

Sistema FIEB



SENAI CIMATEC

PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM MODELAGEM

COMPUTACIONAL E TECNOLOGIA INDUSTRIAL

Doutorado em Modelagem Computacional e Tecnologia Industrial

**ESTUDO DAS CARACTERÍSTICAS ESPACIAIS E TEMPORAIS
DA VELOCIDADE DO VENTO UTILIZANDO A TÉCNICA DFA E O
MODELO WRF EM REGIÕES DO ESTADO DA BAHIA E NO
OCEANO ATLÂNTICO SUL**

Apresentada por: José Vicente Cardoso Santos

Orientador: Dr. Davidson Martins Moreira

Coorientação: Dr. Marcelo Albano Moret Simões Gonçalves

Dezembro
2020

José Vicente Cardoso Santos

**ESTUDO DAS CARACTERÍSTICAS ESPACIAIS E TEMPORAIS
DA VELOCIDADE DO VENTO UTILIZANDO A TÉCNICA DFA E O
MODELO WRF EM REGIÕES DO ESTADO DA BAHIA E NO
OCEANO ATLÂNTICO SUL**

Tese de Doutorado apresentada ao Programa de Pós-graduação em Modelagem Computacional e Tecnologia Industrial, Curso de Doutorado em Modelagem Computacional e Tecnologia Industrial do SENAI CIMATEC, como requisito parcial para a obtenção título de Doutor em Modelagem Computacional e Tecnologia Industrial.

Área de conhecimento: Interdisciplinar.

Orientador: Dr. Davidson Martins Moreira.

Co-Orientação: Dr. Marcelo Albano Moret Simões Gonçalves.

SENAI CIMATEC

Salvador-Ba
SENAI CIMATEC
2020

Ficha catalográfica elaborada pela Biblioteca do Centro Universitário SENAI CIMATEC

S237e Santos, José Vicente Cardoso

Estudo das características espaciais e temporais da velocidade do vento utilizando a técnica DFA e o modelo WRF em regiões do Estado da Bahia e no Oceano Atlântico Sul / José Vicente Cardoso Santos. – Salvador, 2020.

112 f. : il. color.

Orientador: Prof. Dr. Davidson Martins Moreira.

Coorientador: Prof. Dr. Marcelo Albano Moret Simões Gonçalves.

Tese (Doutorado em Modelagem Computacional e Tecnologia Industrial) – Programa de Pós-Graduação, Centro Universitário SENAI CIMATEC, Salvador, 2020.

Inclui referências.

1. Velocidade do vento. 2. Fenômeno de crossover. 3. Energia onshore-offshore. 4. Bóias oceânicas. 5. Plataforma continental. 6. DFA. 7. WRF. I. Centro Universitário SENAI CIMATEC. II. Moreira, Davidson Martins. III. Gonçalves, Marcelo Albano Moret Simões. IV. Título.

CDD 620.00113

Nota sobre o estilo do PPGMCTI

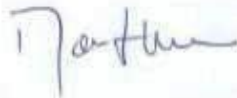
Esta tese de doutorado foi elaborada considerando as normas de estilo (i.e. estéticas e estruturais) propostas aprovadas pelo colegiado do Programa de Pós-graduação em Modelagem Computacional e Tecnologia Industrial e estão disponíveis em formato eletrônico (*download* na Página Web <http://ead.fieb.org.br/portal/faculdades/dissertacoes-teses-mcti.html> ou solicitação via e-mail na secretaria do programa) e em formato impresso somente para consulta.

Ressalta-se que o formato proposto considera diversos itens das normas da Associação Brasileira de Normas Técnicas (ABNT), entretanto opta-se, em alguns aspectos, seguir um estilo próprio elaborado e amadurecido pelos Professores do programa de pós-graduação supracitado.

Centro Universitário SENAI CIMATEC

Doutorado em Modelagem Computacional e Tecnologia Industrial

A Banca Examinadora, constituída pelos professores abaixo listados, leu e aprovou a Tese de doutorado, intitulada "Estudo das Características Espaciais e Temporais da Velocidade do Vento Utilizando a Técnica DFA e o Modelo WRF em Regiões do Estado da Bahia e no Oceano Atlântico Sul", apresentada no dia 16 de dezembro de 2020, como parte dos requisitos necessários para a obtenção do Título de Doutor em Modelagem Computacional e Tecnologia Industrial.



Orientador:

Prof. Dr. Davidson Martins Moreira
SENAI CIMATEC

Coorientador:

Prof. Dr. Marcelo Afonso Moret Simões Gonçalves
SENAI CIMATEC

Assinado digitalmente por:
Alex Alisson Bandeira Santos
O tempo: 14-04-2021 14:28:11

Membro Interno:

Prof. Dr. Alex Álisson Bandeira Santos
SENAI CIMATEC

Membro Interno:

Prof. Dr. Erick Giovani Sperandio Nascimento
SENAI CIMATEC

Digitally signed by: Valter de Senna
Date and time: 12/22/2020 10:15:17 PM

Membro Externo:

Prof.^a Dr. Valter de Senna
SENAI CIMATEC



Taciana Toledo de A. Albuquerque

Membro Externo:

Prof.^a Dr.^a Taciana Toledo de Almeida Albuquerque
UFMG

Membro Externo:

Prof. Dr. Thadeu Josino Pereira Fenna
UFF

"Às vezes ouço passar o vento; e só de ouvir o vento passar, vale a pena ter nascido".

Fernando Ant3nio Nogueira Pessoa

AGRADECIMENTOS

Dedico e agradeço a Deus, sempre!

Agradeço aos meus pais, irmãos, parentes e amigos, que tanto nos incentivaram para esta conquista...

Ao meu orientador, Professor Dr. Davidson Martins Moreira por sua paciência e pelo seu constante apoio e oportunidades concedidas para a realização desta pesquisa e pela confiança sempre depositada.

Ao meu coorientador, Professor Dr. Marcelo Albano Moret Simões Gonçalves, por seu senso de oportunidade ao tema, por sua amizade e pelos conhecimentos transmitidos e que muito contribuíram ao meu crescimento profissional, acadêmico e também pessoal.

Aos Professores do programa, que muito me ajudaram nos trabalhos das disciplinas, nas simulações e nas considerações em geral, e, em especial aos colegas e Professores Dr. Erick Giovani Sperandio Nascimento, Prof. Georgynio Yossimar Rosales Aylas e Professora Noéle Bissoli Perini que contribuíram para o trabalho com o *software* WRF (e outros) e aos colegas Chrislaine do Bonfim Marinho, Katty Santos da Silva, Noéle B. Perini de Souza, Palmira Maria de Santana Acioli, Paulo Henrique Farias Xavier, Daniel Rocha de Senna e Maria das Graças Vasconcelos, que estiveram, em diversas etapas, indexados às discussões do trabalho, das suas temáticas e afins.

As amigas, amigos e colegas do programa por suas valiosas sugestões no transcorrer das pesquisas...

Ao SENAI CIMATEC, UNEB (Universidade do Estado da Bahia), CNPq e FAPESB (Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado da Bahia), por apoio, disponibilidades e acessos.

Enfim, há todos que muito contribuíram para a consolidação da pesquisa e dos seus desdobramentos...

Obrigado!!!

Dedicatória,

Aos meus pais,

Sr.^(a) Margarida Cardoso Avellar Santos e

Sr. Rafael Avellar Santos.

Resumo

Este trabalho analisa séries temporais da velocidade do vento em diferentes regiões do estado da Bahia, costa brasileira (plataforma continental), Oceano Atlântico Sul e costa da África, por meio da utilização da técnica DFA (*Detrended Fluctuation Analysis*), para verificar a existência de correlações de longo alcance e leis de potência associadas. Para os casos *onshore*, as séries temporais da velocidade do vento são derivadas de medições com médias horárias adquiridas em três torres equipadas com anemômetros em diferentes alturas. Para os casos *offshore*, os dados foram coletados em bóias oceânicas. Para ambos os casos, as medidas foram comparadas com simulações numéricas da velocidade do vento obtidas com o modelo de mesoescala WRF (*Weather Research and Forecasting model*). No caso *onshore*, os resultados da aplicação da técnica DFA nos conjuntos de dados medidos e simulados mostram correlações com leis de potência em duas regiões de escalas distintas (subdifusiva e persistente) para as duas séries temporais, chamado de fenômeno de *crossover*. Sugere-se que isso ocorra devido aos efeitos de mesoescala e circulações locais atuando na camada limite planetária, onde a turbulência no ciclo diário é gerada por efeitos térmicos e mecânicos (cisalhamento do vento). No entanto, em regiões que não estão sujeitas a condições de efeito local, como pequenas ilhas distantes do continente, os efeitos sinóticos são os mais importantes e ativos na camada limite marítima, de forma que as séries de conjuntos de dados reais e simulados exibem apenas comportamento subdifusivo, como no caso do Arquipélago de Abrolhos. Os resultados das bóias oceânicas mostram que a velocidade do vento apresenta um comportamento escalonável, mas sem o fenômeno de *crossover* na costa brasileira, oceano Atlântico Sul e costa da África, indicando a dependência da superfície terrestre para o surgimento do fenômeno. Além disso, os dados de bóias no Oceano Atlântico Sul e litoral da África apresentaram somente comportamento subdifusivo, enquanto os da costa brasileira indicaram persistência, exceto para a região da confluência de Porto Seguro, que indicou anti-persistência. As simulações numéricas usando o modelo de mesoescala WRF mostraram um comportamento subdifusivo na costa brasileira, e nenhuma persistência foi reproduzida na maioria das bóias costeiras, sugerindo que a discrepância entre os dados medidos e os simulados está associada aos processos de interação oceano-atmosfera, mostrando a necessidade de um modelo oceânico acoplado. Os resultados deste trabalho mostram um entendimento mais profundo do regime eólico e de suas propriedades associadas, com particular atenção à plataforma continental brasileira, sugerindo que a metodologia é útil para avaliar o potencial de geração de energia eólica *offshore* e *onshore*.

Palavras-chave: Velocidade do vento, fenômeno de *crossover*, energia *onshore-offshore*, bóias oceânicas, plataforma continental, DFA, WRF.

Abstract

This work analyzes time series of wind speed in different regions of the state of Bahia, Brazilian coast (continental shelf), South Atlantic Ocean and coast of Africa, using the DFA (Detrended Fluctuation Analysis) technique, to verify the existence of long-range correlations and associated power laws. For *onshore* cases, the time series of the wind speed are derived from measurements with hourly averages acquired in three towers equipped with anemometers at different heights. For *offshore* cases, data were collected on ocean buoys. For both cases, the measurements were compared with numerical simulations of the wind speed obtained with the WRF mesoscale model (Weather Research and Forecasting model). In the *onshore* case, the results of applying the DFA technique to the measured and simulated data sets show correlations with power laws in two regions of different scales (subdiffusive and persistent) for the two time series, called the *crossover* phenomenon. It is suggested that this occurs due to the effects of mesoscale and local circulations acting in the planetary boundary layer, where turbulence in the daily cycle is generated by thermal and mechanical effects (wind shear). However, in regions that are not subject to conditions of local effect, such as small islands far from the continent, synoptic effects are the most important and active in the maritime boundary layer, so that the series of real and simulated data sets show only subdiffusive behavior, as in the case of the Abrolhos Archipelago. The results of the ocean buoys show that the wind speed presents a scalable behavior, but without the *crossover* phenomenon on the Brazilian coast, South Atlantic Ocean and Africa coast, indicating the dependence on the terrestrial surface for the appearance of the phenomenon. In addition, data from buoys in the South Atlantic Ocean and the African coast showed only subdiffusive behavior, while data from the Brazilian coast indicated persistence, except for the confluence region of Porto Seguro, which indicated anti-persistence. The numerical simulations using the WRF mesoscale model showed a subdiffusive behavior on the Brazilian coast, and no persistence was reproduced in most coastal buoys, suggesting that the discrepancy between the measured and the simulated data is associated with the ocean-atmosphere interaction processes, showing the need for a coupled oceanic model. The results of this work show a deeper understanding of the wind regime and its associated properties, with particular attention to the Brazilian continental shelf, suggesting that the methodology is useful to assess the potential for *offshore* and *onshore* wind generation.

Keywords: Wind speed, *crossover* phenomenon, *onshore-offshore* energy, ocean buoys, continental shelf, DFA, WRF.

Lista de Acrônimos e Siglas

- ABE Eólica - Associação Brasileira de Energia Eólica;
- ABNT - Associação Brasileira de Normas Técnicas;
- AFWA - Air Force Weather Agency;
- AIE - Agência Internacional de Energia;
- AL - Atmosfera Livre;
- ARW - Advanced Research WRF;
- AS - América do Sul;
- BMJ - Betts-Miller-Janjic;
- BRSN - Baseline Surface Radiation Network;
- CAPS - Center of Analysis and Prediction of Storms;
- CGM - Conjugate Gradient Method;
- CI - Camada de Inversão;
- CILAMCE - Congress on Computational Methods in Engineering;
- CLA - Camada limite atmosférica;
- CLAM - Camada limite atmosférica marinha;
- CLC - Camada Limite Convectiva;
- CLE - Camada Limite Estável;
- CLN - Camada Limite Noturna;
- CLP - Camada Limite Planetária;
- CLPM - Camada Limite Planetária Marinha;
- CLR - Camada Limite Residual;
- CLS - Camada Limite Superficial;
- CLSR - Camada Limite Superficial Rugosa;
- CM - Camada de Mistura;
- CN - Camada de nuvens;
- COAMPS - Coupled Ocean / Atmosphere Mesoscale Prediction System;
- COMET - Cooperative Program for Operational Meteorology, Education, and Training;
- CT - Camada de Transição;
- DFA - Detrended Fluctuation Analysis;
- DNA - Ácido Desoxirribonucléico;
- DTC - Developmental Testbed Center;
- ECMWF - The European Centre for Medium-Range Weather Forecasts;
- EOF - Empirical Orthogonal Function;
- ESMF - Earth System Modeling Framework;
- *et al.* - e outros autores;
- *Etc* - e outras coisas;
- FA - Fluctuation Analysis;
- FAA - Federal Aviation Administration;
- FAPESB - Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado da Bahia;
- FFT - Fast Fourier Transform;
- FGAT First Guess at Appropriate Time;
- FNL - Final Analysis;
- FSL - Forecast Systems Laboratory;
- GFDL Geophysical Fluid Dynamics Laboratory;
- GFS - Global Forecast System;
- GOOS - Sistema Global de Observação do Oceano;
- IBGE - Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística;
- IEEE - Institute of Electrical and Electronics Engineers;
- INMET - Instituto Nacional de Meteorologia;
- INPE - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais;
- IRENA - International Renewable Energy Agency;
- ISL - Inertial Sublayer (sub-camada inercial);
- ISS - Conjunto de Sensores Integrados;
- LSM - Land Surface Models (Modelos de Superfície);
- MAP - Mecanismo de Ajuste de Pressão;
- MM5 - Pennsylvania State / NCAR Mesoscale Model Version 5;
- MMM - Mesoscale and Microscale Meteorology;
- MMV - Mecanismo de Mistura Vertical;
- MOS - Model Output Statistics;
- NAO - North Atlantic Oscillation;
- NCAR - National Center for Atmospheric Research;
- NCEP - National Center for Environmental Prediction;
- NOAA - National Oceanic and Atmospheric Administration;
- NRC - National Research Council;
- NRL - Navy Research Laboratory;
- PBL - Planetary Boundary Layer;
- PIRATA - Prediction and Research Moored Array in the Tropical Atlantic;
- PNBOIA (Programa Nacional de Boías)
- PNM - Pressão ao Nível médio do Mar;
- QNM - Quasi Newton Method;
- RNA - redes neurais artificiais
- RRTM - Rapid Radiative Transfer Model;
- RSL - Roughness Sublayer;
- RSM - Regional Spectral Model;
- RUC - Rapid Update Cycle;
- SEINFRA - Secretaria de Infraestrutura do Estado da Bahia;
- SENAI CIMATEC - Serviço Nacional de Aprendizagem Industrial
- SI (WRF) - Standard Initialization;
- SU - Oregon State University;
- Tar - Temperatura do Ar;
- TSM - Temperatura da Superfície do Mar;
- UCAR - University Corporation for Atmospheric Research;
- UFES - Universidade Federal do Espírito Santo;
- UFF - Universidade Federal Fluminense;
- UFMG - Universidade Federal de Minas Gerais;
- USGS - United States Geological Survey;
- UTC - Tempo Universal Coordenado (tempo civil)
- UW Bretherton & Park
- VAR - Variational Assimilation;
- WMO - World Meteorological Organization;
- WPPT - Wind Power Prediction Tool;
- WPS - WRF Preprocessing System;
- WRF - Weather Research and Forecasting;
- WSF - WRF Software Framework;
- WSM5 - WRF Single Moment Microphysics Classes 5;
- YSU - Yonsei University (Korea);
- ZCIT - Zona de Convergência Intertropical
- ZE - Zona de Entranhamento;

Lista de Equações

Equação 1 Modelo clássico de função de transferência	44
Equação 2 Transformação não-linear Box-Cox em uma série.....	45
Equação 3 Obtenção dos valores de x_i	48
Equação 4 Perfil $X(i)$	48
Equação 5 Série temporal corrigida	49
Equação 6 Variância da série corrigida	49
Equação 7 Raiz da variância média dos seguimentos dá a função flutuação	49
Equação 8 Função flutuação de diferentes ordens de correção	49

Lista de Figuras

Figura 1 Espectro da Velocidade do Vento Perto do Solo (Van der Hoven)	25
Figura 2 Ordens de magnitude de tempo e espaço para micro e mesoescalas.....	28
Figura 3 Estrutura da Camada Limite Atmosférica ou Camada Limite Planetária	31
Figura 4 Partes constitutivas troposfera (CLA e AL)	34
Figura 5 Bombeamento (em Espiral) de Ekman	38
Figura 6 Fluxo de carbono em regiões de baixas e altas latitudes	39
Figura 7 Algoritmo da técnica DFA.....	50
Figura 8 Grade de Arakawa-C.....	54
Figura 9 Grades (a) horizontal e (b) vertical utilizadas no WRF.....	55
Figura 10 Localização das bóias e distribuição dos domínios no modelo WRF.....	58
Figura 11 Estações terrestres do INMET na região Nordeste.....	60
Figura 12 Localidades de coleta de dados e simulações com o WRF	62
Figura 13 Roteiro esquemático dos procedimentos metodológicos da pesquisa	67
Figura 14 Velocidade do vento durante o ano de 1964 (meses de maio e julho).....	72
Figura 15 Velocidade do vento durante os anos de 2014 a 2016	72
Figura 16 Velocidade do vento durante os anos de 2014 Jan-Fev	73
Figura 17 Velocidade do vento durante o ano de 2014 Jan.....	73
Figura 18 Velocidade do vento durante o ano de 2014 Jan primeira semana.	74
Figura 19 Velocidade do vento na torre de Esplanada: a) medidos; b) simulados....	75
Figura 20 Velocidade do vento na torre de Mucugê: a) medidos; b) simulados.....	75
Figura 21 Velocidade do vento na torre de Mucuri: a) medidos; b) simulados.	76
Figura 22 Leis de potência da velocidade do vento (média horária) em Abrolhos	77
Figura 23 Esquema de simulação partindo da bóia (P1) ao interior do continente. ..	89
Figura 24 Comportamento de escala dos dados observados (P1) e simulados, com dados horários no período de janeiro de 2015 da bóia B1 (Fortaleza).	90

Lista de Quadros

Quadro 1 Métodos de previsão de velocidade do vento	21
Quadro 2 Escala de Movimentos Atmosféricos	26
Quadro 3 Ciclo das camadas atmosféricas	35
Quadro 4 Classificação temporal da velocidade do vento	41
Quadro 5 Expoentes de escala (DFA) e suas implicações fenomenológicas	51
Quadro 6 Principais parametrizações utilizadas no WRF	56
Quadro 7 Localização e elevação das torres anemométricas analisadas.....	63
Quadro 8 Valores do expoente de escala das variáveis medidas.....	71
Quadro 9 Velocidades dos ventos: real medida e simuladas no WRF.....	76
Quadro 10 Comparativos dos expoentes de escala de dados reais e simulados.	78
Quadro 11 Valores do expoente de escala da velocidade do vento nas bóias da plataforma continental no período de 2015, com médias horárias.....	83
Quadro 12 Valores do expoente de escala da velocidade do vento nas bóias do Oceano Atlântico Sul no Período de 2015, com médias horárias.	87
Quadro 13 Comportamento em escala dos dados simulados usando WRF, e em direção ao continente, no período de janeiro de 2015.	92
Quadro 14 Participações em Congressos e Eventos Acadêmicos	111

Sumário

1 INTRODUÇÃO	17
1.1 Elementos motivacionais da pesquisa	17
1.2 Objetivos: geral e específicos	20
1.3 O estado da arte e a importância da pesquisa	20
1.4 Estrutura proposta para a construção e organização da Tese	22
2 REVISÃO DE LITERATURA	24
2.1 Escalas de força, espaço e tempo no estudo dos ventos	24
2.2 A camada limite atmosférica (CLA).....	29
2.2.1 Conceitos, formação e modelagem da CLA e CL	29
2.2.2 Partes constitutivas.....	33
2.2.3 A dinâmica da CLA	35
2.3 Camada limite atmosférica marinha: o cenário no Oceano Atlântico Sul	36
2.3.1 Mecanismo de Ajuste de Pressão (MAP)	37
2.3.2 Mecanismo de Mistura Vertical (MMV)	40
2.4 Circulação dos ventos globais e locais e a CLA e CLAM	40
3 METODOLOGIA	43
3.1 Delineamento da pesquisa e classificação metodológica	43
3.2 Séries Temporais e a técnica DFA (<i>Detrended Fluctuation Analysis</i>)	44
3.2.1 Séries temporais: conceitos e propriedades	44
3.2.2 DFA: origens e objetivos	45
3.3 Simulação com o WRF.....	53
3.3.1 Visão geral do WRF.....	53
3.3.2 Parametrizações usadas na pesquisa, aninhamentos e interações	55
3.3.3 As opções de parametrizações usadas na pesquisa	57
3.3.3.1 Parametrização para o Estado da Bahia	57
3.3.3.2 Parametrização das Bóias e aproximação ao continente	58
3.4 Universo da pesquisa: localização e critérios de inclusão e exclusão.....	59
3.4.1 Delimitações espaciais e cronológicas e normalização de fontes	60
3.4.2 Critérios de inclusão e exclusão de estações e de dados.....	63
3.4.3 Etapas da investigação: itinerário metodológico.....	65
4 ANÁLISE DOS DADOS: ESTAÇÕES EM TERRA E MAR	68
4.1 Considerações sobre os ventos na CLA na Bahia e América do Sul	68
4.2 O perfil da velocidade do vento em Salvador na estação de Ondina	70
4.3 Estações meteorológicas na Bahia: Esplanada, Mucugê, Mucurí e Abrolhos	74
4.4 Bóias costeiras (PNBOIA) e Oceânicas (PIRATA)	82
4.4.1 Bóias costeiras (plataforma continental)	82
4.4.2 Bóias oceânicas.....	86
4.4.3 Índícios de dependência do <i>crossover</i> com a proximidade continental.....	88
5 CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES	95
REFERÊNCIAS	98
APÊNDICE A - RELAÇÃO DE TRABALHOS PUBLICADOS	111

1 INTRODUÇÃO

Neste capítulo são apresentados os aspectos introdutórios da pesquisa, suas bases, cenários físicos atuais, demandas e relatos sobre a motivação ao estudo, as questões norteadoras da pesquisa, o problema fundante e objetivos, geral e específicos, bem como as justificativas para a escolha da temática, com registros do seu estado da arte e a sua importância.

