual de velocidade do vento foi calculada considerando a velocidade do caso neutro menos a do caso estável, os resultados demonstram que desprezar o efeito da estabilidade atmosférica faz com que a velocidade, e portanto a energia produzida, sejam subestimadas em casos de atmosfera estável, e superestimada, para situações com presença de camada limite atmosférica instável, caso a correção pelo fator ψ_m não seja implementada.

5 CONCLUSÃO

Neste trabalho, buscou-se analisar o efeito do fenômeno da estabilidade atmosférica, em uma região de interesse de desenvolvimento de parques eólicos *offshore*. Foram utilizadas fontes de dados de entrada públicas, que foram analisadas através do arcabouço teórico da teoria de similaridade de Monin Obukhov, usando os resultados para avaliar a ocorrência do fenômeno ao longo da área de interesse, e do período de dados utilizado.

Os resultados indicam a presença do fenômeno da estabilidade em regiões próximas à costa, fato que pode ser explicado pela presença de uma diferença de temperatura positivo entre o ar atmosférico e a superfície do oceano, originado da ressurgência de águas profundas e frias em direção à superfície, resfriando o oceano. Ao extrair resultados de série temporal para dois pontos de interesse, e avaliar a diferença percentual na velocidade do vento, entre considerar ou não o fenômeno de estabilidade atmosférica, foram encontrados alguns pontos fora da curva. Estes pontos estão associados a locais com estabilidade atmosférica mais forte, e podem apresentar estes valores devido às limitações da teoria de similaridade de Monin Obukhov, que tem dificuldade de prever a variação vertical da velocidade para casos de forte estabilidade atmosférica. A não consideração do fenômeno da estabilidade atmosférica pode superestimar a velocidade do vento, em casos de camada limite instável, e subestimá-la em casos de camada limite estável.

5.1 Sugestões para trabalhos futuros

Como sugestões para trabalhos futuros, propõem-se as seguintes abordagens:

- A investigação dos pontos fora da curva, e análise de outras variáveis intermediárias ao cálculo da quantificação da estabilidade atmosférica nestes pontos, como a velocidade de fricção u_* , o fluxo de calor H_0 ou o diferença de temperatura ar-oceano.
- A busca por outras expressões para o fator ψ_m , que possam se adequar melhor a regiões de maior estabilidade.
- O estudo da viabilidade do uso de outras metodologias para a extrapolação vertical, como a lei de potência.
- Caso existam dados de medições de vento na região, estes podem ser usados para corroborar os resultados, ou quantificar de forma melhor o seu desvio.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ABKAR, Mahdi; PORTÉ-AGEL, Fernando. Influence of atmospheric stability on wind-turbine wakes: A large-eddy simulation study. **Physics of Fluids**, [s. l.], v. 27, n. 3, p. 035104, 2015.
- AMS. American Society of Meteorology- Glossary of Meteorology. **Potential Temperature**, [s. l.], 2012.
- ANP. Painel Dinâmico de Produção de Petróleo e Gás Natural. **Acesso em**, [s. l.], 2020.
- ARYA, S.P. **Introduction to micrometeorology**. S.l: Academic Press, 2001.
- BARRIATTO, Leonardo. EFEITOS DA ESTABILIDADE ATMOSFÉRICA NA MODELAGEM DO ESCOAMENTO PARA APLICAÇÕES NO SETOR DE ENERGIA EÓLICA. [s. l.], p. 113, 2018.
- Burton, T; Jenkins, N; Sharpe, D; Bossanyi, E;. **Wind Energy Handbook**. S.l: John Wiley & Sons, 2011.
- CHAO, Yi; Li, Z.; Farrara, J; Hung, P.. Blending Sea Surface Temperatures from Multiple Satellites and In Situ Observations for Coastal Oceans. **Journal of Atmospheric and Oceanic Technology**, [s. l.], v. 26, n. 7, p. 1415–1426, 2009.
- CHARNOCK, H. Wind stress on a water surface. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, [s. l.], 1955.
- COLLING, A. **Ocean Circulation**. Second Editioned. [S. l.]: The open university, 2001.
- CURCIC, M.; HAUS, B.K. Revised Estimates of Ocean Surface Drag in Strong Winds. **Geophysical Research Letters - Wiley Online Library**, [s. l.], 2020.
- ECMWF. **ERA5: Fifth generation of ECMWF atmospheric reanalyses of the global climate. Copernicus Climate Change Service Climate Data Store (CDS)**. , 2017.
- GRYNING, Sven-Erik; BATCHVAROVA, E.; BRÜMER B.; JORGENSEN H.; LARSEN S.. On the extension of the wind profile over homogeneous terrain beyond the surface boundary layer. **Boundary-Layer Meteorology**, [s. l.], v. 124, n. 2, p. 251–268, 2007.
- LEE J., ZHAO F.. GWEC- **Annual-Wind-Report-2022**. , 2022.
- HOYER, S.; HAMMAN, J.xarray. N-D labeled Arrays and Datasets in Python. **Journal of Open Research Software**, [s. l.], p. 5–10, 2017.
- IBAMA. **Ibama-Complexos eólicos offshore projetos com processos de licenciamento ambiental abertos**. , 2022.
- LANGE, M. **Analysis of the Uncertainty of wind power predictions**. Carl von Ossietzky Universität Oldenburg, , 2003.
- MONIN, A.S.; OBUKHOV., A.M. Basic laws of turbulent mixing in the surface layer of the atmosphere. **Tr. Akad. Nauk SSSR Geophiz. Inst**, [s. l.], p. 163–167, 1954.
- PÉREZ ALBORNOZ, C; SOBERANIS, M. A; RIVERA V. R.; RIVERO M.. *et al.* Review of atmospheric stability estimations for wind power applications. **Renewable and Sustainable Energy Reviews**, [s. l.], v. 163, p. 112505, 2022.

PIELKE, R.A. **Planetary boundary layer**. Encyclopedia Britannica, , 2022. Disponível em: <https://www.britannica.com/science/planetary-boundary-layer>.

PIMENTA, Felipe M..SILVA A.R.;ASSIREU A.T.; ALMEIDA V. S.; SAAVEDRA O. R; Brazil Offshore Wind Resources and Atmospheric Surface Layer Stability. **Energies**, [s. l.], v. 12, n. 21, p. 4195, 2019.

SEHN, I.H. **MODELAGEM DE CAMADA LIMITE ATMOSFÉRICA TERMICAMENTE ESTRATIFICADA VIA ANSYS FLUENT® PARA APLICAÇÃO EM ANÁLISE DO POTENCIAL EÓLICO OFFSHORE**. UFRGS. , 2020.

SIMONS, R.A. **Environmental Research Division Data Access Program-ERDDAP**. , 2020. Disponível em: <https://coastwatch.pfeg.noaa.gov/erddap>.

UCAR. NETCDF Documentation- Introduction and Overview. **Acesso em**, [s. l.], 2022. Disponível em: <https://docs.unidata.ucar.edu/netcdf-c/current/>.