1.1 Elementos motivacionais da pesquisa

A importância das energias renováveis e o seu aproveitamento como fonte de geração de energia aumenta progressivamente no atual cenário mundial de mudanças climáticas e crise energética (ORUM; KOÇAK, 2009; BLUDSZUWEIT; NAVARRO, 2011). Desta forma, entender a dinâmica de variáveis importantes, tal como a evolução temporal da velocidade do vento, a qual está intimamente relacionada com energia eólica e meteorologia, é um assunto de grande interesse (JARAMILLO; BORJA, 2004). Entretanto, normalmente, tem-se em mente que a previsão meteorológica de curto alcance é de que um dia quente é mais provável ser seguido por um dia quente do que por um dia frio e vice-versa. Por outro lado, em grande escala e em médio alcance, uma semana mais quente é geralmente seguida de uma semana mais fria, que na realidade corresponde à média de duração dos regimes meteorológicos mais frequentes. No entanto, como alcances mais longos são governados por diferentes processos, como padrões de circulação e, às vezes até influenciado por tendências como o aquecimento global, definir uma correlação de longo alcance torna-se mais difícil (KURNAZ, 2004). Desta forma, para extrair a correlação de longo alcance em séries temporais não estacionárias foi desenvolvido o método conhecido como DFA (*Detrended Fluctuation Analysis*).

O método foi aplicado para a análise de DNA e sua evolução (PENG *et al.*, 1994; STANLEY *et al.* 1999), economia (LIU *et al.* 1997; MANTEGNA; STANLEY,

2000; COSTA; VASCONCELOS, 2003), dinâmica cardíaca (IVANOV *et al.* 1996, HAVLIN *et al.* 1999), comportamento da dinâmica da temperatura atmosférica (KOSCIELNY-BUNDE *et al.*, 1998), geologia (MALAMUD; TURCOTTE, 1999), clima (IVANOVA; AULOOS, 1999), análise da estrutura das núvens (IVANOVA *et al.*, 2000), fluxo de descarga de um rio (MONTANARI *et al.*, 2000), estudos de canais de íons (SIWY, 2002), transições de fase (ZEBENDE *et al.* 2004), análise de flutuação do raio-X de sistemas astrofísicos (MORET *et al.*, 2003; ZEBENDE *et al.*, 2005; MORET *et al.*, 2010; MORET, 2014), dinâmica molecular de proteínas (FIGUEIREDO *et al.*, 2010), manchas solares (MORET, 2014), análise viral (AZEVEDO *et al.*, 2016), entre outros.

Frequentemente, observa-se que vários fenômenos naturais têm como propriedade comum uma dinâmica caracterizada pela existência de correlações de longo alcance, ou seja, quando a sua função de autocorrelação diminui (ou aumenta) seguindo uma lei de potência (TSONIS *et al.*, 1999; GLAHN *et al.*, 2009). Entretanto, alguns trabalhos têm evidenciado a presença de duas escalas distintas na análise de séries temporais da velocidade do vento usando a técnica DFA. Citam-se, como exemplos, os trabalhos de Kavasseri e Nagarajan (2004), Koçak (2009) e Santos *et al.* (2012). Além da variável velocidade do vento, análise de séries temporais via DFA também tem sido aplicada para outras variáveis meteorológicas e climatológicas, tais como chuva em Matsoukas *et al.* (2000), umidade relativa (CHEN *et al.*, 2007), temperatura (ORUM; KOÇAK, 2009), formação de nuvens (IVANOVA; AUSLOOS, 1999) e o índice NAO (*North Atlantic Oscillation*) (CALDEIRA *et al.*, 2007).

Relativamente às series temporais de vento, o trabalho de Kavasseri e Nagarajan (2004) mostra que, em escalas de curto alcance, tem-se que os dados se assemelham ao ruído *browniano*, enquanto que, para grandes escalas de tempo, os dados indicam a existência de correlações de longo alcance, surgindo então o aparecimento de um fenômeno registrado por um *crossover* (separação entre as escalas com possíveis efeitos de turbulência e correlação de longo alcance, sinalizando uma mudança de dinâmica), atribuído às mudanças nas propriedades de correlação do sinal em diferentes escalas temporais ou espaciais. Segundo os autores, isto provavelmente ocorreu devido às flutuações na velocidade do vento em curtas escalas de tempo (horas) ser dominadas por fenômenos atmosféricos

governados por um sistema local ou regional, enquanto que para grandes escalas de tempo (dias a meses) as flutuações são influenciadas por um mais geral sistema global.

O trabalho de Koçak (2009) registra também a existência de correlações de longo alcance na velocidade do vento em vinte estações eólicas na Turquia, evidenciando também o fenômeno de *crossover*, de forma que a mudança de expoente de escala foi causada, provavelmente, por algum padrão climático, comparando seus resultados com Matsoukas *et al.* (2000).

Santos *et al.* (2012) também registraram correlações de longo alcance no estado de Pernambuco, no Brasil, analisando as séries temporais com a técnica DFA e estatísticas clássicas, onde verificaram também dois regimes de escalas distintos indicando também a existência do *crossover*. Além disto, devido às semelhanças com os trabalhos anteriores, sugerem que isto possivelmente indique um comportamento universal das flutuações de velocidade do vento.

Mais recentemente, Anjos *et al.* (2015) analisaram correlações em séries temporais diárias de velocidade do vento na ilha de Fernando de Noronha (360 km *offshore* da costa Brasileira no oceano Atlântico), nordeste do Brasil, usando DFA. Encontraram que o vento exibe correlação de longo alcance de forma persistente, não apresentando *crossover*.

Salienta-se que nos trabalhos citados anteriormente os dados observados são coletados sempre próximos ao solo (normalmente a 10 m), sem uma investigação em níveis mais elevados, o que se torna necessário principalmente em estudos voltados à análise da dinâmica dos ventos para aplicações em energia eólica, visto que as turbinas eólicas se encontram em alturas mais elevadas.

Em análises recentes apresentadas em Santos *et al.* (2019), resultados desta tese, as séries temporais de velocidades de vento em diferentes regiões do estado da Bahia e do Arquipélago de Abrolhos, Brasil, com o uso da técnica de DFA (IVANOVA; AUSLOOS 1999; CALDEIRA; FERNANDEZ, 2007; PENG, 1994; KOÇAK,1980) e simulações com o modelo de mesoescala WRF (*Weather Research and Forecasting*) (SKAMAROCK, 2005; SKAMAROCK *et al.*, 2008), ratificou-se a existência de correlações de longo alcance e leis de potência associadas em regiões *onshore*. Isto possibilitou evidenciar correlações com as leis de potência em duas regiões de escalas distintas (subdifusivas e persistentes). No entanto, em regiões

que não estão sujeitas a condições de efeitos locais, como pequenas ilhas distantes do continente, os efeitos sinóticos indicaram ser os mais importantes e ativos camada limite atmosférica marítima. Desta forma, estudos avaliando a dinâmica dos ventos em casos *onshore* e *offshore* são muito importantes no contexto da energia eólica, onde a técnica DFA e a modelagem computacional com modelos de mesoescala se mostram ferramentas com grande potencial (SANTOS *et al.*, 2020).

1.2 Objetivos: geral e específicos

O objetivo geral desta pesquisa é analisar as séries temporais da velocidade do vento em diferentes regiões do estado da Bahia, costa brasileira (plataforma continental), Oceano Atlântico Sul e costa da África, por meio da utilização da técnica DFA (*Detrended Fluctuation Analysis*) e do modelo WRF, para verificar a existência de correlações de longo alcance e leis de potência associadas.

Como objetivos específicos tem-se:

- a) avaliar, com a técnica DFA, o comportamento da velocidade do vento com dados reais e simulados com o modelo de mesoescala WRF;
- b) analisar o comportamento da velocidade dos ventos e as relações do mesmo com a camada limite atmosférica, em especial no que se refere às relações continente e oceano;
- c) identificar a existência ou não do fenômeno do *crossover onshore* e *offshore* e suas eventuais dependências.

1.3 O estado da arte e a importância da pesquisa

A existência de registros de séries temporais da velocidade do vento poderia desdobrar-se na análise estatística e imediata destes dados. Não obstante, isto se desdobra nas análises clássicas das interpretações estatísticas já consolidadas sobre o comportamento desta variável, a citar tem-se a distribuição Pearson Tipo III, que tem sido usada com muita frequência para descrever distribuições de

velocidade do vento (PUTNAM, 1948; SHERLOCK, 1951; JUSTUS *et al.*, 1976; WENTINK, 1974; COROTIS *et al.*, 1978; BOSSANYI *et al.*, 1979).

De forma geral, as técnicas clássicas não têm obtido sucesso na proposta de previsibilidade, de forma que diversas outras técnicas têm sido propostas em função do horizonte cronológico de projeção que cada uma consolida. Desta forma, pode-se classificá-las como sendo de curtíssimo prazo, que variam de segundos a 30 minutos à frente no tempo; de curto prazo, que são de 30 minutos a 6 horas à frente; de médio prazo, que são de 6 horas a 1 dia à frente e de longo prazo de 1 dia a 1 semana à frente (SOMAN *et al.*, 2010). Além disto, os métodos de previsão são baseados em uma das seguintes formas: Métodos de persistências; Métodos de abordagens físicas; Métodos de abordagens estatísticas; e de Abordagem Híbrida; que resumidamente, pode-se elencar no Quadro 1, a seguir:

Quadro 1 Métodos de previsão de velocidade do vento

Métodos	Característica
Persistência	Prediz a velocidade do vento supondo que a velocidade do vento no instante será indexada ao instante seguinte exigindo-se uma correlação entre os valores da velocidade atual e futura. São métodos numéricos de previsão de tempo que considera como requisitos essenciais os obstáculos, rugosidade superficial local e suas alterações e os efeitos da orografia (GLAHN; LOWRY, 1972; COROTIS; SIGL; KLEIN, 1978; JACKS <i>et al.</i> , 1990; VISLOCKY; FRICHT, 1995; FOLEY; LEAHY; BUNDE <i>et al.</i> , 2001; GIEBEL; LANDBERG; KARINIOTAKIS, 2003; CARVALHO; JONES; LIEBMANN, 2004; MCKEOGH, 2010; GIANNAROS; MELAS; ZIOMAS, 2017; KIRINUS <i>et al.</i> , 2018; SANTOS <i>et al.</i> , 2019; SANTOS <i>et al.</i> , 2020) e outros que seguem as mesmas linhas.
Físicos	Utiliza dados reais para completar as lacunas que possui, como velocidade do vento, direção, condições do terreno, condições climáticas a fim de obter uma estimativa da energia eólica e usa ferramentas computacionais com demandas de aumento da capacidade de resolução dos computadores empregados na extração do campo de vento (BOX; JENKINS, 1976; CHEN, 1989; CALDEIRA; FERNANDEZ; PACHECO, 2007; WU; HONG, 2007; SOMAN <i>et al.</i> , 2010; BLUDSZUWEIT; NAVARRO, 2011; GIANNAROS; MELAS; ZIOMAS, 2017) e outros.
Estatísticos	Utiliza-se da análise de série de dados passados e as condições meteorológicas (pressão atmosférica, altitude, nebulosidade <i>etc</i>) são desconsideradas sendo realizada somente a relação entre o tempo de previsão e a saída da energia potencial eólica com o uso de técnicas de redes neurais artificiais (RNA) (GLAHN; LOWRY, 1972; COROTIS; SIGL; KLEIN, 1978; CHEVALLIER <i>et al.</i> , 1998; KANTELHARDT; BUNDE; REGO, 2001; KOÇAK, 2002; KAVASSERI; NAGARAJAN, 2004; WU; HONG, 2007; KOÇAK, 2009; SOMAN <i>et al.</i> , 2010; BLUDSZUWEIT; NAVARRO, 2011; KIRINUS <i>et al.</i> , 2018) dentre outros.

Métodos	Característica
Híbridos	É a relação entre duas ou mais situações onde uma complementa a(s) outra(s), como, por exemplo, aplicar um método numérico com um de abordagem física. Também pode ser na mesma simulação analisar os dados de vento para curtíssimo prazo e curto prazo ou médio prazo e longo prazo utilizando-se de RNA ou outras combinações com diversos autores em tentativas com razoável sucesso.

Fonte: (Próprio autor, 2019).

Além dos modelos de previsibilidade clássica da velocidade do vento, tem-se que considerar que os movimentos na atmosfera têm várias escalas espaciais e temporais. Assim, os fenômenos de microescala são aqueles que tem escala de pequenos turbilhões, com movimentos caóticos de alguns metros, e os de mesoescala têm escala de alguns metros a dezenas de quilômetros, como os próprios ventos que se formam sobre montanhas, pequenas tempestades tropicais etc (SKAMAROCK *et al.* 2008a; SKAMAROCK *et al.*, 2008b).

1.4 Estrutura proposta para a construção e organização da Tese

Esta Tese de Doutorado será estruturada em capítulos, em conformidade às regras da ABNT, e em acostado à mesma tem-se o Apêndice A, que descreve a relação cronológica dos trabalhos publicados e associados à mesma.

Desta maneira tem-se a seguinte configuração:

- No Capítulo 1 tem-se a descrição em texto de aproximação ao tema da pesquisa com registros documentais sobre o mesmo, bem como as demandas energéticas atuais e os principais trabalhos no setor e que justificam o uso das técnicas adotadas nesta pesquisa. A partir disto, evidenciam-se os objetivos, geral e específicos, questões inovadoras, estado da arte e a importância da pesquisa;
- No Capítulo 2 é abordado, em uma revisão de literatura, as principais temáticas usadas na discussão do trabalho, ou seja, o conceito sobre a

camada limite atmosférica (CLA) e sua dinâmica, e as considerações sobre os seus aspectos turbulentos e de formação de ventos nos seus ciclos, terrestre e marinho, bem os pressupostos físicos da sua modelagem e suas relações com as leis de potência e a criticalidade associadas;

- No Capítulo 3 descreve-se a metodologia utilizada com o delineamento da pesquisa e sua classificação metodológica, bem como a descrição, passo a passo, desde a origem dos dados (seus processos de inclusão, exclusão e normalização), com a descrição das estações de coleta de dados, em terra e mar, perpassando por análise e qualificação dos dados experimentais, as séries temporais, a técnica DFA e o modelo WRF, que foram os instrumentos e técnicas usadas na pesquisa;
- No Capítulo 4 apresenta-se um pouco mais sobre a dinâmica dos ventos na América do Sul, com um confronto entre os dados reais, os simulados e as propostas teóricas que os consubstanciam, em terra e mar, com foco nas análises de estações extremas do estado da Bahia, ao norte no município de Esplanada, ao centro no município de Mucugê, no sul no município de Mucurí e no mar, ao sul, no arquipélago de Abrolhos, bem como uma análise dos dados oriundos das bóias da Marinha, nos extremos do país e no oceano Atlântico Sul. Por fim,
- No Capítulo 5 faz-se uma resenha das conclusões da pesquisa onde se sugere melhores análises para refinamentos aos resultados, bem como tratativas para eventuais generalizações das propriedades e comportamentos sugeridos.

2 REVISÃO DE LITERATURA

Neste capítulo são apresentadas as principais considerações teóricas sobre as bases das relações entre os ventos e a CLA, em terra e mar, com as nuances de cada uma das teorias utilizadas na construção argumentativa.

2.1 Escalas de força, espaço e tempo no estudo dos ventos

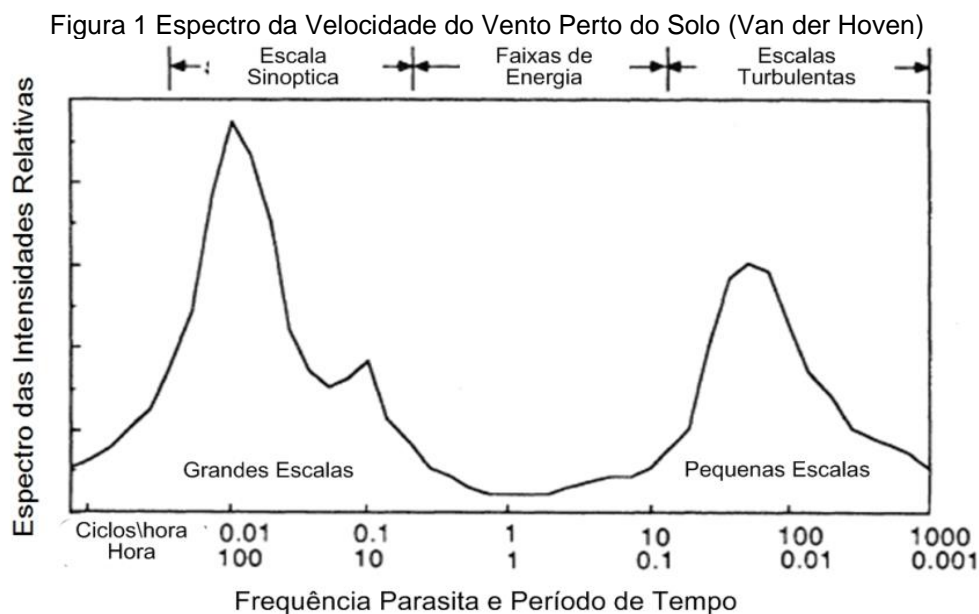
De uma forma geral quando se reflete sobre estas questões associadas aos fluídos observa-se que quase tudo no planeta comporta-se como se fosse um fluido ou se move em um fluido ou próximo dele de forma que a essência do estudo do escoamento dos fluidos é um compromisso criterioso que perpassa entre a teoria e a experimentação (AHRENS, 2012) e (BURTON; SHARPE; JENKINS, 2001).

Os movimentos atmosféricos têm características diversas e uma delas é a variedade de escalas que têm variações da faixa milimétrica até dezenas e até centenas de quilômetros no aspecto espacial e no aspecto temporal tem-se variações da ordem de fração de segundos até vários meses e anos. Essas escalas de movimento são geralmente classificadas em três categorias: micro, meso e macroescala (ARYA, 2001) e (AHRENS, 2012).

Esta representação pode ser bem ilustrada na Figura 1 a seguir, onde nas ordenadas tem-se uma medida da porção da energia de turbulência e nas abscissas fornece o tamanho do turbilhão no período de tempo e, no caso de ventos, a sua frequência da variação da velocidade, que é o que nos interessa nesta pesquisa, de forma que os redemoinhos pequenos têm períodos de tempo mais curtos do que grandes redemoinhos (conhecida como hipótese de Taylor) (STULL, 1988). Assim, o pico mais à esquerda com um período de cerca de 100 h corresponde à velocidade do vento variações associadas à passagem de frentes e sistemas climáticos de maneira que se pode ratificar a existência inclusive das ondas

planetárias, denominadas de ondas de Rossby (1939, Carl-Gustaf Arvid Rossby) (BURTON, 2011).

Importa considerar que estas ondas formam-se devido à variação do efeito Coriolis com a latitude, inclusive com o registro da sua velocidade de fase (cristas das ondas) que tem sempre um movimento para oeste e a velocidade de grupo da onda (fluxo de energia) pode estar em qualquer direção enquanto que as ondas mais curtas geralmente têm uma velocidade de grupo para leste ao tempo em que as ondas mais longas têm uma velocidade de grupo para oeste (se propagam para da direita para a esquerda - de leste para oeste) e com comprimento de onda (tipicamente 3000 km), conforme se observa na Figura 1.



Fonte: Adaptado de Stull (1988)

Desta maneira a Figura 1 também indica as evidências do ciclo das ondas de Rossby inclusive com registro de velocidade do vento com pico próximo de 24 h e com desdobramentos sucessivos em redemoinhos em microescala tendo durações de 10 horas a 10 minutos, onde os maiores redemoinhos são geralmente os mais intensos e os redemoinhos menores e de alta frequência são muito fracos, criando-se regiões de cisalhamento de vento que podem gerar redemoinhos menores (STULL, 1988).

Estes comportamentos da velocidade do vento ocorrem por diversos fatores a citar os principais como sendo a transferência de calor, transferência de massa e de

momento que tem ocorrência contínua na relação entre a atmosfera, a terra e o oceano, gerando a relação atmosfera-terra-oceano, e que gera fenômenos indexados à CLA, onde se descreve o espectro esquemático da velocidade do vento próximo ao solo (AHRENS, 2012).

Com as escalas é possível também estimar as magnitudes de vários termos nas equações que regem os movimentos atmosféricos, considerando-os ou desprezando-os quando forem convenientes, a citar os comprimentos característicos, as profundidades e escalas de tempo em que as flutuações ocorrem (por exemplo, as escalas horizontais de apenas alguns quilômetros tendem a ter escalas de tempo curtas, de modo que os termos que envolvem a rotação da Terra ficam insignificantes, enquanto para escalas maiores eles se tornam muito importantes) (HOLTON; HAKIM, 2013).

Neste sentido no Quadro 2, a seguir, tem-se as classificações dos exemplos de vários tipos de movimentos em escala horizontal para a região espectral de 10^{-7} a 10^7 metros.

Quadro 2 Escala de Movimentos Atmosféricos

Tipo de Movimento	Escala Horizontal (metros)
Caminho livre médio molecular	10^{-7}
Redemoinhos turbulentos por minuto	10^{-2} a 10^{-1}
Pequenos redemoinhos	10^{-1} a 1
Redemoinhos de Poeira	1 a 10
Rajadas de Vento	10 a 10^2
Tornados	10^2
Nuvens cumulonimbus	10^3
Frentes, linhas de vento	10^4 a 10^5
Furacões	10^5
Ciclones Sinóticos	10^6
Ondas Planetárias	10^7

Fonte: Adaptado de Holton e Hakim (2013)

Assim, os argumentos de escala podem ser usados de forma extensiva no sentido de simplificar as equações governantes para uso na modelagem de vários tipos de sistemas de movimento e no caso particular da modelagem da velocidade

dos ventos isto as torna factíveis de serem moldadas nos modelos numéricos legitimando as suas representações simuladas no quesito de velocidades (STULL, 1988).

É também importante considerar que teoria da camada limite, quando aplicada na atmosfera, tem seus aspectos turbulentos em diversas escalas de tempo com variações da velocidade do vento em um padrão irregular, o que é uma assinatura característica de turbulência, com uma quase aleatoriedade o que torna a turbulência diferente de outros movimentos, como os ondulatórios, por exemplo, entretanto a capacidade de encontrar-se um valor médio estatisticamente estável no tempo sugere que a turbulência, neste caso, não é completamente aleatória (STULL, 1988).

Assim, ainda no caso da atmosfera, observa-se também que próximo ao horário do meio dia, a velocidade instantânea do vento é frequentemente mais rápida ou mais lenta do que a sua média de maneira que estas características indicam que podem ser utilizadas a variância ou desvio padrão para caracterizar a intensidade da turbulência, com indicativo de haver uma grande variedade de escalas de tempo de variação do vento (HOLTON; HAKIM, 2013).

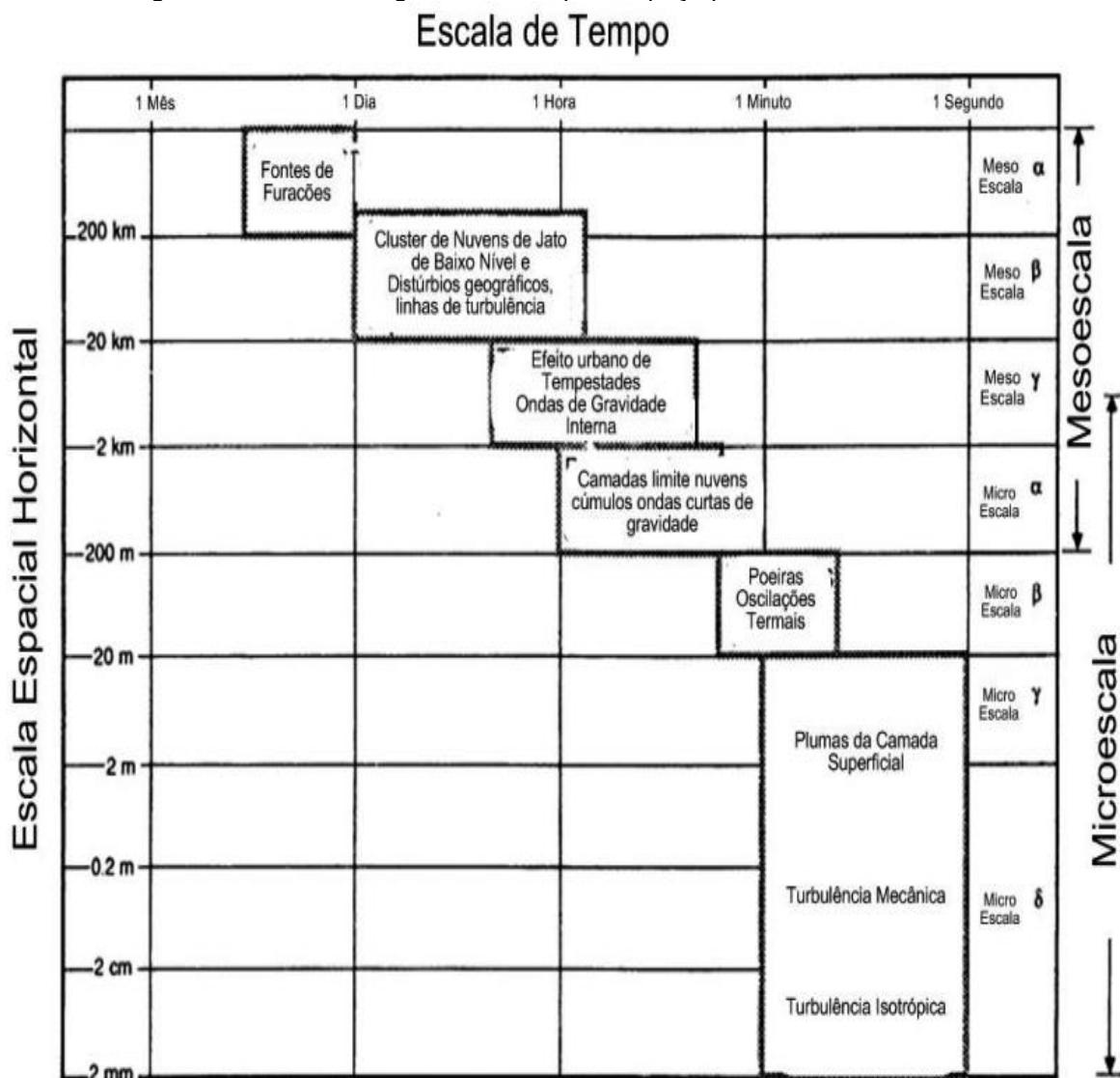
Assim, de forma análoga observa-se também que as menores variações detectáveis da velocidade do vento estão na faixa de 10 segundos, de forma a ter-se um espectro de turbulências análogo ao espectro de cores difratadas em um prisma, de maneira que uma análise semelhante pode ser feita em um sinal turbulento com o uso de transformadas matemáticas de maneira a determinar-se a energia cinética de turbulência total (STULL, 1988).

Compondo-se assim um cenário de comparação com outras escalas de movimentos meteorológicos, conforme se observa na Figura 2, onde um esquema de classificação para fenômenos meteorológicos como uma função de suas escalas de tempo e espaço, pode ser classificado, pois, fenômenos como turbulência com escalas espaciais menores do que cerca de 3 km e com escalas de tempo menores do que cerca de 1 h são classificados como microescala ao tempo em que o estudo da camada limite envolve o estudo de microescala processos (STULL, 1988).

A micrometeorologia então analisa esta fenomenologia com métodos estocásticos, com propostas teóricas de similaridade e com classificações fenomenológicas, ou seja, com os métodos estocásticos se analisa os efeitos

estatísticos médios dos redemoinhos; as teorias da similaridade envolvem os aparentes comportamentos comuns exibidos por muitos fenômenos empiricamente observados nas suas respectivas dimensões, e, as classificações fenomenológicas nas suas diversas estruturas de diversos tamanhos são classificadas de determinista, conforme se observa na Figura 2 (AHRENS, 2012).

Figura 2 Ordens de magnitude de tempo e espaço para micro e mesoescalas



Fonte: Adaptado de Stull (1988)

Ocorre que as velocidades dos ventos podem estar em quase todas estas escalas em função da sua altura, da sazonalidade analisada e dos ciclos da dinâmica da camada limite modelada, terrestre ou marinha, conforme se comenta a seguir.

2.2 A camada limite atmosférica (CLA)

A aplicação da modelagem da camada limite no cenário atmosférico engloba a existência de duas camadas, a CLA e Atmosfera Livre (AL), que têm características próprias e em alguns casos conflitantes, pois nos aspectos das turbulências observa-se que a CLA tem atrito aflorando como arrasto forte contra a superfície da terra.

Com isto tem uma grande dissipação de energia com dispersão em mistura turbulenta rápida na vertical e horizontal enquanto que a AL não; pois se confronta com a CLA embaixo e o vácuo em cima (MOREIRA; TIRABASSI, 2004; MÜLLER, 2006), o que nos obriga para um melhor entendimento do comportamento da velocidade dos ventos uma análise mais detalhadas destas características e dinâmicas de cada uma delas, e, no caso na CLA, a análise quando as fronteiras inferiores são a terra, no continente, e o mar, no oceano, desdobrando-se na camada limite atmosférica marinha (CLAM).

2.2.1 Conceitos, formação e modelagem da CLA e CL

Estas misturas turbulentas consideram a existência de ventos de perfil de velocidade quase logarítmico na camada superficial e com fluxo sub geostrófico (que é o vento quase teórico e resultante do balanço exato entre o efeito Coriolis e a força do gradiente de pressão e que difere do vento verdadeiro devido a forças de atrito e outras forçantes que podem ocorrer) (STULL, 1988; STULL, 2012).

É comum a existência de ventos que ocorram com transporte vertical e com turbulência em dominância no próprio transporte vertical, inclusive com a turbulência em dominância e com espessura variando entre 100 metros a 3 km no tempo e no espaço e com oscilações diurnas sobre a terra (MÜLLER, 2006).

Já na camada livre da atmosfera tem-se a dissipação viscosa e pequena e com difusão molecular pequena com transporte horizontal rápido por meio do vento que é quase geostrófico com vento médio e com variações lentas no tempo (MÜLLER, 2006).

Os mecanismos que alimentam a formação da CLA perpassam por sua principal fonte de energia que é a radiação solar, que tem a sua maior parte absorvida no solo e transmitida para o resto da atmosfera por processos de convecção. Deve-se considerar também que cerca de 90% da radiação líquida absorvida pelos oceanos causa evaporação, totalizando a evaporação de cerca de 1 milhão de metros cúbicos de água por ano em todos os oceanos do planeta (MÜLLER, 2006).

Concomitantemente a isto se observa também que o calor latente armazenado no vapor de água é responsável por 80% do o combustível que impulsiona os movimentos atmosféricos com registros fenomenológicos associados à existência das safras são cultivadas, com a distribuição parcial do Pólen nas circulações da camada limite com núcleos das nuvens agitados no ar a partir da superfície por processos de convecção (STULL, 1988; STULL, 2012).

Também, ainda de acordo com o preconiza Stull (1988), se deve considerar que a evolução de tempestades e furacões (e tufões) está ligada ao influxo de ar úmido na convecção com transporte turbulento com cerca de 50% da energia cinética da atmosfera na modalidade de convecção.

Observa-se também que o estresse do vento na superfície do mar é a principal fonte de energia para as correntes oceânicas e o transporte turbulento e a advecção que movem água e oxigênio para formas de vida imóveis como plantas (STULL, 2012).

Assim a turbulência é uma parte intrínseca da camada limite atmosférica que deve ser quantificada para que seja estudada e a aleatoriedade da turbulência torna difícil a sua descrição determinística. Por tal razão utilizam-se estatísticas clássicas para a descrição das suas propriedades de forma sempre incompleta ao tempo em que se utilizam também os seus diversos espectros com modelagens feitas com equações constitutivas gerais (STULL, 1988; STULL, 2012).

Esta modelagem apresenta diferenças apenas nas simplificações dos termos fonte, dependendo do domínio computacional, estratificação térmica e de outros fatores que se desejam incluir no modelo. Inclusive, sobre isto, vale considerar que, nesta pesquisa, não se apresenta a modelagem das equações governantes para o cenário atmosférico, pois se utiliza o modelo WRF que já resolve as mesmas sob condições de contorno específicas e com método das diferenças finitas em

A circulação atmosférica nesta região, tanto em escala sinóptica como em local, está indexada por sua representação desta camada, que apresenta um elevado número de Reynolds, ou seja, a velocidade do escoamento faz com que haja flutuações aleatórias e rápidas, ou seja, escoamento turbulento (quando se tem um número de Reynolds pequeno, as forças viscosas conseguem evitar essas flutuações) e promove o transporte de calor, massa e momento (STULL, 1988).

A espessura da CLP varia de dezenas de metros a vários quilômetros e é, normalmente, definida como o nível em que a turbulência desaparece ou se torna insignificante, e isto é variável com diversos fatores espaciais e temporais. Sua altura está condicionada a fatores como: taxa de aquecimento ou resfriamento da superfície, força dos ventos, rugosidade superficial, características topográficas da região, movimentos verticais de grande escala, advecção horizontal de calor e umidade, dentre outros (ARYA, 2001).

A estrutura da CLP fica bem definida quando se tem cenário de regiões de alta pressão sobre a superfície terrestre e de condições de bom tempo e pode ser influenciada pelo ciclo solar diário, visto que, durante o dia, ocorre um processo de convecção, onde o calor disponibilizado pelo sol é transferido para a atmosfera mais fria de modo ascendente, situação esta que provoca uma expansão de 1 a 2 km na espessura da CLA (STULL, 1988) e (ARYA, 2001).

Assim a CLA é uma porção da troposfera que sofre influência de forçamentos da superfície terrestre, com sua espessura oscilando em função do tempo (uma hora ou menos) e do espaço (de centenas de metros a alguns quilômetros). Esses forçamentos, promovidos pelo ar turbulento na CLA, incluem transferência de calor (entre o dia e a noite), umidade (via evaporação e transpiração), fricção (momentum), emissão de poluentes e relevo (STULL, 2012).

Importa considerar também que não será feita aqui uma modelagem com as equações governantes e as suas considerações de termos de importância e escalas, visto que o modelo de simulação a ser usado já trata desta questão de forma discreta com o uso de métodos de diferenças finitas para a solução das suas matrizes numéricas, não obstante é importante o registro de que as malhas mais finas sempre vão indicar uma melhor modelagem ao tempo em que demandam também de tempo sempre maior de computação.

2.2.2 Partes constitutivas

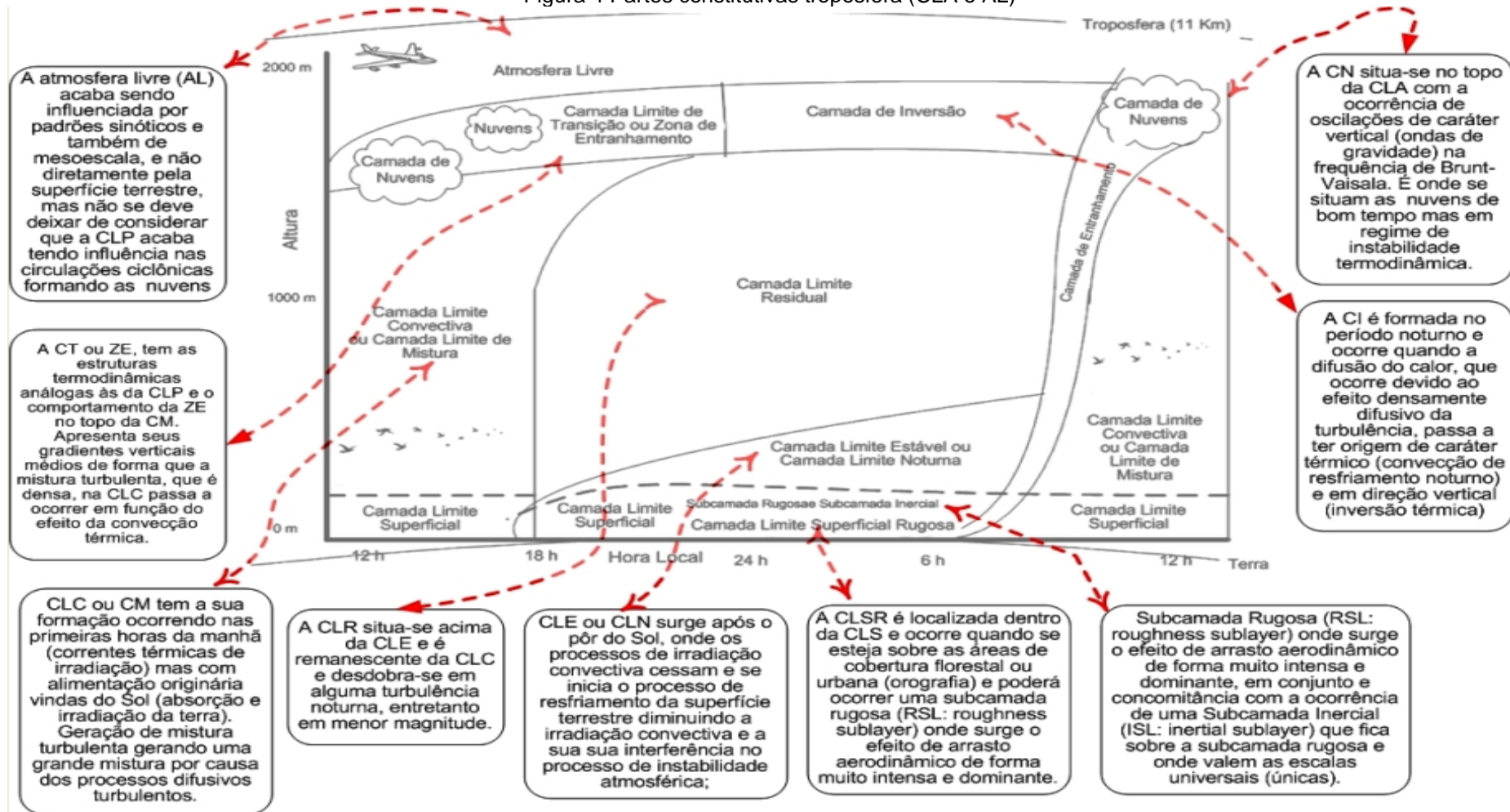
Com estas características citadas anteriormente observa-se também que o cenário na CLA é dinâmico e segue um período diário, quiçá períodos sazonais, que são função dos ciclos diários e sazonais regulados pelo Sol nas suas diversas periodicidades (STULL, 2012).

Antes de se apresentar as suas partes constitutivas torna-se interessante um breve comentário sobre a sua dinâmica diária, que é a que mais nos interessa nesta pesquisa, visto que os ciclos de velocidade dos ventos em estudo, em geral obedecem a uma dinâmica de poucas horas, como será constatado a seguir nas análises dos dados coletados e simulados.

Desta maneira o ciclo menor, diário, que se observa na CLA inicia-se com o seu aquecimento diretamente devido ao aquecimento da superfície da terra em conjunto com os processos de difusão do calor, com efeitos fortemente difusivo da turbulência, passando a caracterizar origem térmica convectiva ao tempo em que durante o período noturno a camada limite superficial (CLS) em contato com a superfície acaba por sofrer o resfriamento, em especial quando ocorrem noites com pouca umidade e com ausência de nuvens e ventos fracos, já na CLA a velocidade do vento é limitada devido ao efeito da fricção aerodinâmica do ar com a superfície atrito (STULL, 2012), registrando-se assim um conjunto de fenômenos que repetem-se de forma macroscópica como sendo o atrator diário (que é o estado ou conjunto de comportamentos para o qual evoluiu um sistema dinâmico, não dependendo do seu ponto de partida) do cenário na CLA e suas zonas e camadas que descreve-se a seguir.

Desta forma sobre estas zonas e camadas é possível tecer os seguintes comentários de participação nesta dinâmica diária citada grosso modo anteriormente, ilustrado na Figura 4, a citar:

Figura 4 Partes constitutivas troposfera (CLA e AL)



Fonte: (Próprio autor, 2020) adaptado de (ARYA, 2001; STULL, 2012; STULL, 1988)

2.2.3 A dinâmica da CLA

Com o exposto pode-se descrever a dinâmica da camada limite considerando-se o ciclo diário do fluxo de radiação solar, que se inicia após o nascer do Sol que aquece a superfície da Terra e em desdobramento aquece por irradiação a CLP (na forma de calor sensível) e durante o dia a Camada Limite Convectiva (CLC) é dividida em função da altura em Camada Limite Superficial (CLS), Camada de Mistura (CM) e Zona de Entranhamento (ZE).

Já após o pôr do Sol, inicia-se o processo de formação da Camada Limite Estável (CLE), denominada de Camada Limite Noturna (CLN), e tem a sua origem no processo de resfriamento da superfície da terra que, com o por do Sol, deixa de interferir na instabilidade atmosférica, diminuindo os processos de turbulências.

No que se refere à Atmosfera Livre (AL) pode-se afirmar que ela é influenciada diretamente e prioritariamente pelos padrões sinóticos e de mesoescala, e não diretamente pela superfície terrestre de maneira que a AL passa a interagir interage com a CLP nas circulações ciclônicas que são cenários no qual a convergência do ar força uma corrente ascendente, dando origem à formação de nuvens, quiçá a precipitação (ACEVEDO *et al.*, 2010) e (BEYRICH, 1997).

Desta maneira, de forma geral, pode-se descrever um ciclo algoritmo com uma sucessão de variações na CLP conforme se ilustra no Quadro 3, a seguir:

Quadro 3 Ciclo das camadas atmosféricas

CENÁRIO NO PLANETA	CAMADA CONSTITUTIVA	Características	Observações
Nascer do Sol	CLP	Após o nascer do Sol, a superfície terrestre começa a ser aquecida pela radiação solar	Calor é transferido da terra para o ar que provoca uma mistura turbulenta e a destruição da camada de inversão.
Durante o Dia	Camada Limite Convectiva (CLC) ou Camada de Mistura (CM)	É delimitada superiormente por uma camada de entranhamento.	As correntes ascendentes ou térmicas intensificam-se aumentando a CLP.

CENÁRIO NO PLANETA	CAMADA CONSTITUTIVA	Características	Observações
Após o pôr do Sol	Camada Limite Estável (CLE), também conhecida como Camada Limite Noturna (CLN)	Devido ao resfriamento da superfície terrestre que não mais interfere a instabilidade atmosférica.	A influência dos ventos pode provocar alguma turbulência noturna (em menor magnitude).

Fonte: (Adaptado de STULL, 1988).

A CLA pode ser definida então como uma porção da troposfera que sofre influência de forçamentos da superfície terrestre, com sua espessura oscilando em função do tempo (uma hora ou menos) e do espaço (de centenas de metros a alguns quilômetros) de forma que esses forçamentos, promovidos pelo ar turbulento na CLA, incluem transferência de calor (entre o dia e a noite), umidade (via evaporação e transpiração), fricção (*momentum*), emissão de poluentes e relevo (STULL, 2012).

A altura da CLA não é um estado constante e pode ser influenciada pelo ciclo solar diário. Durante o dia, ocorre um processo de convecção, onde o calor disponibilizado pelo sol é transferido para a atmosfera mais fria de modo ascendente, situação esta que provoca uma expansão de 1 a 2 km na espessura da CLA.

2.3 Camada limite atmosférica marinha: o cenário no Oceano Atlântico Sul

É fato que o oceano e a atmosfera estão fenomenologicamente indexados pois o oceano é fonte importante de fluxos de massa e energia para a circulação atmosférica e esta é a principal forçante da circulação oceânica superficial. Esta fenomenologia tem uma dinâmica dominada por um conjunto de vórtices e meandros de mesoescala e no caso específico do Oceano, em especial do Oceano Atlântico Sul tem-se como sendo uma das regiões mais energéticas dos oceanos (ROLL, 2016; CHELTON, 2013).

A CLAM é influenciada diretamente pelo oceano, pois é nesta região que

ocorrem as trocas de umidade, de calor e momentum, a chamada interface ar-mar (SIKORA; UFERMANN, 2004; FAIRALL *et al.*, 1996) e como consequência as alterações na dinâmica da estrutura da CLAM.

Estas mudanças ocorrem prioritariamente através de processos sinóticos e de mesoescala, onde o movimento vertical e advecção das diferentes massas de ar que estão sobre o oceano e com alturas que variam de dezenas de metros, quando se tem condições de estabilidade a até alguns quilômetros quando se tem condições convectivas (MÜLLER, 2006).

As mudanças continuadas na CLAM estão indexadas diretamente às transferências de momentum e de calor na interface ar-mar além das evidências dos contrastes térmicos entre as massas de água oceânicas, pois estas massas têm, em geral, características diferentes e esta heterogeneidade acaba por catalizar a intensificação de fluxos turbulentos na relação oceano-atmosfera de maneira a afetar a estrutura dinâmica e termodinâmica da atmosfera local, e em desdobramento, a global também (CHELTON, 2013; HASHIZUME *et al.*, 2002; PEZZI *et al.*, 2005; TOKINAGA *et al.*, 2005; SMALL *et al.*, 2008; LEYBA *et al.*, 2017; BYRNE *et al.*, 2015) formando assim os chamados sistemas atmosféricos de grande escala (PIVA *et al.*, 2008; XUE *et al.*, 2000).

No sentido de explicar melhor estas relações entre o oceano e atmosfera tem-se a sugestão proposta por Lindzen e Nigam (1987) e Wallace *et al.* (1989), que considera a explicação para resposta do vento em regiões de frente térmica oceânica como atuante de duas formas, a citar: o Mecanismo de Ajuste de Pressão (MAP) e o Mecanismo de Mistura Vertical (MMV).

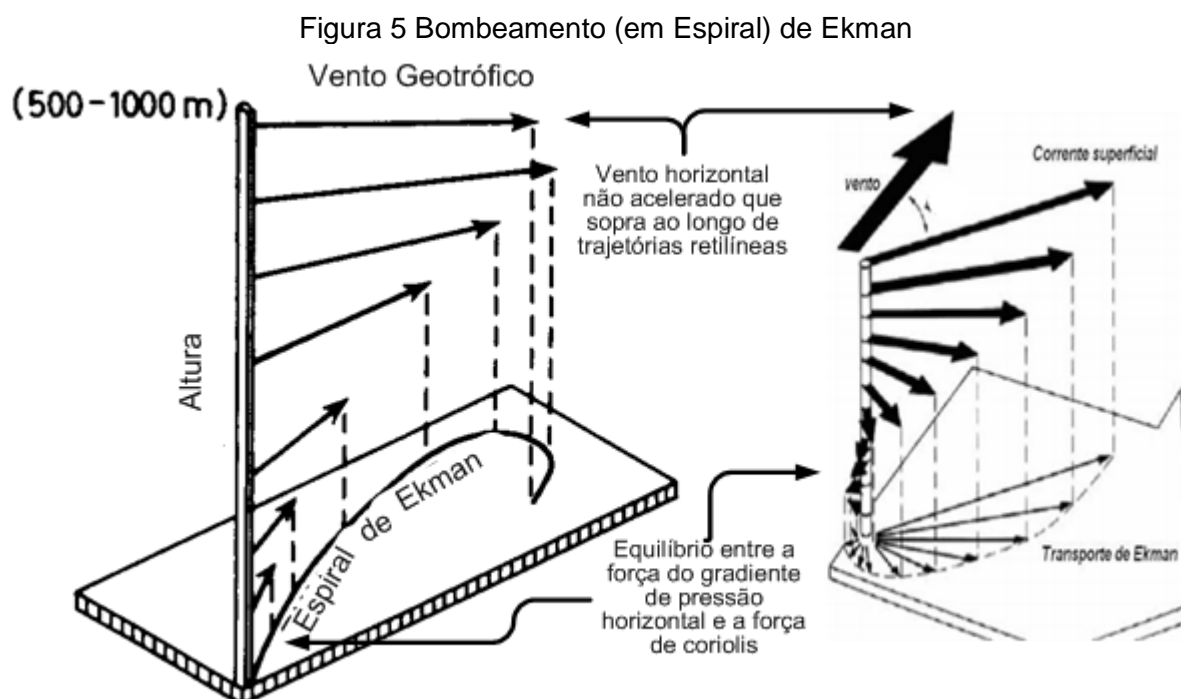
2.3.1 Mecanismo de Ajuste de Pressão (MAP)

Este mecanismo observa-se que a diferença da temperatura da superfície do mar (TSM) e a temperatura do ar (Tar) acabam por induzir um conjunto de anomalias de baixa pressão em superfície e que se desdobram produzindo convergências e divergências dos ventos na própria superfície (LINDZEN; NIGAM, 1987), de maneira a ajustar a pressão (MAP) modulando os ventos de superfície à variação da Pressão ao Nível médio do Mar (PNM) gerando um ajuste hidrostático

natural (GNANADESIKAN; WELLER, 1995).

Ainda neste mecanismo (MAP) pode-se observar que a resultante vertical apresenta duas componentes, a citar: (1) a componente térmica, onde o fluxo é impulsionado devido ao próprio ajuste de pressão à diferença de temperatura, e; (2) o mecanismo através do qual há o bombeamento de Ekman, conforme evidenciado na Figura 5, onde além deste processo evidencia-se também uma relação auto-consistente entre a atmosfera e o oceano. Ou seja, o próprio bombeamento proporciona também um transporte nas águas mais profundas, que continuam a defletir para a direita e mover a uma velocidade inferior com o aumento da profundidade ao tempo em que o transporte de Ekman se faz em ângulos retos em relação à direção do vento

Ou seja, ocorre através do vento geotrófico, que é o vento horizontal não acelerado que sopra ao longo de trajetórias retilíneas e que tem origem no equilíbrio entre a força do gradiente de pressão horizontal e a força de coriolis, proporcionando o processo de transferência de dióxido de carbono (que é “bombeado” da atmosfera para o oceano através da difusão), que é proporcionado com o equilíbrio de pressões (GNANADESIKAN; WELLER, 1995), conforme ilustrado na Figura 5, a seguir, onde se evidencia em duas visões este fenômeno:

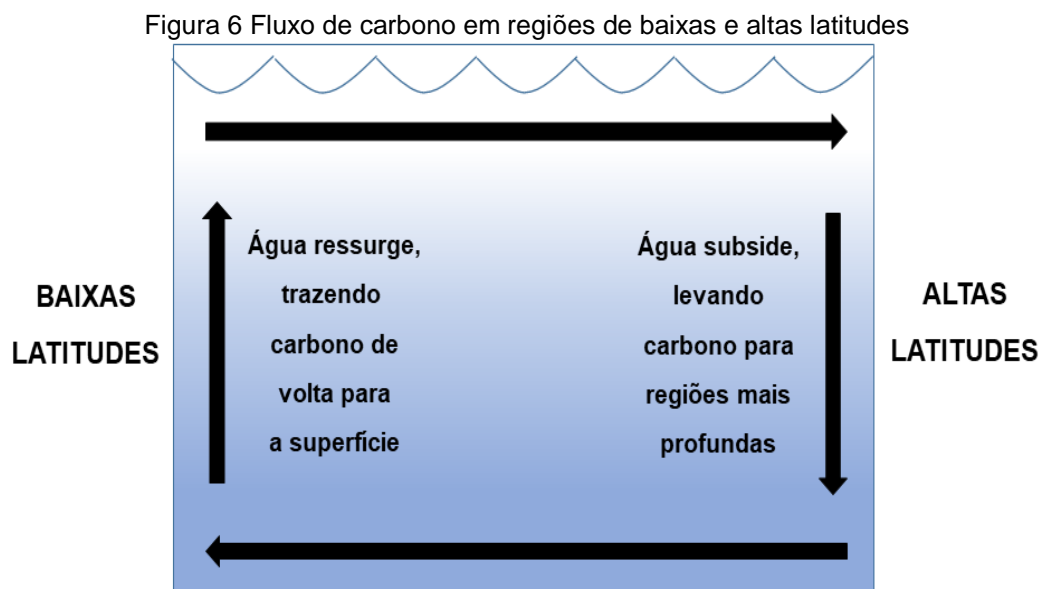


Fonte: (Próprio autor, 2020)

Ou seja, a pressão parcial do dióxido de carbono na água do mar tende a se equilibrar com a pressão parcial desse mesmo gás na atmosfera logo acima da superfície da água, inclusive em taxas proporcionais, pois quanto maior for a quantidade de dióxido de carbono presente na atmosfera, maior será a concentração desse gás na superfície do oceano (GNANADESIKAN; WELLER, 1995).

Este processo inclusive altera a distribuição deste gás na água no processo de equilíbrio dos oceanos, nas camadas superficiais e profundas, alterando também o fenômeno da subsidência de águas superficiais (ou submergência, que é o processo de acumulação e afundamento de material de maior densidade sob material de menor densidade na água do mar). Além disto, existe alteração também com o fenômeno da ressurgência, que é o processo oposto.

Estas duas forças proporcionam a circulação termoalina nos oceanos, que é a circulação oceânica global proporcionada por diferenças de densidade das águas devido a variações de temperatura ou salinidade (CHELTON, 2013), conforme ilustrado na Figura 6, a seguir:



Fonte: Adaptado de Matthews (1999)

Além disto, este conjunto de fenômenos proporcionam, devido aos vórtices gerados pela grande escala e com as forças de gradiente de pressão e de Coriolis, o favorecimento do cisalhamento vertical do vento (FELIKS *et al.*, 2004).

2.3.2 Mecanismo de Mistura Vertical (MMV)

O que é denominado de mecanismo de mistura vertical (MMV) está diretamente indexado ao processo de estabilidade estática da CLAM, pois ocorre que, sobre as águas mais frias, e, cenário de atmosfera mais estável verifica-se a existência de aumento do cisalhamento do vento, ou seja, ocorre de fato uma redução no fluxo de momentum (ou transferência de momentum linear), e o oposto verifica-se nas águas mais quentes (WALLACE *et al.*, 1989; HAYES *et al.*, 1989).

Este fenômeno, segundo o que preconiza Spall (2007), é de fato o mecanismo responsável por variações nos ventos superficiais nas proximidades de frentes térmicas oceânicas e existem variações da intensidade do mesmo de acordo com a região.

Alterações na CLAM ocorrem com estes fenômenos, por exemplo, ela aumenta lentamente a sua altura devido à intensidade dos processos advectivos e as rápidas mudanças na estabilidade superficial que fazem aumentar a rugosidade da superfície e desta forma aumentam-se as misturas de momentum em superfície (O'NEILL *et al.*, 2010).

Estes mecanismos de mistura vertical são então dinâmicos e, segundo o que preconiza O'Neill *et al.* (2010), nos processos de mesoescala no acoplamento ar-mar podem ocorrer em mais de uma via e de forma concomitante pois envolvem escala espacial das perturbações de TSM podendo-se então alterar a intensidade do vento e outras variáveis de caráter termodinâmico (ACEVEDO *et al.*; 2010).

Por fim deve-se considerar que a presença de rajadas de vento promove variação na rugosidade da superfície oceânica (em escala de centímetros) ao tempo em que as águas próximas ao equador são movimentadas para oeste, nos dois hemisférios, pelos ventos tropicais de leste ou alísios, fenômeno esta que dá origem à Corrente Equatorial (GABLER *et al.*, 2008).

2.4 Circulação dos ventos globais e locais e a CLA e CLAM

Desta maneira as ações da CLAM, com o MAP, o bombeamento de Ekman e

os MMVs atuam de forma cíclica e de forma heterogênea em função da superfície e em conjunto com a distribuição da quantidade de energia solar (radiação) que é absorvida bem como da variação em função da orografia regional (GASCH; TWELE, 2011) descrevendo grosso modo a dinâmica da CLAM.

Nesta mesma seqüência de raciocínio como os ventos globais são formados pelas diferenças de temperatura, densidade e pressão atmosférica que se juntando aos efeitos devido à rotação do planeta, tem-se a dinâmica atmosférica desenhada na formação de células, denominadas de células convectivas, na troposfera, que é a camada inferior da atmosfera, proporcionando assim um movimento de ar ascendente sobre o equador e descendente nos pólos (GASCH; TWELE, 2011).

Ainda de acordo com o que nos ensina Gasch e Twele (2011), a rotação do planeta acarreta em efeitos de precessão, tais como a força de Coriolis, que promove uma deflexão horizontal e uma transferência de *momentum* angular que é direcionado de oeste para leste desdobrando-se assim em uma inclinação do eixo do planeta em torno do sol, proporcionando assim as alterações sazonais que também se desdobram nas variações na circulação da massa de ar atmosférica ao longo de uma direção longitudinal.

Toda esta dinâmica proporciona um conjunto de padrões que, por repetirem-se em diversas escalas, são classificados em modelos básicos da circulação dos ventos na atmosfera, tal qual se ilustra no Quadro 4 a seguir:

Quadro 4 Classificação temporal da velocidade do vento

Células de Circulação	Características	Observações
Célula Hadley	Circulação da massa de ar aquecida que ascende até o equador, seguindo em direção aos pólos e retorna descendendo aos subtrópicos.	O deslocamento descendente na região favorece a presença de grandes anticiclones (no campo de pressão superficial) e desertos subtropicais, ventos alísios, rajadas de ventos e zonas tropicais úmidas.
Célula Ferrel	Forte presença da massa de ar fria em altas latitudes e pela redução massa de ar quente nos subtrópicos, circulam na direção contrária da Célula Hadley.	O transporte da massa de ar aquecida em direção aos pólos (próximos à superfície solo), ao passo que, a massa de ar fria segue em direção aos trópicos. A circulação dessa célula é promovida pela conversão energética (potencial em cinética) dos ciclones que se movem em latitudes temperadas.

Células de Circulação	Características	Observações
Célula Polar	Formada nos pólos	A circulação desta é caracterizada pelo ar frio que descende nos pólos e acendem em latitudes mais altas - promovendo a alta pressão sobre os pólos.

Fonte: Adaptado de Gasch e Twele (2011).

Com isto, ainda em de acordo com o que preconiza Gasch e Twele (2011), estes ventos globais acabam por alimentar os sistemas ditos locais e estes são formados por diferenças de temperatura entre os níveis, gerando assim uma escala cada vez de menor energia no processo da dissipação global de energias na atmosfera. Vale o registro que à medida que as escalas vão diminuindo os processos da orografia local são caracterizados de forma imediata o comportamento local destes ventos fazendo com que eles sigam as características locais.

Não obstante a estas classificações de características e comportamentos a instabilidade do comportamento do vento é um elemento constante e que dificulta a realização de previsões precisas bem como da própria geração de energia através dos parques eólicos, pois a sua velocidade e continuidade são fundamentais para a viabilidade do processo de geração de maneira que o fator de previsibilidade e o seu entendimento e das suas características globais e locais são primordiais para a eficácia no processo de geração de energia eólica (BURTON; SHARPE; JENKINS, 2001).

3 METODOLOGIA

Neste capítulo são evidenciadas as principais nuances da metodologia da pesquisa, sua classificação metodológica, as origens dos dados, universo de pesquisa e a técnica DFA e o modelo WRF bem com a descrição do itinerário metodológico, em de acordo às escolas clássicas metodológicas e com registros específicos de cada etapa da pesquisa, suas considerações matemáticas e algorítmicas.

3.1 Delineamento da pesquisa e classificação metodológica

A metodologia adotada nesta pesquisa é um hibridismo com lastro na tradicional revisão de literatura sobre as temáticas que envolvem os sistemas complexos, a física que permeia a análise meteorológica da velocidade do vento, a análise matemática das séries temporais e a modelagem de sistemas atmosféricos com pressupostos físicos e químicos (COTTON *et al.*, 2003).

Desta forma trata-se de uma revisão de literatura sobre os ventos, os modelos de previsão numérica do tempo, as séries temporais, as leis de potência e análise conjuntural do uso dos dados numéricos sobre a velocidade do vento coletados, em estações meteorológicas em terra, e em bóias, no mar, nas localidades escolhidas para a análise na Bahia bem como a descrição do seu uso na aplicação do método DFA seguida da descrição dos processos de modelagem e simulação adotados no modelo de mesoescala WRF e, por fim, as comparações imediatas dos resultados obtidos na coleta e nas respectivas e equivalentes simulações.

Desta maneira trata-se, segundo preconizam Marconi e Lakatos (2017), de uma revisão de literatura de cunho documental e histórico em conjunto com o uso da

técnica DFA e modelo numérico de previsão do tempo WRF para confronto do real com o previsto.

3.2 Séries Temporais e a técnica DFA (*Detrended Fluctuation Analysis*)

3.2.1 Séries temporais: conceitos e propriedades

Uma série temporal é qualquer conjunto de observações ordenadas no tempo e pode ser denotada por $s_1, s_2, s_3 \dots, s_T$, onde s_i indica a variável em questão e T o seu tamanho, podendo ser discreta ou contínua e com registro de existência de dois enfoques na análise. No primeiro enfoque tem-se que os modelos propostos são paramétricos e não-paramétricos. Vale ressaltar que as análises dependem da seqüência de dados estarem ordenadas no tempo, não necessariamente espaçadas igualmente e a análise de séries temporais tem como objetivo descrever e analisar os comportamentos passados da série, visando à compreensão do comportamento da série e a consequente previsão de movimentos futuros (MORETTIN, TOLOI, 2006, p. 1).

Uma importante particularidade descrita por Morettin e Toloí (2006), são os sistemas lineares, onde a saída é relacionada com a entrada através de um funcional linear envolvendo $v(t)$. Um exemplo típico é o chamado modelo de função de transferência (BOX; JENKINS; REINSEL, 1976), expressa por:

Equação 1 Modelo clássico de função de transferência

$$Z(t) = \sum_{\tau=0}^{\infty} [v(\tau) X(t-\tau)] \quad (1)$$

Uma característica importante de uma série temporal, diz respeito a estacionariedade, ou seja, desenvolvendo-se aleatoriamente no tempo ao redor de uma média constante, caracterizando alguma forma de equilíbrio estável ofertando análises de evolução de forma assíntota a funções deriváveis, como retas, exponenciais *etc.*

Para Morettin e Tolo (2006), uma importância de se fazer análise de séries temporais está no fato de podermos estudar processos estocásticos, ou seja, é uma família de variáveis aleatórias representando a evolução de um sistema de valores com o tempo, tornando-se assim a contraparte probabilística de um processo determinístico de forma que para descrever séries temporais podem-se utilizar modelos estocásticos, assim, é necessário analisar determinadas classes de processos estocásticos, os estacionários, com médias constantes no tempo e o não-estacionariedade, que apresentam processos explosivos com comportamento evolucionário, como no caso dos ventos, onde as rajadas são explosivas no campo de velocidades.

Vale o registro de que, segundo Morettin e Tolo (2006), para tornar uma série estacionária, pode-se tomar diferenças, ou seja, aplica-se à série original, alguma transformação não-linear, como a logarítmica ou, de forma geral, uma transformação da forma de Box-Cox do tipo:

Equação 2 Transformação não-linear Box-Cox em uma série

$$Z_t^{(\lambda)} = \begin{cases} \frac{Z_t^\lambda - c}{\lambda}, & \text{se } \lambda \neq 0, \\ \log Z_t, & \text{se } \lambda = 0, \end{cases} \quad (2)$$

Ainda segundo o que preconizam Morettin e Tolo (2006), nas séries temporais pode-se ter previsões que podem ser classificadas como sendo de curto, médio e longo prazo, isto está associado ao valor do horizonte de previsão. Entretanto, independente do horizonte de previsão (curto, médio ou longo prazo), não existe um consenso entre os estudiosos sobre o horizonte máximo de previsão, estando este correlacionado com o grau de previsibilidade da própria série temporal, e também, com o erro de previsão, e é o que ocorre com a velocidade dos ventos.

3.2.2 DFA: origens e objetivos

Os métodos originários de análises de persistências têm origem no método R/S que é um método com bases empíricas e surgiu como tentativa de Hurst de

resolver o problema de um reservatório finito de água, nos períodos de cheia do Rio Nilo, e que era submetido a um fluxo de entrada aleatório, ou seja, a questão lastreava-se na determinação do volume de um reservatório, conhecendo-se seu fluxo de entrada e considerando que seu fluxo de saída seja igual a uma determinada média de $x(t)$ que é também a diferença acumulada entre o fluxo de entrada e sua média e onde a diferença entre o máximo e mínimo desta média, que é o volume médio do reservatório, depende sempre de uma lei de potência cujo expoente é denominado de expoente de Hurst (FEDER, 1988).

Estes experimentos permitam que Hurst concluísse que as séries temporais destes fenômenos eram auto-correlacionadas, conclusão revolucionária, ou seja, a observação desta série em determinado instante está relacionada às observações passadas e estas correlações podem ser de diversas ordens (primeira ordem caracteriza séries onde uma observação está correlacionada com a observação imediatamente anterior e segunda ordem caracteriza séries temporais onde uma observação está correlacionada com as observações a duas unidades de tempo no passado *etc*) (FEDER, 1988).

Assim as séries temporais podem ser analisadas em termos das suas auto-correlações, mas também da sua propriedade de persistência (ou anti-persistência), e é possível estudar esta propriedade em função do Expoente de Hurst, pois, de acordo com o que preconiza Feder (1988), as séries que possuem $1 > H > 1/2$ são persistentes (e $0 < H < 1/2$ antipersistente), ou seja, incrementos positivos no passado aumentam a probabilidade de incrementos positivos no futuro, por exemplo, ao tempo em que para $H = 1/2$ tem-se uma série não-correlacionada; ou seja, tem-se o Movimento Browniano Ordinário além do fato de que as séries persistentes e antipersistentes possuem memória de longo prazo, enquanto que as não-correlacionadas são sem memória (SUTCLIFFE, 1978).

Enfim, com o cálculo do Expoente de Hurst é possível descrever o comportamento de sistemas ao mesmo tempo complexos e caóticos, que são compostos por um número muito alto de variáveis que as influenciam e extremamente sensíveis a estas, ou seja, o Expoente de Hurst é capaz de evidenciar algumas características do mecanismo de auto-regulação destes sistemas (FEDER, 1988; SUTCLIFFE, 1978).

Enfim prospecta-se a correlação de longo alcance através da análise da auto-

correlação e persistência de forma que diversas técnicas foram propostas para identificar correlações de longo alcance em séries temporais (MANDELBROT, 1983; ADDISON, 1997).

Nesta pesquisa adota-se o a técnica *Detrended Fluctuation Analysis* (DFA) (PENG et al. 1994), onde busca-se estimar a média das flutuações na série em escalas de tempo variável de tamanho determinado e a verificação da sua dependência de escala como uma lei de potência para diferentes valores onde o expoente de Hurst é esta potência associada.

Assim o DFA é uma forma de análise de flutuações sem tendências que foi proposta por Peng et al. (1994) para análise de seqüência de gênicas e, a partir daí, vem sendo usada como uma técnica para quantificar correlações em séries temporais não estacionárias em diversas aplicações (BUNDE et al., 2001), (IVANOV et al., 2004) e (JIANG et al., 2009; HAVLIN et al., 1999; MALAMUD; TURCOTTE, 1999; MONTANARI; ROSSO; TAQQU, 2000; SIWY; AUSLOSS; IVANOVA, 2002; IVANOVA; AUSLOOS, 1999; LIU et al., 1997; ZEBENDE et al., 2004; MORET, 2014; FIGUEIREDO et al., 2010; KIRINUS, et al. 2018).

Trata-se de uma derivação do método denominado FA (*Fluctuation Analysis*), visto que o DFA elimina a tendência da série temporal em diferentes escalas, analisando especificamente flutuações intrínsecas dos dados. O algoritmo para calcular o DFA integra a série de tempo a ser analisada (com N amostras). Considera-se uma série temporal x_i ($i = 1, 2, \dots, N$) da velocidade do vento horária.

Além da análise das distribuições de Rayleigh e de Weibull, registra-se também análise de flutuação destendenciada (*Detrended Fluctuation Analysis* - DFA), que é um método originário do aperfeiçoamento do método denominado *Fluctuation Analysis* (FA) e que permite a eliminação da tendência da série temporal em diferentes escalas, analisando flutuações intrínsecas dos dados (PENG et al., 1994), (PODOBNIK; STANLEY, 2008), (WEISSER, 2003) e (MORET et al., 2010).

Desta forma, o DFA tem sido uma proposta de modelagem com razoável sucesso e eficácia na sua aplicação, pois tem permitido o registro de resultados preliminares das séries temporais que representam os registros de intensidade, direção e incremento da direção do vento (SANTOS; STOSIC; STOSIC, 2012). A análise é feita com vistas a identificar se em uma determina série, ou a sua seqüência de dados, existe ou não correlação entre eles, ou seja, tenta-se detectar

um efeito de memória de longa duração ao longo da variável independente da série, neste caso a velocidade (SANTOS; STOSIC; STOSIC, 2012).

Com isto utiliza-se de uma metodologia onde se busca estimar a média das flutuações na série em escalas de tempo variável no seu tamanho, e, com isto verifica-se como estas flutuações dependem da escala em análise.

Espera-se que a função de flutuação apresente um comportamento do tipo lei de potência de forma que a variação temporal para uma dada série passa a indicar a existência de flutuações não estacionárias, representando um processo multifractal (MANDELBROT, 1983; FEDER, 1988; ADDISON, 1997).

O uso do DFA pressupõe a análise de séries temporais que são definidas como sendo o conjunto de dados que são coletados, geralmente, em intervalos regulares de tempo e que se diferenciam dos dados coletados aleatoriamente devido ao fato de representarem a evolução temporal da seqüência da dinâmica de uma determinada variável específica. No caso em análise trata-se da velocidade do vento, onde se tem o ordenamento linear desta série de forma cronológica (KOÇAK, 2009).

O primeiro passo é obter-se os valores de x_i com a relação,

Equação 3 Obtenção dos valores de x_i

$$x'_i = x_i - \bar{x} \quad (3)$$

Onde \bar{x} representa a media aritmética de todos os dados. O segundo passo é construir o perfil $X(i)$ como,

Equação 4 Perfil $X(i)$

$$X(i) = \sum_{j=1}^i x'_j \quad (4)$$

O perfil é então dividido em $N_s = N/s$ seguimentos, não sobrepostos, de comprimento s . Se N_s não é inteiro, um seguimento de comprimento menor que s permanecerá no fim da série. Para levar em conta esta parte da série o mesmo procedimento é repetido partindo do outro lado do registro (KANTELDHARDT *et al.*, 2009).

Em outras palavras, $2N_s$ número de segmentos é para ser processado durante o procedimento DFA. No terceiro passo, a tendência local é determinada usando os mínimos quadrados para cada segmento v . Então, é calculado a diferença entre a tendência local e o seguimento em questão. No fim deste procedimento é obtida uma série temporal corrigida,

Equação 5 Série temporal corrigida

$$X_s(i) = X(i) - p_v(i) \quad (5)$$

onde $p_v(i)$ é o ajuste polinomial para o v_{th} seguimento. Portanto, a variância da série corrigida é calculada para cada seguimento como,

Equação 6 Variância da série corrigida

$$F_s^2(v) = \frac{1}{s} \sum_{i=1}^s X_s^2[(v-1)s + i] \quad (6)$$

Finalmente, a raiz quadrada da variância média de todos os seguimentos dá a função flutuação,

Equação 7 Raiz da variância média dos seguimentos dá a função flutuação

$$F(s) = \left[\frac{1}{2N_s} \sum_{v=1}^{2N_s} F_s^2(v) \right]^{1/2} \quad (7)$$

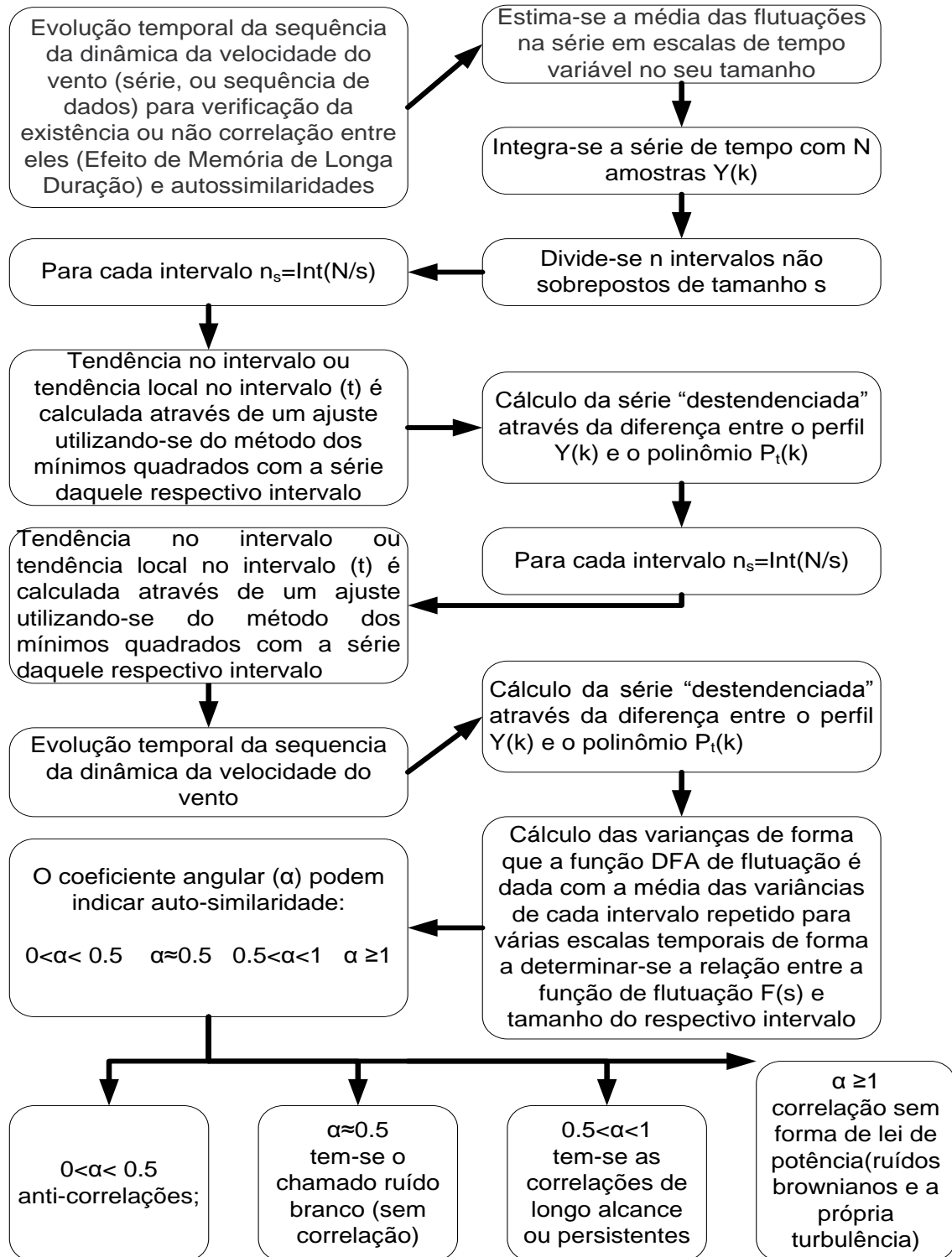
Se n é o grau do ajuste polinomial tem-se que $F^{(n)}(s)$ representa a função flutuação de diferentes ordens de correção. Se a série original tem correlação de longo alcance, então $F^{(n)}(s)$ aumenta com s de acordo com a lei de potência,

Equação 8 Função flutuação de diferentes ordens de correção

$$F^{(n)}(s) \propto s^\alpha \quad (8)$$

Este conjunto de procedimentos (algoritmo) pode ser mais bem verificado na Figura 7 a seguir:

Figura 7 Algoritmo da técnica DFA



Fonte: Próprio Autor (2017)

Ao tempo em que a implementação do mesmo foi consolidada em linguagem C⁺⁺. O algoritmo implementado é composto da consideração de intervalos não sobrepostos nos seus tamanhos, de forma que, em cada intervalo, é retirada a tendência local através de um ajuste polinomial (linear - neste caso - e até mesmo quadrático ou outros graus de expoente, que não se adotou nesta pesquisa). Este processo ocorre repetidas vezes em de forma iterativa e em escala através de uma lei de potência com um expoente específico que pode ser calculado através de código fonte disponível em fórum *on-line*¹ ou dedutível algoritmicamente e implementável em *software* específico (PENG *et al.*, 1994).

Assim, o processo algorítmico para o cálculo do DFA consiste em integrar a série de tempo com N amostras, de forma a considerar a série temporal integrada Y(k) dividindo-a em n intervalos não sobrepostos de tamanho s onde para cada intervalo $n_s = \text{Int}(N/s)^2$ e a tendência no intervalo ou tendência local no intervalo (t) são calculadas através de um ajuste utilizando-se do método dos mínimos quadrados com a série daquele respectivo intervalo, ou seja, com o cálculo da série “destendenciada” através da diferença entre o perfil Y(k) e o polinômio $P_t(k)$

Logo, um gráfico em escalas logarítmicas da flutuação versus s é calculado de forma representar a existência de auto-similaridade α , que quantifica a natureza das correlações da série temporal conforme o Quadro 5 a seguir, e onde estes ajustes permitem a obtenção de leis de potência que indicam a possibilidade, ou não, de correlações, persistências e ruídos *etc.*

Quadro 5 Expoentes de escala (DFA) e suas implicações fenomenológicas

Valores de α	Caracterização da Série	Descrição Comportamental	Implicações e Desdobramentos
$0 < \alpha < 0,5$	Comportamento antipersistente.	Valores grandes (pequenos) tendem a serem seguidos por valores pequenos (grandes) e desta forma tem-se as séries temporais anti-correlacionadas.	Valores altos são normalmente seguidos por valores baixos e vice-versa.

¹ A exemplo tem-se o *dfa.c*, em linguagem de programação C, disponível na página da PhysioNet (MIETUS, J.; PENG, C-K.; MOODY, G., 2001), ou em desenvolvimento via biblioteca de *software*, a exemplo o Matlab V.5.

² $n_s = \text{Int}(N/s)$, ou seja, a parte inteira da razão entre as N amostras e o tamanho s da série.

Valores de α	Caracterização da Série	Descrição Comportamental	Implicações e Desdobramentos
$\alpha \cong 0,5$	Comporta-se sem memória e apresenta um passeio aleatório, caracterizando-se como uma série não correlacionada.	Apresenta valor zero para a função de autocorrelação, o que por vezes é denominado de ruído gaussiano branco.	Sinal sem nenhuma correlação. Isso significa que não se pode relacionar o comportamento passado com o comportamento da série no futuro, porque não há memória no processo.
$0,5 < \alpha < 1$	Implica que a série original apresenta correlação de longo alcance.	Valores grandes (pequenos) tendem a serem seguidos por valores grandes (pequenos), ou seja, tem-se a existência de séries temporais correlacionadas de longo alcance, indicando-se uma série persistente.	Valores altos (baixos) são normalmente seguidos por valores altos (baixos).
$\alpha \geq 1$	A dinâmica do sistema é caracterizada por ser não estacionário e a mesma deixa de ser na forma de lei de potência do tipo de inverso da frequência em potência.	Regime transitório ou condições transitórias.	Para $\alpha < 3/2$, trata-se de um comportamento subdifusivo
			Para $\alpha = 3/2$ tem-se um comportamento difusivo
			Para $\alpha > 3/2$ tem-se um sinal superdifusivo.
			Para outros valores de $\alpha \geq 1$ tem-se outros comportamentos de superdifusividade.

Fonte: Adaptado de Peng *et al.* (1994).

Assim, o DFA considera que a auto-similaridade em uma estrutura fractal (FEDER, 1988; ADDISON, 1997) é encontrada extraindo uma fração da mesma, aumentando-a até o tamanho da estrutura original com o mesmo fator de ampliação para o comprimento e largura, tornando-as semelhantes, e com isto é possível comparar as propriedades estatísticas a fim de considerar o fractal respectivo (PENG *et al.*, 1994).

Assim a técnica DFA revela-se importante nesta análise devido ao fato de que quantifica correlações de longo alcance num sinal em uma série temporal de forma mais generalizada, através do expoente de escala, que pode ser calculado em índices.

3.3 Simulação com o WRF

3.3.1 Visão geral do WRF

O WRF é um modelo climático que usa sistemas de equações diferenciais baseadas em leis da física, movimento de fluidos e química com previsão numérica do tempo que usa o estado instantâneo da atmosfera como dados de entrada para modelos matemáticos da atmosfera (MOREIRA; TIRABASSI, 2004), com vista à previsão do estado do tempo através do ensemble dos resultados para um determinado ponto (SKAMAROCK *et al.* 2008a).

Assim, o WRF foi desenvolvido conjuntamente por uma série de instituições e agências governamentais, a citar: NCAR (*National Center for Atmospheric Research*), NOAA (*National Oceanic and Atmospheric Administration*), FSL (*Forecast Systems Laboratory*), AFWA (*Air Force Weather Agency*) e FAA (*Federal Aviation Administration*).

O desenvolvimento do modelo conta ainda com a participação de cientistas de várias universidades. Foi concebido para ser uma ferramenta estado da arte na simulação atmosférica, flexível e eficiente em variadas plataformas de computação. O modelo WRF é de domínio público sendo disponibilizado gratuitamente (SKAMAROCK *et al.* 2005, 2008a).

As opções de esquemas físicos foram sendo incorporadas ao WRF com a intenção de produzir um único sistema de modelagem. Assim, o maior problema enfrentado consiste em escolher um grupo de parametrizações que seja adequado às condições da região a ser estudada e também à capacidade computacional disponível (GILLILAND; ROWE, 2014).

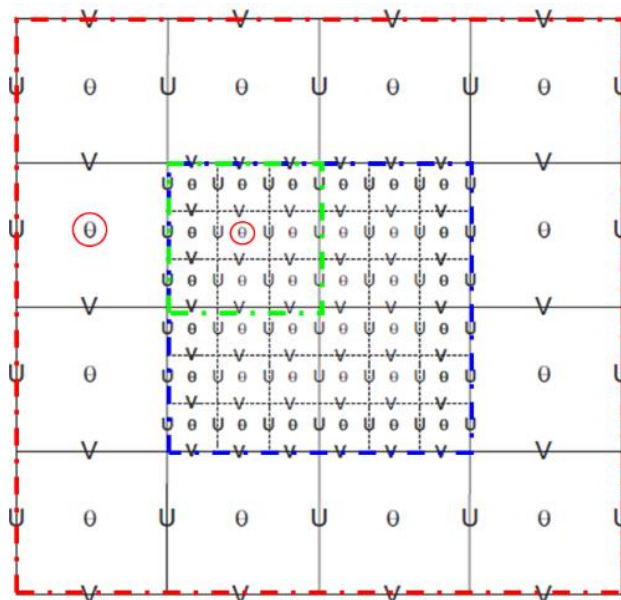
Na discretização espacial das variáveis utiliza-se de uma grade horizontal que segue o esquema de Arakawa-C que é um sistema é lastreado no método das diferenças finitas, porém com aprimoramentos (SKAMAROCK *et al.*, 2008a).

Esta técnica avalia todas as quantidades no mesmo ponto em cada célula da grade, por exemplo, no centro da grade ou nos cantos da grade e no caso específico

da grade de Arakawa-C ainda se tem a separação e a avaliação das quantidades de vetores, ou seja, além de avaliar os componentes de velocidade leste-oeste (u) e norte-sul (v) no centro da grade, podem-se avaliar os componentes u nos centros das faces esquerda e direita da grade e os componentes v nos centros das faces superior e inferior da grade, tornando-se assim uma análise mais detalhada do que simplesmente o uso de métodos de diferenças finitas (ARAKAWA; LAMB, 1977).

Assim trata-se de uma variante do modelo de diferenças finitas onde os dados são representados em pontos de grade com uma resolução que é função do espaçamento da grade e todos os cálculos são efetuados para os pontos de grade por diferenças finitas, a incompletude é que nas diferenças finitas tem-se a indução a erros de truncamento, mas como o erro de truncamento é função do espaçamento da grade e do *time-step* isto pode ser atenuado em parte conforme se ilustra na Figura 8 a seguir:

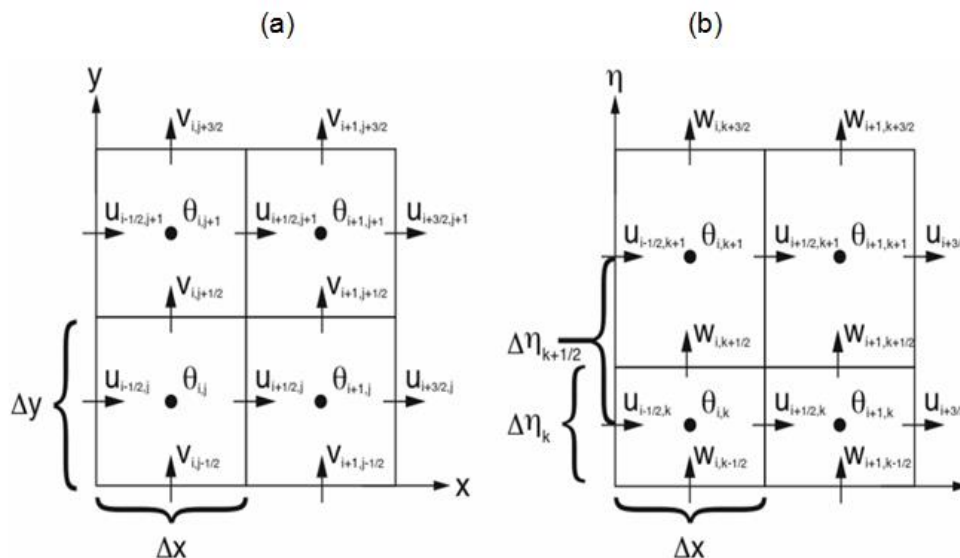
Figura 8 Grade de Arakawa-C



Fonte: Adaptado de Skamarock *et al.* (2008a).

De uma forma geral vale o fato de que a Grade C de Arakawa tem componentes horizontais da velocidade e as variáveis mássicas, termodinâmicas, escalares e químicas que ficam localizadas no centro da célula (SKAMAROCK *et al.*, 2008a) o que permite o seu uso em aplicações horizontais e verticais, conforme ilustrado na Figura 9, a seguir:

Figura 9 Grades (a) horizontal e (b) vertical utilizadas no WRF



Fonte: (SKAMAROCK *et al.*, 2008a).

Além disto, por se repetirem em todo o processo de solução, no caso específico em análise, vale o registro de que Δx e Δy representam os espaçamentos de grade nas direções x e y , respectivamente, e $\Delta \eta$ representa o espaçamento entre dois níveis verticais (SKAMAROCK *et al.*, 2008a; SKAMAROCK *et al.*, 2008b).

Já o processo de integração temporal das equações diferenciais em solução, o WRF utiliza-se do método de Runge-Kutta de 3ª, que faz parte de uma família importante de métodos iterativos implícitos e explícitos para a resolução numérica de equações diferenciais ordinárias e que foram em 1900 pelos matemáticos C. Runge e M.W. Kutta e não devem ser confundidos com o método "predictor-corrector" que são em si a junção dos métodos dos trapézios e do método de Euler, tendo-se assim heurística diferenciada e resultados mais precisos e as demandas de integração são feitos em pequenos passos de tempo a fim de manter a estabilidade numérica e não provocar overflow ou underflow no modelo (BUTCHER, 1977).

3.3.2 Parametrizações usadas na pesquisa, aninhamentos e interações

A simulação de casos reais no WRF prevê o uso do núcleo ARW, que é o módulo de pré-processamento WPS - *WRF Preprocessing System* e tem a função de preparar as condições iniciais e de contorno para o processamento principal com o uso do WPS que é um conjunto de três programas denominados de *geogrid*,

ungrib e *metgrid*, que usam os processos de interpolação de dados de topografia e de uso e ocupação do solo (*static data*) bem como de dados meteorológicos (*grib data*) e com isto o WPS pode ser assim explicitado no Quadro 6 a seguir:

Quadro 6 Principais parametrizações utilizadas no WRF

Nomenclatura	Características	Observações
geogrid	Define os domínios de simulação e cria arquivos estáticos dos dados terrestres	Gera arquivos de saída para serem interpolados nas grades de domínio.
ungrib	Decodifica os dados meteorológicos que estão no formato GriB.	Leitura padronizada.
metgrid	Interpola horizontalmente os dados meteorológicos gerados pelo <i>ungrib</i> para o domínio escolhido no <i>geogrid</i>	Usa métodos híbridos de interpolação.

Fonte: Adaptado de Skamarock *et al.* (2008a).

Vale o registro de que os dados estáticos são concedidos pelo *United States Geological Survey* (USGS) com resolução de 10', 5', 2' e 30'', enquanto que os dados meteorológicos são provenientes de previsões, análises ou re-análises de modelos globais de previsão numérica, tal como o *Global Forecast System* (GFS) do NCEP com resolução horizontal de 0,5°x 0,5° e resolução temporal de 6h em 6h.

Após o pré-processamento, inicia-se a etapa do processamento principal (ARW), que primeiramente passa pelo programa *real* e, posteriormente, pelo *wrf* em si. O *real* realiza a interpolação vertical dos dados com as coordenadas η e define o conjunto das opções físicas. O *wrf* realiza a integração das equações compressíveis e não-hidrostáticas de Euler da dinâmica atmosférica em cada ponto de grade e em cada nível vertical.

O pós-processamento (ARWpost) resume-se na visualização gráfica dos arquivos de saída do *wrf*, que podem ser feitos por diversas ferramentas, a citar GrADS, VAPOR, VERDI *etc* (GILLILAND; ROWE, 2014).

O aninhamento de domínios ou de grades é a técnica de utilizar um domínio menor e de malha mais fina (*nest domain*) dentro de um domínio maior e de malha mais grossa (*parent domain*) de forma que o domínio mais externo ou domínio pai influencia as condições de contorno do domínio aninhado, desta forma, é possível analisar uma região de interesse mais detalhadamente com menor custo

computacional (GILLILAND; ROWE, 2014).

Assim, de uma forma geral considera-se que um modelo atmosférico computacional além de codificar os processos dinâmicos, físicos, químicos e radiativos da atmosfera permite prever o comportamento de variáveis ao longo da camada limite atmosférica tais como o vento, velocidade e direção, a temperatura, umidade, entre outras.

3.3.3 As opções de parametrizações usadas na pesquisa

Em cada área da pesquisa demandou-se de configurações específicas com adequação física à realidade da região em pesquisa e validação. Desta forma tem-se:

3.3.3.1 Parametrização para o Estado da Bahia

Para as configurações usadas nas estações de Esplanada, Mucugê, Mucuri procedeu-se uma simulação no modelo de mesoescala WRF (versão 3.9) que foi configurado com dois domínios aninhados com resoluções de grade de 9 e 3 km, respectivamente de forma que no interior ao segundo domínio, que abrange todo o estado da Bahia, três domínios foram projetados com resoluções de grade de 1 km, centrados nas três torres anemométricas: os dois domínios maiores têm dimensões horizontais de 223x223 células e 420x420 células, respectivamente, e 60x60 células para os domínios menores envolvendo as torres.

Desta forma, para a inicialização do WRF foram utilizados dados do NCEP (*National Centers for Environmental Prediction*), FNL (*Final Analysis*), com resolução de 0.25°. Os dados de uso do solo foram fornecidos pelo USGS (*United States Geological Survey*) com resolução de 2' para o domínio maior e 30" para os demais. As simulações incluem 24 h de spin-up para obtenção de condições iniciais realistas, ou seja, a simulação para cada mês foi inicializada a partir das 00:00 UTC do último dia do mês anterior. Além disto, foram usadas as seguintes parametrizações físicas:

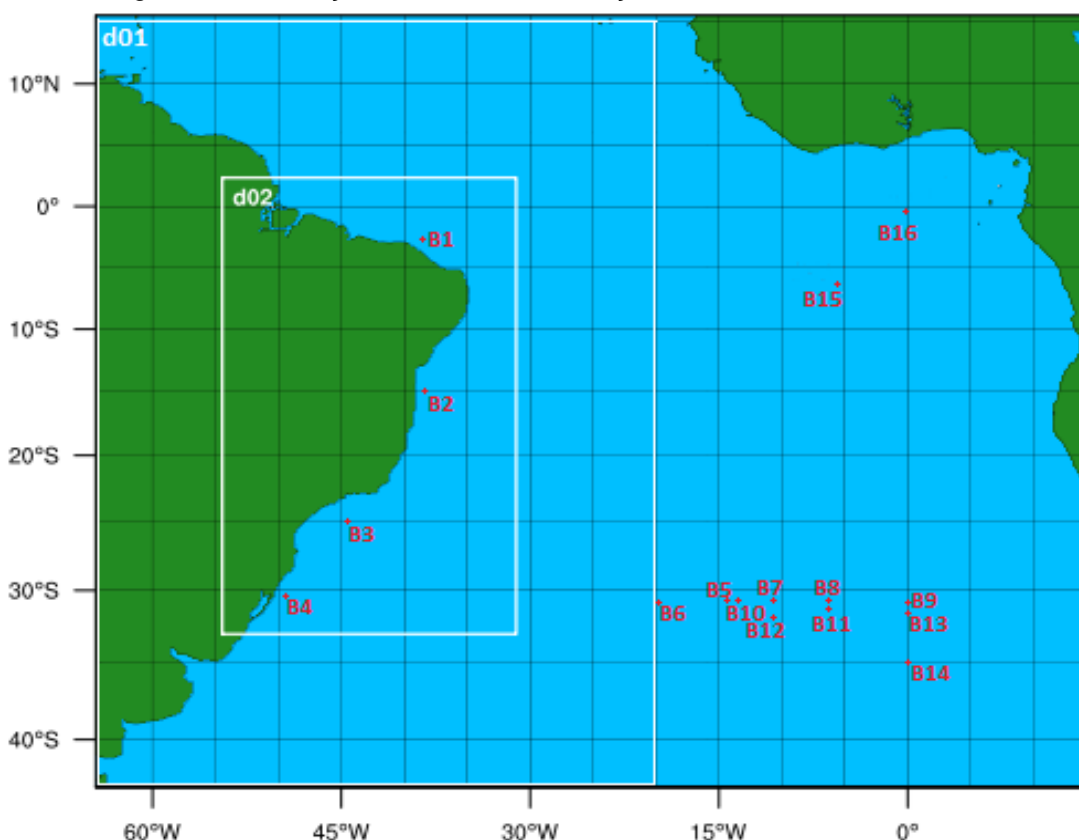
esquema MYJ para CLA, Eta para a camada superficial e WDM6 para microfísica (KITAGAWA *et al.*, 2017).

O modelo WRF tem sido usado extensivamente em várias aplicações atmosféricas (SALVADOR *et al.*, 2016; RATJIRANUKOOL e RATJIRANUKOOL, 2017; GIANNAROS *et al.*, 2017).

3.3.3.2 Parametrização das Bóias e aproximação ao continente

A Figura 10 mostra a localização de todas as bóias utilizadas, com divisão em duas grandes categorias: as bóias do litoral brasileiro (Fortaleza (B1), Porto Seguro (B2), Santos (B3) e Rio Grande do Sul (B4)) e as bóias no Oceano Atlântico Sul (costa da África e centro oceânico Sul). Observa-se também os domínios de simulação computacional com o WRF (domínios D01 e D02) para análise das bóias na costa brasileira, todas na plataforma continental.

Figura 10 Localização das bóias e distribuição dos domínios no modelo WRF.



Fonte: (Próprio autor, 2020)

Com relação à simulação computacional para analisar as bóias na costa brasileira, o estudo foi realizado utilizando-se o modelo numérico WRF, versão 3.9.1.1 (SKAMAROCK, 2005; SKAMAROCK *et al.*, 2008a; KITAGAWA, 2017; SALVADOR *et al.*, 2016). Os domínios foram configurados da seguinte forma: o domínio externo com resolução de 27 km e um domínio aninhado com resolução espacial de 9 km. Os domínios foram esquematizados com dimensões horizontais de 315 x 173 e 279 x 447 células para os domínios 1 e 2, respectivamente.

Para a inicialização do modelo WRF foram utilizados dados do NCEP (*National Center for Environmental Prediction - USA*), FNL (*Final Analysis*), com resolução espacial de 0.25°. O uso e ocupação do solo foram fornecidos pelo USGS (*United States Geological Survey*) com resolução de 10' para o domínio maior e 10'' para os demais, que são os dados que vem na instalação do modelo WRF.

A configuração física usada nas simulações é detalhada na seguinte forma: WSM5 (*WRF-single-moment-microphysics classes 5*) para microfísica, RRTM (*Rapid Radiative Transfer Model*) para radiação de ondas longas, Dudhia (2007) na radiação de ondas curtas, BouLac para *planetary boundary layer*, MM5 revisado para camada superficial, Noah-LSM para uso da terra e BMJ (Betts-Miller-Janjic) para cúmulo (SKAMAROCK, 2005; SKAMAROCK *et al.*, 2008a).

Importante registrar que as simulações usando o modelo WRF foram realizadas somente para o mês de janeiro de 2015, incluindo 24 h de *spin-up* para obtenção de condições iniciais realistas, ou seja, a simulação foi inicializada a partir das 00:00 UTC do último dia do mês anterior.

3.4 Universo da pesquisa: localização e critérios de inclusão e exclusão

As velocidades do vento são adquiridas por anemômetros localizados em alturas diferentes, no caso das estações meteorológicas e em uma altura no caso das bóias, de forma que o anemômetro, em cada nível, registra uma integralização de medida a cada 10 minutos e médias a cada 60 minutos, e nas bóias também, em mesmo horizonte cronológico e os dados simulados também foram filtrados de forma similar.

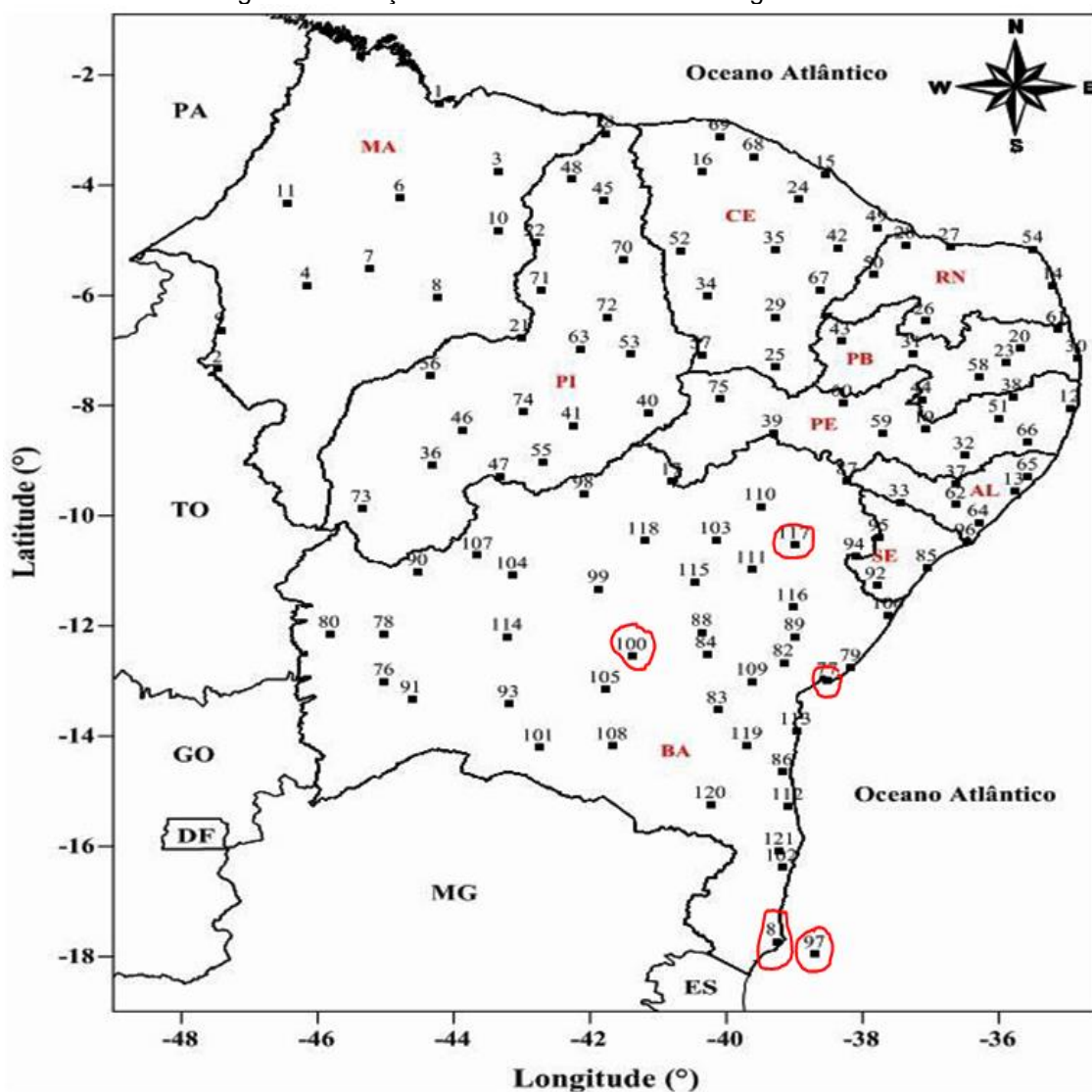
3.4.1 Delimitações espaciais e cronológicas e normalização de fontes

O universo de pesquisa utilizado contempla análise de dados (DFA) e simulações (WRF) no estado da Bahia, em alguns pontos da costa do Brasil (de norte a sul) e em diversos pontos no Oceano Atlântico Sul, contemplando quase a sexta parte do planeta.

No estado da Bahia se elegeu cinco pontos de coleta e respectivas simulações, em detrimento de mais de quarenta deles, conforme se observa na

Figura 11, a seguir:

Figura 11 Estações terrestres do INMET na região Nordeste



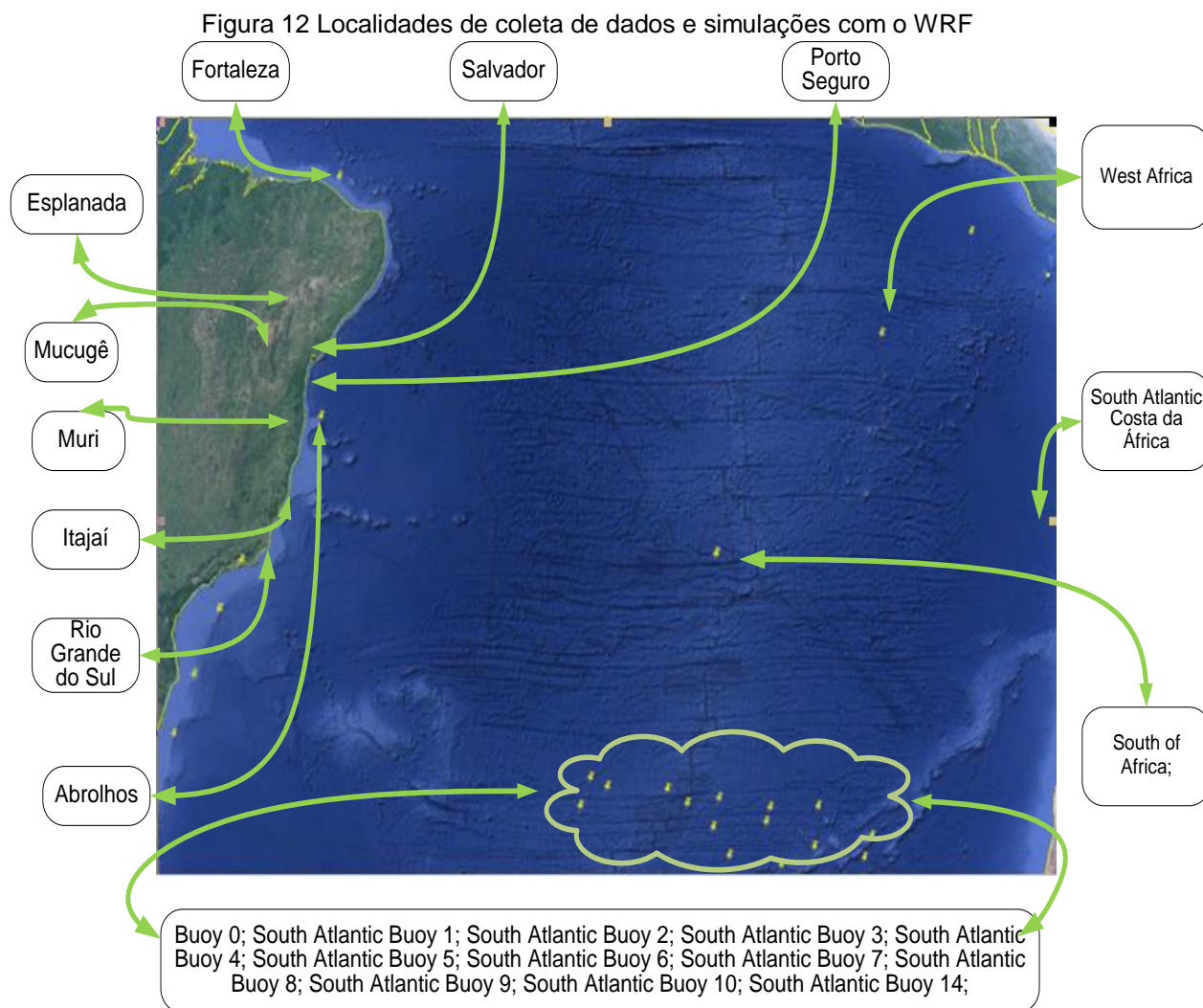
Fonte: (INMET, 2019).

Onde também se ilustra as estações do nordeste (em cor vermelho) e onde três deles são extremos geográficos relativos no estado da Bahia. Ou seja, no norte do estado, no município de Esplanada, no extremo sul, no município de Mucuri e próximo ao centro do estado na chapada diamantina no município de Mucugê seguidos das regiões do arquipélago de Abrolhos, há 67 Km da costa no extremo sul do estado, e, na capital, Salvador, onde se encontram os dados mais antigos, representados em séries temporais mais longa e fidedigna.

Vale o registro de que, na capital, em Salvador, na unidade anemométrica de Ondina, onde se tem os registros mais antigos em séries temporais do estado da Bahia, faz-se uma análise desde o ano de 1964 e o ano de 2014, com os dados mais fidedignos em registro, com análises cronológicas anuais, bimensais, mensais e semanais.

Na costa brasileira, com o uso das bóias da Marinha do Brasil, distribuídas na costa dos municípios de Fortaleza, no Ceará, Itajaí, em Santa Catarina, Niterói, no Rio de Janeiro, Porto Seguro, na Bahia, e Rio Grande, no estado do Rio Grande do Sul, ao tempo em que a análise de bóias também pode ser dividida em dois grupos, as bóias costeiras, localizadas na extremidade da plataforma continental dos respectivos municípios citados e as bóias oceânicas localizadas, a sua grande maioria, devido às correntes oceânicas, no sul do Oceano Atlântico Sul, conforme conjunto de coordenadas elencadas na Figura 12, onde todas as coletas e respectivas simulações, em um mesmo horizonte cronológico, ou seja, nos meses de janeiro de fevereiro do ano de 2015.

Merece considerar que as pesquisas preliminares ocorreram com os dados coletados na estação experimental do SENAI-CIMATEC (Serviço Nacional de Aprendizagem Industrial), Salvador, Bahia, onde existe estação experimental com coleta continuada já há uma década, e após resultados promissores optou-se por generalizar com pontos de coleta estendido e padronizados com o uso das estações meteorológicas do INMET (Instituto Nacional de Meteorologia), com análise preliminar na estação do bairro de Ondina, em Salvador (INMET, 2015; INMET, 2016).



Fonte: (Próprio autor, 2019)

Posteriormente analisaram-se as estações do estado da Bahia, já citadas anteriormente, e, em seqüência as bóias da Marinha Brasileira, do PNBOIA (Programa Nacional de Bóias), e as bóias internacionais, todas com padronização e tratamento de dados com apenas filtragem de ruídos com uso de algoritmo iterativo embarcado em microprocessador exclusivo que aplica a técnica *Fast Fourier Transform* (FFT), que é utilizada para a resolução das equações não-lineares oriundas da modelagem dos movimentos da bóia com as respectivas acelerações detectadas no momento das medidas nos eixos da bóia em questão, o que padroniza, sem alterar o conteúdo, as medições das bóias com as estações de terra e normaliza em todas as fontes utilizadas nesta pesquisa.

3.4.2 Critérios de inclusão e exclusão de estações e de dados

Merece considerar também que outros pontos de coleta poderiam ser considerados naturalmente na pesquisa se não fossem as incompletudes dos dados ou das estações de coleta que, por vezes, interrompiam os sinais de registro e por manutenção ineficaz o comprometimento dos seus dados não permitiu o uso na pesquisa, visto que a demanda por análise de séries temporais necessita que as mesmas tenham continuidade, fidedignidade e sobretudo integridade, com calibragem dos seus elementos coletores e registros armazenados de forma eficiente e também eficaz.

Vale o registro de que outras localidades, em terra e mar, também foram estudadas, não obstante, os dados encontram-se comprometidos em lacunas e sem a continuidade das séries temporais analisadas, mas, mesmo assim, os resultados de partes destes dados não confrontam de forma negativa aos dados devidamente aproveitados na pesquisa.

Desta maneira, apesar de ter analisado mais de quarenta estações meteorológicas na Bahia, mais de trinta bóias costeiras na plataforma continental do Brasil e mais de cinquenta bóias oceânicas, apenas as apresentadas nesta pesquisa apresentavam de maneira fidedigna os dados no horizonte cronológico analisado de forma compatível com as exigências de análise das séries temporais, o que explica as limitações postas.

Assim, o registro das localizações de todas as estações meteorológicas utilizadas conforme se encontram no Quadro 7 com as respectivas coordenadas das estações meteorológicas eleitas para a pesquisa, conforme se verifica a seguir:

Quadro 7 Localização e elevação das torres anemométricas analisadas

Região de Estudo	Local	Latitude	Longitude	Altitude (m)	Elevação do anemômetro (m)			
					I	II	III	IV
Estado da Bahia	Esplanada	11°47'45" S	37°56'42" O	140,00	80	100	120	150
	Mucugê	13°00'18" S	41°22'15" O	984,00				
	Mucuri	18°05'09" S	39°33'03" O	7,00				

Região de Estado	Local	Latitude	Longitude	Altitude (m)	Elevação do anemômetro (m)			
					I	II	III	IV
	Abrolhos	17°57'46" S	38°42'11" O	21,00	10			
	Salvador (Ondina)	-13,01	-38,50	51,41	10			
Bóias Costeiras (PNBOIA)	Fortaleza	-38,431	-3,209	0,00				
	Itajaí	-47,389	-28,515	0,00				
	Porto Seguro	-37,949	-15,993	0,00				
	Rio Grande do Sul	-49,842	-31,563	0,00				
Bóias Oceânicas (PIRATAS)	South Atlantic - (B5)	-14,994	-32,198	0,00				
	South Atlantic - (B6)	-20,014	-32,214	0,00				
	South Atlantic - (B7)	-11,514	-32,200	0,00				
	South Atlantic - (B8)	-7,945	-32,196	0,00				
	South Atlantic - (B9)	-0,015	-32,506	0,00				
	South Atlantic - (B10)	-13,528	-32,737	0,00				
	South Atlantic - (B11)	-7,963	-32,942	0,00				
	South Atlantic - (B12)	-11,476	-33,700	0,00				
	South Atlantic - (B13)	-0,003	-33,701	0,00				
	South Atlantic - (B14)	-0,012	-35,016	0,00				
	Coast of Africa - (B15)	-0.015	-0,045	0,00				
	Coast of Africa - (B16)	-6.003	-7,989	0,00				

Fonte: (Próprio Autor, 2018).

Vale também o registro de que as alturas de localização das estações são importantes para dados de condições de contorno das respectivas simulações no software WRF, conforme será relatado em item específico da sua configuração adiante neste trabalho.

Por fim deve-se registrar que, uma vez coletados os dados tem-se o processo de qualificação dos mesmos que consiste em analisar os arquivos estruturalmente realizando uma análise exploratória que consiste em adequação, qualificação e exclusão ou não das séries de dados ou estações defeituosas, de forma que alguns fatores podem afetar a confiabilidade dos dados medidos por equipamentos automáticos como os piranômetros, como a interrupção da alimentação do sensor, as descargas elétricas, as mudanças no ambiente onde está localizado o equipamento, dentre outras, de forma que se adota um processo de qualificação

similar ao adotado para estações participantes da BRSN (*Baseline Surface Radiation Network*), e coordenado pela WMO (*World Meteorological Organization*) (ROESCH *et al.*, 2011).

3.4.3 Etapas da investigação: itinerário metodológico

O itinerário proposto para a pesquisa está elencado em etapas resenhadas a seguir e indicadas com uma numeração respectiva às considerações a citar:

- (1) as consultas às literaturas que tratam sobre as demandas energéticas atuais, em especial no Brasil, e na Bahia, registram uma demanda crescente sobre a geração de energia através da sua matriz eólica além de indicarem a existência de bases de dados no estado da Bahia, na costa brasileira e na costa do oceano Atlântico Sul;
- (2) se analisa inicialmente as estações terrestres do estado da Bahia com foco nas que estiverem com os dados mais fidedignos o mesmo sendo válido para as bóias costeiras (PNBOIA) e oceânicas (PIRATA);
- (3) se analisou todas as estações e filtraram-se as que os dados eram mais fidedignos e contínuos;
- (4) qualificação dos dados (análise dos arquivos estruturalmente com análise exploratória para a exclusão das séries defeituosas) com o processo de Qualificação *Baseline Surface Radiation Network* e de algoritmos específicos para a seleção destas regras;
- (5), e, uma vez tratados utiliza-se de técnicas de análise de persistência com o DFA e com a janela de análise variável;

- (6) para prospecção de um melhor ajuste ao expoente da lei de potência para alimentação de dados;
- (7) montagem das grades do método mesoescala WRF;
- (8) para prospecção de um melhor ajuste ao expoente da lei de potência para alimentação de dados em um método de mesoescala WRF;
- (9) descrição do método mesoescala e montagem das grades usadas na simulação;
- (10) e (11) e com a obtenção de valores estimados de velocidades de vento local e a conseqüente possibilidade de cálculo do potencial eólica desejado;
- (12) considerações sobre análise do fenômeno como regido por lei de potência;

Este itinerário proposto também pode ser ilustrado na Figura 13, a seguir, e as etapas foram consolidadas para todas as classes de dados, ou seja, para os dados das estações localizadas no estado da Bahia, para os dados das bóias da plataforma continental (PNBOIA) e para os dados das bóias oceânicas (PIRATAS) (GOOS-BRASIL, 2019).

Figura 13 Roteiro esquemático dos procedimentos metodológicos da pesquisa

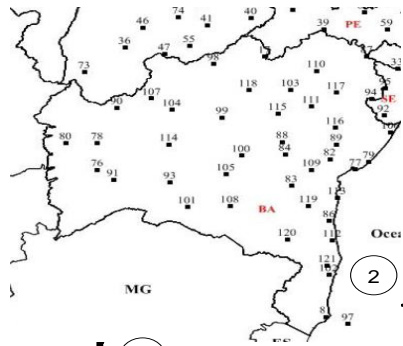


ESTUDO DAS CARACTERÍSTICAS ESPACIAIS E TEMPORAIS DA VELOCIDADE DO VENTO UTILIZANDO A TÉCNICA DFA E O MODELO WRF NA ESTIMATIVA DE POTENCIAL EÓLICO NO ESTADO DA BAHIA

PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM MODELAGEM COMPUTACIONAL E TECNOLOGIA INDUSTRIAL
Doutorado em Modelagem Computacional e Tecnologia Industrial

Apresentada por: José Vicente Cardoso Santos
Orientador: Dr. Davidson Martins Moreira
Coorientação: Dr. Marcelo Albano Moret Simões Gonçalves

Objetivo: Obtenção e utilização de ferramentas de auxílio para estimativas de potencial eólico no estado da Bahia



Estações de Coleta na Bahia / Instituto Nacional de Meteorologia (INMET)

(MANWELL; MCGOWAN; ROGERS, 2002); (ABE EÓLICA, 2014); (BRASIL, 2013); (BRASIL, 2015);

3
Analisar as séries de velocidade do vento em todas as estações meteorológicas do estado da Bahia.

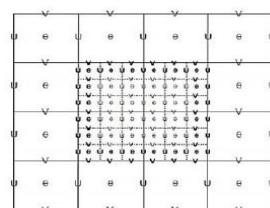
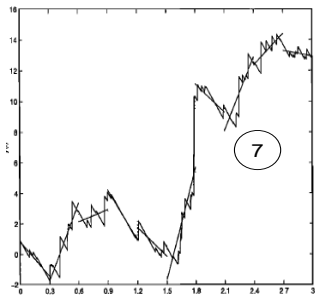
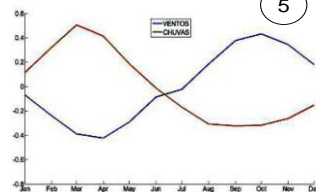
6
DFA
Prospectar correlações temporais de curto e longo alcance com Detrended Fluctuation Analysis

8
WRF
Modelo meteorológico Weather Research and Forecasting

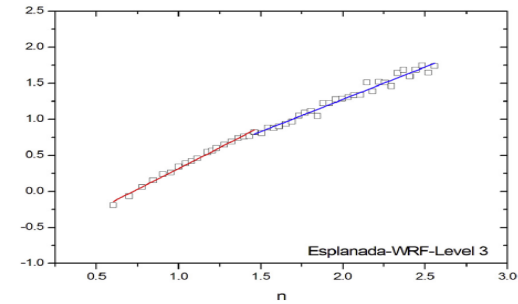
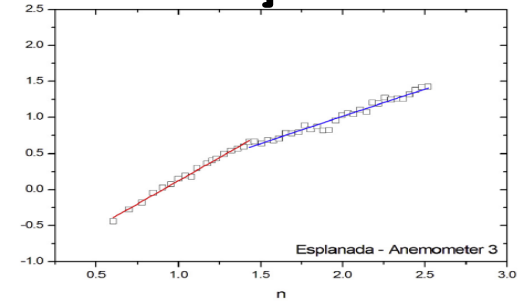
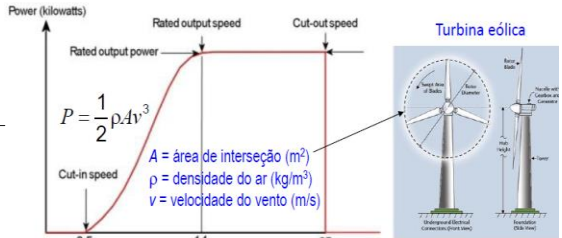
4
BRSN
Qualificação dos dados (análise dos arquivos estruturalmente com análise exploratória para a exclusão das séries defeituosas). Processo de Qualificação Baseline Surface Radiation Network. (MARTINS; PEREIRA, 2011).

(PENG, 1994); (MANDELBROT, 1983); (MORET *et al.*, 2010)

(JUANG; KANAMITSU, 1994); (COTTON *et al.*, 2003); (MOREIRA; TIRABASSI, 2004); (DUHDIA *et al.*, 2005); (SKAMAROCK *et al.* 2005, 2008)



representação de grade de Arakawa-C. Fonte: Skamarock et al. (2005, 2008).



Fonte: (Próprio autor, 2019)

4 ANÁLISE DOS DADOS: ESTAÇÕES EM TERRA E MAR

Neste capítulo apresenta-se a descrição e respectivas análises comparativas das séries temporais analisadas por ordem cronológica das suas análises, ou seja, apresentam-se primeiro as análises com a técnica DFA das séries numéricas da velocidade do vento em Salvador nas suas diversas épocas de análise, posteriormente apresenta-se a análise com a técnica DFA, comparação e validação com a ferramenta WRF das estações em pesquisa na Bahia (Esplanada, Mucugê, Mucuri e arquipélago de Abrolhos) e de forma análoga nas bóias da plataforma continental brasileira (PNBOIA) e, por fim, das bóias oceânicas do Oceano Atlântico Sul (PIRATA) (NCAR; 2017; NRC, 1997; GOOS-BRASIL, 2019).

Entretanto, de forma preliminar, considerações relevantes sobre o comportamento dos ventos na CLA com customizações para o estado da Bahia e América do Sul, costa e oceano.

4.1 Considerações sobre os ventos na CLA na Bahia e América do Sul

Considerando-se o fato de que a energia que chega aquece primeiramente a superfície terrestre e depois, por intermédio de alguns processos físicos entre a superfície e a atmosfera, o ar adjacente também é aquecido e que isto ocorre em todo o planeta em intensidades variáveis com a latitude e a longitude e análise pois devido à forma da Terra, os raios solares atingem cada região de uma forma diferenciada (SAKAMOTO, 2009) e (PATEL, 2017).

Este cenário é mais bem conhecido na região continental, conforme já descrito em capítulo anterior, não obstante, na região tropical da América do Sul (AS) verifica-se a existência de grande extensão latitudinal que ocupa desde áreas equatoriais até de latitudes médias abarcando diferentes regimes climáticos. De uma maneira geral a estação chuvosa da AS é o verão e a estação seca, o inverno mas e isso, no caso da AS é decorrente de dois fatores a citar, a inclinação do eixo de

rotação da Terra em relação ao seu plano orbital e o movimento de translação do planeta ao redor do Sol (ATKINSON, 2019).

Observa-se que à medida que a Terra realiza o movimento de translação, o seu eixo de inclinação permite que um dos Hemisférios (Norte ou Sul) fique mais exposto ao Sol de forma que na AS este fica voltado para o Sol entre dezembro e março, o que caracteriza o verão austral e que tem início no dia 22 de dezembro quando os raios solares atingem perpendicularmente o Trópico de Capricórnio (23,5°S); e, de forma análoga e complementar entre junho e agosto, é o Hemisfério Norte que fica voltado para o Sol (SAKAMOTO, 2009) e (HASTENRATH, 2012).

Além disto, é importante destacar que a região tropical não consegue emitir para o espaço toda a energia que chega do sol, pois a mesma chega quase que de forma perpendicular à superfície e desta forma grande parte é absorvida, ao contrário de outras regiões que, devido a angulação do planeta, existe a reflexão desta radiação pois a incidência é oblíqua. Isso implica numa maior concentração de energia, por unidade de área, próximo ao equador do que nos pólos, de forma que as regiões tropicais se aquecem mais do que as polares (DRUMOND *et al.*, 2008).

Na região equatorial, o intenso aquecimento solar causa a ascensão do ar e formação de muitas nuvens e de chuva de maneira que depois de subir, o ar na alta troposfera (~ 10 km de altura) desloca-se em direção aos pólos em ambos os hemisférios devido ao mecanismo já explicado das células de Célula Hadley, Ferrel e Polar e durante o deslocamento o ar sofre resfriamento, o que o torna mais denso e propicia sua subsidência (movimentos descendentes) próximo de 20°-30° de latitude em ambos os hemisférios e isto faz com que o peso da coluna atmosférica dê origem a um cinturão de alta pressão conhecido com o nome de “alta subtropical” (ATKINSON, 2019) e (SAKAMOTO, 2009) e (ELMINIR; AREED; ELSAYED, 2005).

Isto inclusive explica os principais desertos do planeta, tais como o Sahara, Atacama, Kalahari *etc*, pois quando o ar ao descer acaba por inibir os movimentos ascendentes na atmosfera e evita assim a formação de nuvens e como desdobramento as chuvas (ATKINSON, 2019) e (SAKAMOTO, 2009).

Assim, de uma forma geral o ar descendente, ao atingir a superfície, acaba por formar um ramo que se move para os pólos e outro que retorna para o equador fazendo parte assim de uma célula de circulação fechada chamada, célula de

Hadley, e como a Terra está em rotação as ações da força de Coriolis provocar a deflexão dos ventos, onde no Hemisfério Sul tem-se a deflexão para a esquerda do movimento e no Hemisfério Norte para a direita, formando, no caso específico do Hemisfério Sul, os ventos alísios de sudeste, que nos interessam nesta pesquisa.

Ainda de acordo com o que nos ensina Atinkson (2019), estes ventos, ditos alísios, ao dirigirem-se para o equador, convergem dando origem à Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) e uma parte dos ventos que descem da alta para a baixa atmosfera, próximo de 20°-30° de latitude, em ambos os hemisférios, se dirige para o pólo devido a força de Coriolis.

Além de todos estes mecanismos tem-se a orografia como fator de contribuição para a dinâmica da velocidade dos ventos, em especial os ventos locais, visto que os ventos globais obedecem de forma mais acentuada a esta dinâmica apresentada anteriormente.

Além disso, os ventos de leste transportam ar mais frio do oceano para o sertão do Brasil e são sejam aquecidos e a umidade relativa do ar diminua à medida que penetram no continente.

Este fenômeno dificulta a formação de nuvens e, conseqüentemente, de chuva, entretanto, acredita-se que a causa dos baixos totais pluviométricos estejam mais associados com mecanismos dinâmicos de grande escala do que com a topografia regional e isto ocorre em função da ZCIT visto que a precipitação na AS possui uma grande variabilidade espacial e temporal que está associada tanto a fatores ligados à circulação geral da atmosfera tais como os ventos alísios, os anticiclones subtropicais e o comportamento dos sistemas meteorológicos de escala espacial mais reduzida tais como as frentes frias, ciclones subtropicais e extratropicais, circulações de brisa e influências de aproximação com o oceano (GLAHN; LOWRY, 1972), (GONI; BRINGAS; DINEZIO, 2008), (ATKINSON, 2019) e (SAKAMOTO, 2009).

4.2 O perfil da velocidade do vento em Salvador na estação de Ondina

Na análise das séries temporais da velocidade do vento da estação meteorológica na localidade de Ondina, em Salvador, Bahia, utiliza-se a técnica DFA

em dados anemométricos obtidos a 10 m de altura na estação meteorológica desta localidade em horizonte de tempo de mais de 50 anos e faz-se análise do comportamento do mesmo em diferentes intervalos de tempo neste período e com periodicidade de coleta padronizada de uma em uma hora com horizonte cronológico variável, iniciando-se em 1964.

Esta análise em períodos distintos nos fornece indicativos de persistência em diversas escalas, conforme se verifica no Quadro 8 a seguir:

Quadro 8 Valores do expoente de escala das variáveis medidas.

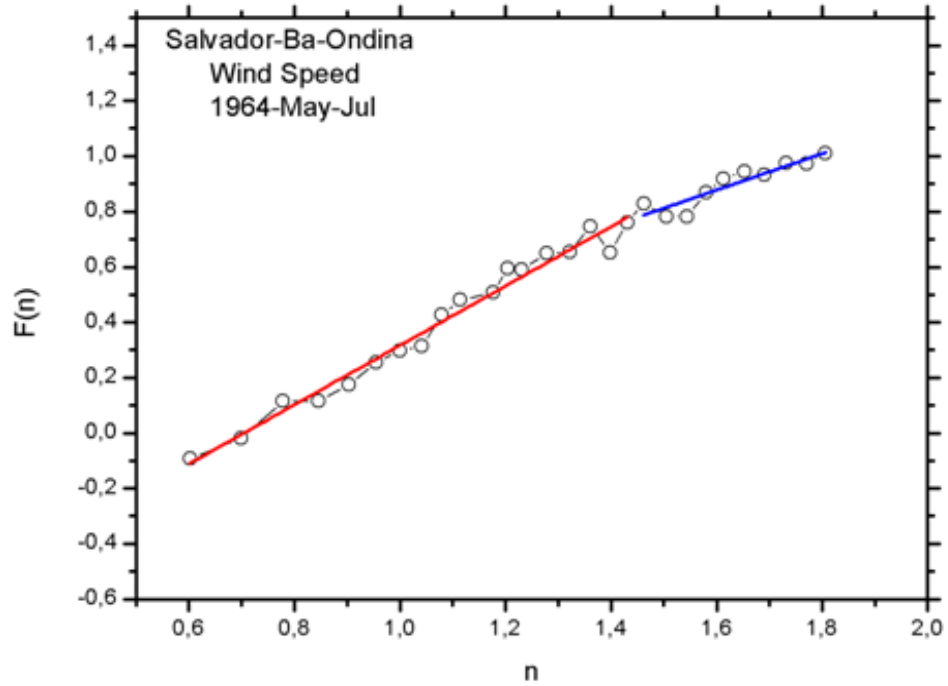
Variável Física em Análise	Período	Figura	Valores de expoente de escala $F(n)/n$			
			α_1	σ_1	α_2	σ_2
Velocidade do Vento (em diversos intervalos de tempo durante todo o período em registro)	1964-May-Jul	14	1,07	0,03	0,65	0,09
	2014-2016	15	1,24	0,08	0,56	0,08
	2014-Jan-Feb	16	1,22	0,09	0,64	0,08
	2014-Jan	17	1,22	0,09	0,64	0,08
	2014-Jan-1 Week	18	1,38	0,05	0,93	0,09

Fonte: (Próprio Autor, 2018).

Verifica-se também que para análises de curto prazo, em intervalo de tempo de uma semana, um mês e dois meses, tem-se que a dinâmica é caracterizada por ser não estacionária, ou seja, ocorrem os regimes transitórios com características subdifusivas para curtos intervalos de tempo, conforme se observa nas Figura 14 a Figura 18.

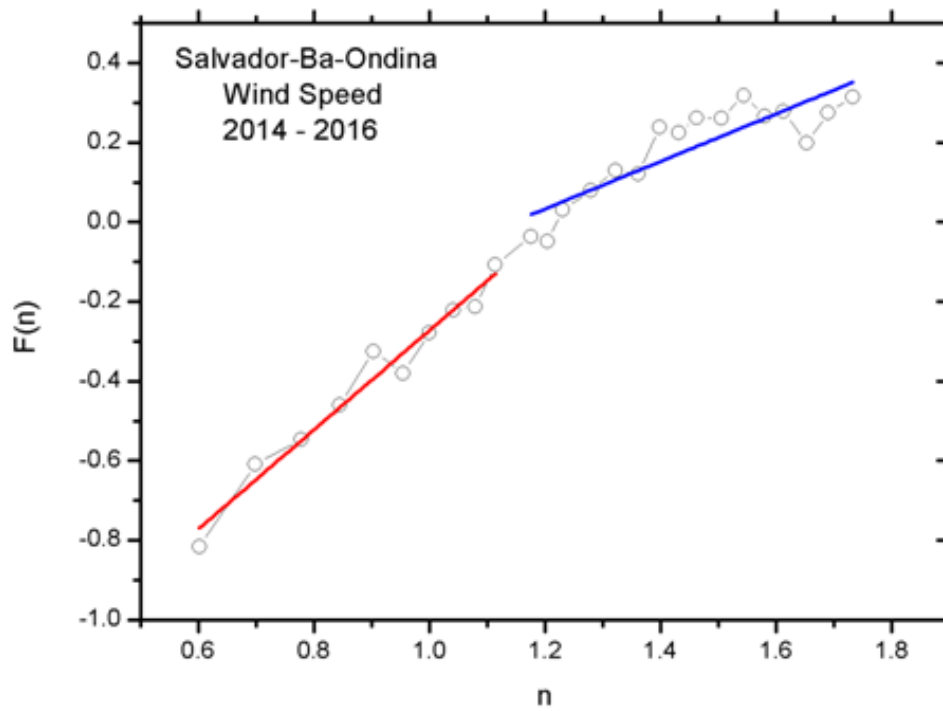
De uma forma geral os dados indicam a existência de leis de potencia nas diversas variáveis, conforme se verifica em análises de curto, médio e longo prazos no Quadro 8 onde se pode observar que em análise de longo prazo e com dados lacunados verifica-se que no ano de 1964 tem-se um registro de comportamento subdifusivo, antes do *crossover* e com registro de correlação de longo alcance para após o *crossover* com valores grandes (pequenos) tendem a serem seguidos por valores grandes (pequenos).

Figura 14 Velocidade do vento durante o ano de 1964 (meses de maio e julho)



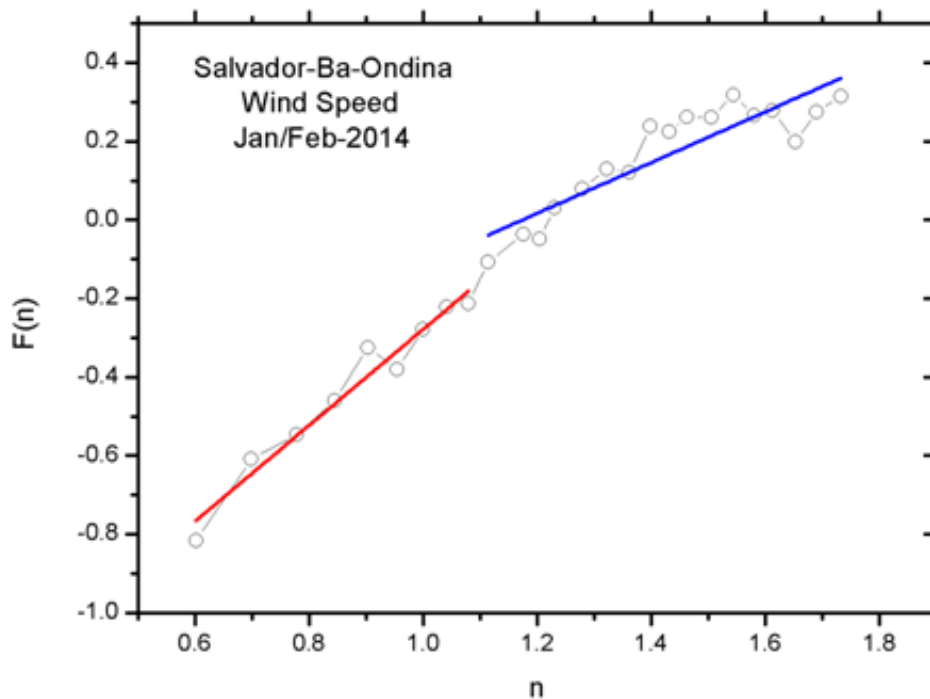
Fonte: (Próprio Autor, 2018).

Figura 15 Velocidade do vento durante os anos de 2014 a 2016



Fonte: (Próprio Autor, 2018).

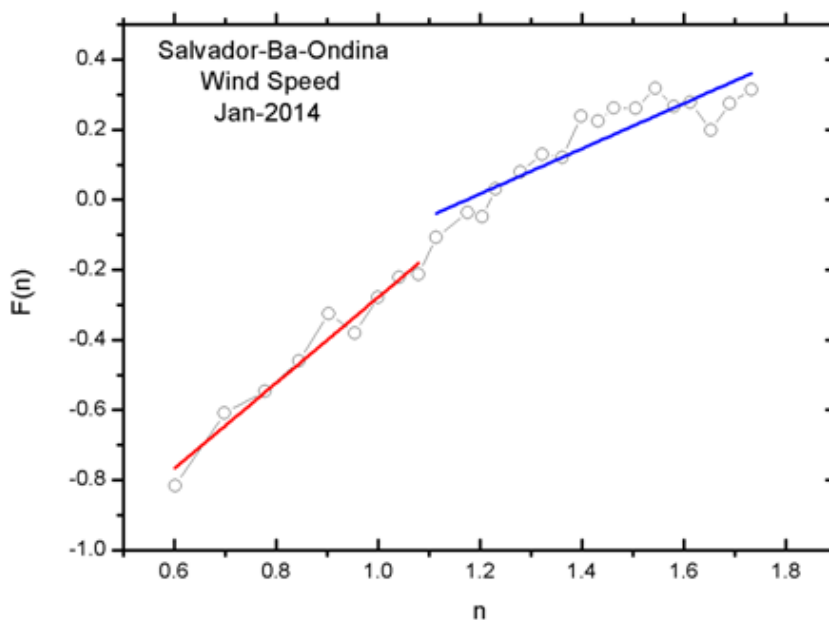
Figura 16 Velocidade do vento durante os anos de 2014 Jan-Fev



Fonte: (Próprio Autor, 2018).

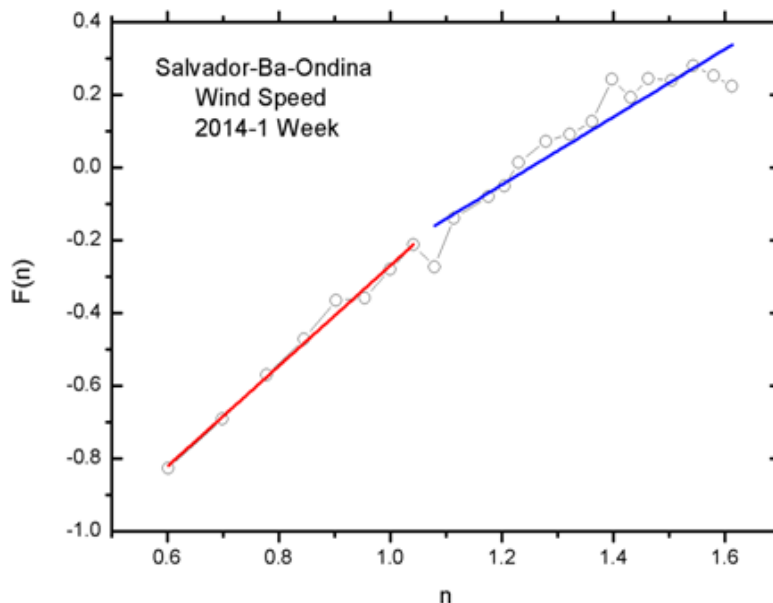
Indicando-se uma série persistente neste período de três meses em análise, entretanto para as demais análises da velocidade do vento observa-se que em longo prazo, em análises superiores há cinco anos tem-se fortes registros de existência de correlação de longo alcance,

Figura 17 Velocidade do vento durante o ano de 2014 Jan.



Fonte: (Próprio Autor, 2018).

Figura 18 Velocidade do vento durante o ano de 2014 Jan primeira semana.



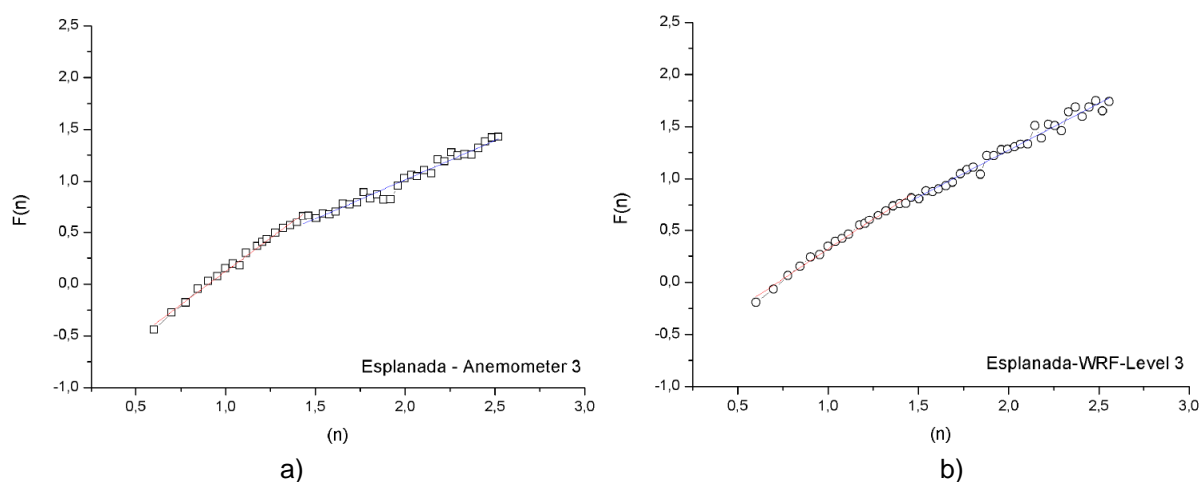
Fonte: (Próprio Autor, 2018).

Para valores grandes (pequenos) tendem-se a serem seguidos por valores grandes (pequenos), nos casos anteriores ao *crossover*, indicando a existência de séries temporais correlacionadas de longo alcance de forma a ter uma série persistente, inclusive após o *crossover* em todos os cenários e em intervalos de análise indicando uma série persistente da velocidade do vento em todos os cenários após o *crossover*.

4.3 Estações meteorológicas na Bahia: Esplanada, Mucugê, Mucurí e Abrolhos

Por simplicidade, são mostrados, nas Figuras 19, 20 e 21, os resultados somente para o nível 3 (anemômetro em 120 m de altura):

Figura 19 Velocidade do vento na torre de Esplanada: a) medidos; b) simulados.

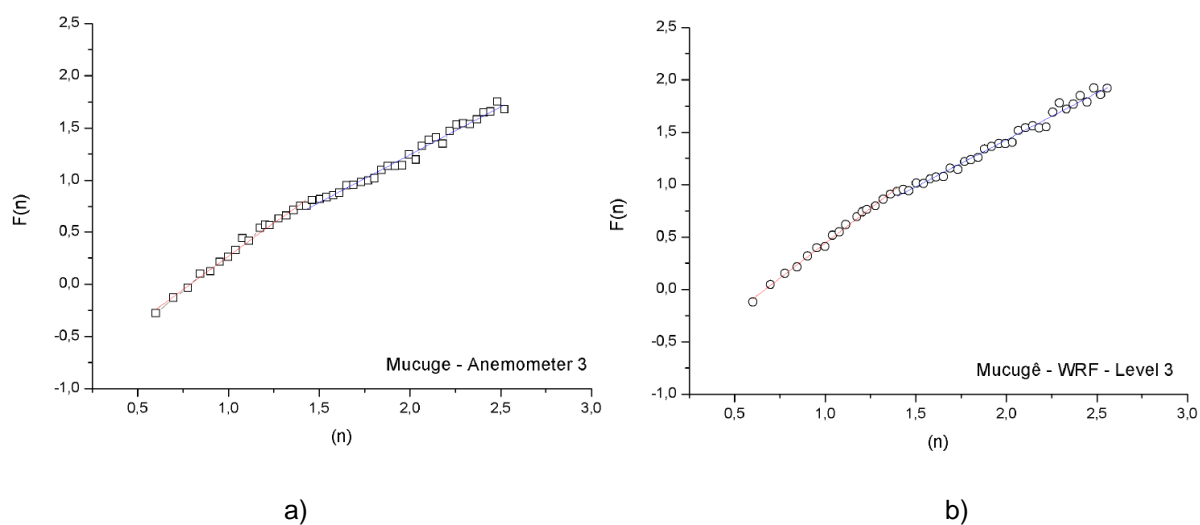


Fonte: (Próprio Autor, 2018).

Neste caso, além do uso da técnica DFA, houve também a simulação em equivalência, no software WRF, de forma que é possível comparar, numericamente e graficamente, de maneira a não somente validar a simulação mas sobretudo registrar o conhecimento do comportamento das variáveis preponderantes neste tipo de análise.

Isto pode ser observado de forma análoga nas três estações terrestres:

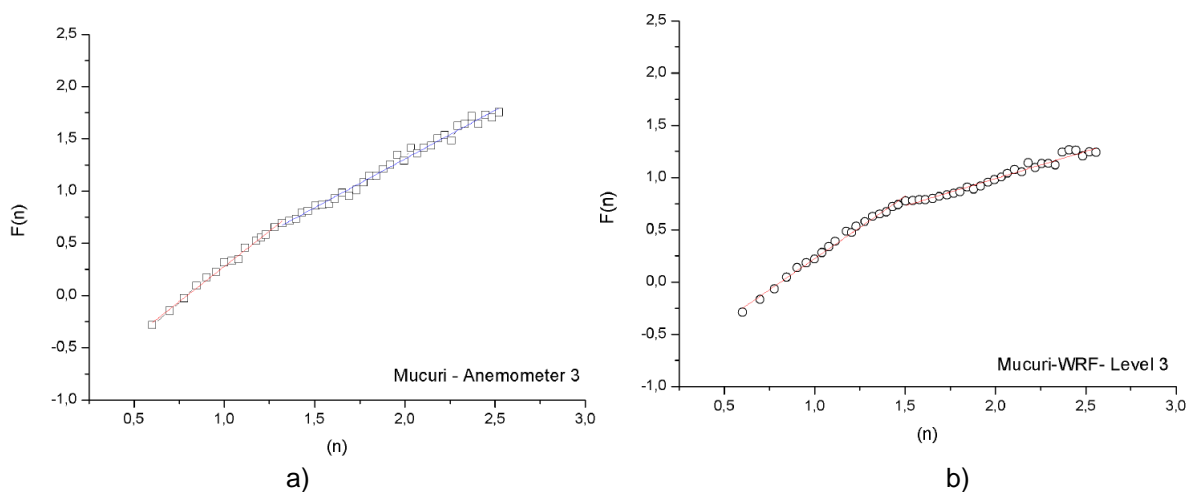
Figura 20 Velocidade do vento na torre de Mucugê: a) medidos; b) simulados.



Fonte: (Próprio Autor, 2018).

Deve-se observar que, no caso de Mucuri, que está em interface continente oceano o fenômeno do *crossover* é mais evidenciado na simulação com o WRF:

Figura 21 Velocidade do vento na torre de Mucuri: a) medidos; b) simulados.



Fonte: (Próprio Autor, 2018).

Evidencia-se, no Quadro 9, que as oscilações mínimas e máximas da velocidade dos ventos, em todos os níveis analisados, têm maiores amplitudes mínimas e máximas para os dados simulados do que para os dados reais.

Entretanto, os valores mínimos simulados são sempre menores do que os valores reais, e os valores simulados máximos também sempre são superiores aos valores máximos reais locais por torre e anemômetro.

Quadro 9 Velocidades dos ventos: real medida e simuladas no WRF.

Localidades	Valores de velocidades (m/s)															
	Dados medidos								Dados WRF							
	Anemômetros								Níveis de valores simulados							
	I		II		III		IV		I		II		III		IV	
	Min.	Max.	Min.	Max.	Min.	Max.	Min.	Max.	Min.	Max.	Min.	Max.	Min.	Max.	Min.	Max.
Esplanada	0,40	11,40	0,39	9,85	3,53	9,94	4,43	9,93	4,01	17,98	0,29	19,33	0,20	19,38	0,19	19,44
Mucugê	6,8	9,99	0,97	14,42	1,11	15,34	1,25	15,62	0,19	18,32	0,08	18,60	0,13	18,94	0,21	18,97
Mucuri	0,93	16,69	0,95	16,43	0,91	16,67	0,98	16,47	0,34	16,33	0,11	16,30	0,09	16,29	0,17	16,15

Obs: Os anemômetros das torres anemométricas têm desvio padrão de $\pm 0,04$ para todos os valores de velocidades.

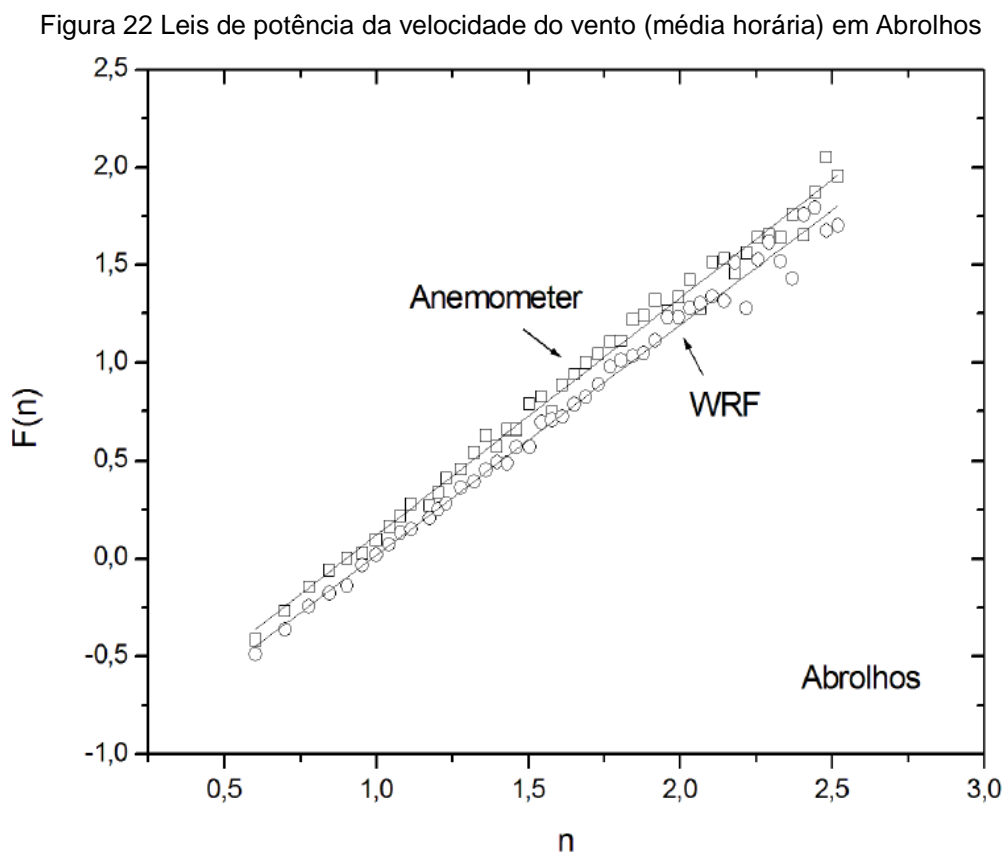
Fonte: (SANTOS *et al.*, 2019).

Comparando-se os dados reais (I, II, III, IV) com os dados simulados nos respectivos valores em alturas das simulações (N1, N2, N3, N4), verifica-se também que nas regiões de Esplanada, Mucugê e Mucuri, para as os dados medidos, tem-se

os efeitos da turbulência (subdifusivo) como reinantes (antes do *crossover*), pois os valores da potência α mostram a existência de correlação com indicativo de sinais de turbulência.

Verifica-se também que, nos patamares acima do *crossover*, tem-se a indicação de correlações de longo alcance ou persistentes, pois os valores do coeficiente α são superiores a 0,5 e inferiores a unidade, indicando correlações.

Para os dados medidos e simulados do Arquipélago de Abrolhos verificam-se resultados muito semelhantes para ambos, entretanto mostram um caráter subdifusivo, indicando somente os efeitos da turbulência, conforme observa-se na Figura 22, a seguir:



O Quadro 10, a seguir, evidencia a análise do parâmetro α em ajuste dos mínimos quadrados para a verificação com coeficiente (n) em lei de potência associada.

Observa-se também que os valores que indicam o início e fim do *crossover* são de aproximadamente 1,25 a 1,42, o que corresponde aproximadamente a faixa de 18 a 26 h, o que é equivalente aos valores encontrados na literatura.

Quadro 10 Comparativos dos expoentes de escala de dados reais e simulados.

Comparativo dos expoentes de escala antes e depois do <i>crossover</i> (60 dias)																
Local/Dados reais	Valores de expoente de escala F(n)/n															
	Anemômetro I				Anemômetro II				Anemômetro III				Anemômetro IV			
	α_1	σ_1	α_2	σ_2	α_1	σ_1	α_2	σ_2	α_1	σ_1	α_2	σ_2	α_1	σ_1	α_2	σ_2
Esplanada	1,27	0,026	0,79	0,026	1,27	0,026	0,79	0,026	1,29	0,027	0,76	0,025	1,30	0,025	0,73	0,025
Mucugê	1,31	0,031	0,90	0,020	1,43	0,058	0,88	0,013	1,27	0,031	0,91	0,021	1,29	0,029	0,90	0,020
Mucuri	1,56	0,027	0,89	0,026	1,53	0,029	0,91	0,033	1,57	0,026	0,85	0,017	1,15	0,030	0,82	0,022
Abrolhos $\alpha = 1,21$, $\sigma = 0,016$																
Local/Dados WRF	Valores de expoente de escala F(n)/n															
	Nível I				Nível II				Nível III				Nível IV			
	α_1	σ_1	α_2	σ_2	α_1	σ_1	α_2	σ_2	α_1	σ_1	α_2	σ_2	α_1	σ_1	α_2	σ_2
Esplanada	1,23	0,022	0,78	0,022	1,85	0,022	0,88	0,023	1,15	0,027	0,90	0,024	1,19	0,025	0,90	0,024
Mucugê	1,31	0,031	0,90	0,020	1,30	0,024	0,89	0,019	1,33	0,022	0,89	0,018	1,33	0,025	0,91	0,024
Mucuri	1,16	0,021	0,46	0,019	1,18	0,029	0,52	0,033	1,19	0,025	0,52	0,018	1,23	0,027	0,52	0,017
Abrolhos $\alpha = 1,17$, $\sigma = 0,016$																
Obs: α_1 e α_2 são os expoentes da lei de potência para os ajustes lineares e σ_1 e σ_2 os desvios padrões.																

Fonte: (SANTOS *et al.*, 2019).

O registro de que, no Quadro 9, as oscilações mínimas e máximas da velocidade dos ventos têm maiores amplitudes mínimas e máximas para os dados simulados do que para os dados reais indica, em conjunto com os extremos simulados e reais, onde os primeiros são sempre maiores, indica superestimação/subestimação dos valores de velocidade para os dados simulados em todos os valores preditos, mínimos e máximos de detrimento dos dados reais.

Pode-se observar que os valores simulados, apesar de considerarem os aspectos da temperatura, da pressão em altitude e geomorfologia locais (dependentes da grade computacional), superestimam os valores de velocidade do vento.

Provavelmente, um aumento da resolução usada nas simulações poderiam melhorar os resultados.

É importante também considerar que os dados medidos e simulados foram submetidos à análise de flutuação destendenciada, ou seja, retirada a tendência da série temporal em diferentes escalas, analisando flutuações intrínsecas dos dados, ou seja, foram submetidos ao DFA, de maneira que é possível permitir o registro de existência de correlação entre a série e lei de potência também nos dados simulados.

Isto além de indicar uma tendência previsível de comportamento da simulação, ou seja, está intrínseca ao processo de simulação, poderá desdobrar-se em previsibilidade da potência eólica local, o que valida a ferramenta de simulação para a previsibilidade da factibilidade da geração eólica local, não obstante, sem necessariamente quantificá-la e que este fato é registrado de forma isomorfa com os dados reais bem como com os dados de simulação.

É também importante registrar que é verificado em todas as torres e em todos os respectivos anemômetros existentes nas mesmas alturas (não mostrados) dois patamares distintos no expoente da lei de potência, denominado *crossover*, e já reconhecido em literatura sobre a temática e afins (KAVASSERI e NAGARAJAN, 2004; SANTOS *et al.*, 2012; SANTOS *et al.*, 2019; SANTOS *et al.*, 2020).

Ainda sobre o Quadro 9 tem-se que evidenciar que a análise do parâmetro α , quando se comparando com os dados reais (I, II, III, IV) com os dados simulados nos respectivos valores em alturas das simulações (N1, N2, N3, N4), verifica-se que nas regiões de Esplanada, Mucugê e Mucuri, para os dados medidos (reais), tem-se os efeitos da turbulência (subdifusivo) como reinantes (antes do *crossover*), pois os valores da potência α mostram a existência de correlação com indicativo de sinais de turbulência.

Verifica-se também que, nos patamares acima do *crossover*, tem-se a indicação de correlações de longo alcance ou persistentes, pois os valores do coeficiente α são superiores a 0,5 e inferiores a unidade, indicando correlações. Para os dados medidos e simulados do Arquipélago de Abrolhos verificam-se resultados muito semelhantes para ambos, entretanto mostram um caráter subdifusivo, indicando somente os efeitos da turbulência.

Observa-se também que os valores que indicam o início e fim do *crossover*

são de aproximadamente 1,25 a 1,42, o que corresponde aproximadamente a faixa de 18 a 26 h, o que é equivalente aos valores encontrados na literatura (SANTOS *et al.*, 2012). Entretanto, o *crossover* para os valores simulados no WRF variam aproximadamente entre 1,38 a 1,50, o que corresponde à faixa de 24 a 32 h, valores superiores aos valores reais (SANTOS *et al.*, 2019; SANTOS *et al.*, 2020).

Este cenário está de acordo com o que é preceituado nos dados simulados, não obstante, os valores acentuados das velocidades em simulação não estão em concordância com a fenomenologia registrada nas bases de dados em consulta, conforme já evidenciado anteriormente. Neste sentido, aqui cabe uma análise mais detalhada sobre o aparecimento do *crossover*, além da importância de ter sido citado como tendo um provável caráter universal (SANTOS *et al.*, 2012; SANTOS *et al.*, 2019; SANTOS *et al.*, 2020).

Salienta-se também o fato do *crossover* aparecer somente no caso *onshore* (SANTOS *et al.*, 2020).

A literatura mostra que a energia eólica provém da radiação solar, uma vez que os ventos são gerados pelo aquecimento não uniforme da superfície terrestre.

Além disto, as características topográficas de uma região também influenciam o comportamento dos ventos uma vez que, em uma determinada área, podem ocorrer diferenças de velocidade, ocasionando a redução ou aceleração na velocidade do vento.

Além das variações topográficas e de rugosidade do solo, a velocidade também varia seu comportamento com a altura. De fato, é bem conhecido que o campo de vento local é o resultado de uma interação não linear entre a grande escala (sinótica) e a circulação local, de forma que a característica temporal da velocidade do vento é esperada ser fundamentalmente dependente das circulações locais e globais.

Entretanto, os efeitos de mesoescala (intermediário entre escala sinótica e microescala) afetam os processos que ocorrem na CLA, que por sua vez afetam diretamente a dinâmica e a termodinâmica da atmosfera (STULL, 1988). Por exemplo, mais da metade da perda de energia cinética da atmosfera ocorre na CLA e, sob a perspectiva termodinâmica, todo o vapor de água que entra na atmosfera pela evaporação da superfície deve entrar através desta camada limite.

Além disto, mesmo os oceanos são fortemente influenciados pela CLA, uma

vez que é através desta camada limite que eles ganham a maior parte do seu impulso, influenciando assim a circulação oceânica.

Neste aspecto é importante salientar que a CLA é caracterizada por um ciclo diurno, que é forçado pela irradiação solar, aquecendo a superfície da terra durante o dia, e a radiação infravermelha liberada para o espaço resfriando a superfície da terra durante a noite, sendo influenciada por forças externas de mesoescala, onde a turbulência gerada na CLA é proveniente desta interação (GARRATT, 1994; SANTOS *et al.*, 2020).

Desta forma, sugere-se que o efeito de *crossover* que aparece neste e em outros trabalhos seja proveniente desta interação, com uma escala de tempo de aproximadamente um ciclo diário (~24 h), o qual é independente de posição geográfica, topografia e altitude. Obviamente, o valor numérico do parâmetro α varia, mas as características subdifusivas e persistentes, representadas pelo fenômeno do *crossover*, permanecem (SANTOS *et al.*, 2020).

No entanto, em regiões não sujeitas a condições de efeitos locais como em pequenas ilhas distantes do continente, onde os efeitos sinóticos são os mais importantes, as séries horárias dos dados reais e simulados são somente subdifusivos, não apresentando o fenômeno do *crossover*.

O clima do Arquipélago de Abrolhos é essencialmente ditado pela localização geográfica das ilhas no contexto da circulação global atmosférica e oceânica e pela influência da massa aquática da qual emerge, refletindo a característica oceânica do clima da ilha.

Diferentemente da CLA, a produção de turbulência de origem térmica dentro da CLAM é geralmente suprimida por causa da incapacidade da superfície do mar para aquecer o suficiente durante o dia. À noite, o oceano impede que o resfriamento radiativo da superfície provoque a formação de uma camada estável.

Portanto, os efeitos térmicos são pequenos e a CLAM permanece próxima da estabilidade neutra, com apenas pequenas variações diurnas, tornando o efeito subdifusivo devido ao shear do vento a única lei de potência associada.

Cabe ressaltar que, o método DFA foi também aplicado na série temporal com médias diárias em Abrolhos, sendo que os resultados obtidos foram somente persistentes (não mostrado), similares ao trabalho de Anjos *et al.* (2015). No entanto, isto era de se esperar pois perde-se as informações da evolução diária da CLAM.

4.4 Bóias costeiras (PNBOIA) e Oceânicas (PIRATA)

4.4.1 Bóias costeiras (plataforma continental)

Os dados medidos nas bóias da plataforma continental brasileira são escolhidas ao total 4 bóias, as quais possuem boa localização e dados suficientes para explorar a série temporal da velocidade do vento, são as chamadas bóias costeiras.

As bóias oceânicas são as da costa da África e Atlântico Sul, totalizando doze bóias, conforme ilustrado no Quadro 12, e os resultados obtidos estão na seguinte seqüência:

- a) análise usando DFA nos dados das bóias na costa brasileira (uso dos dados de todo ano de 2015);
- b) análise com DFA nos dados das bóias do Atlântico Sul e costa da África (uso dos dados de todo ano de 2015);
- c) análise dos dados das bóias na costa brasileira em confronto com simulações usando o modelo WRF (somente usando dados de janeiro de 2015).

As bóias com os dados coletados estão situadas em regiões diferenciadas na costa brasileira e na plataforma continental, ou seja, nos extremos norte (Ceará) e sul (Rio Grande do Sul), e regiões intermediárias como Porto Seguro e Santos.

O Quadro 11, a seguir, apresenta os valores do expoente de escala da velocidade do vento nas bóias da plataforma continental obtidos com o DFA, considerando todo o ano de 2015, com médias horárias da velocidade do vento, onde α representa o expoente de escala e σ o respectivo desvio padrão.

Quadro 11 Valores do expoente de escala da velocidade do vento nas bóias da plataforma continental no período de 2015, com médias horárias

Localização	α	σ
Fortaleza (B1)	0,90	0,01
Porto Seguro (B2)	0,48	0,01
Santos (B3)	0,95	0,04
Rio Grande do Sul (B4)	0,77	0,01

Fonte: (Próprio autor, 2020).

Algo é notório de imediato, o fato de que não se verifica existência do fenômeno do *crossover* no mar na região da plataforma continental (ou seja, existe somente um valor para o expoente de escala α).

A bóia de Fortaleza apresenta a existência de expoente de escala igual a 0.90, indicando auto-similaridade, e que a série numérica original apresenta auto-correlações de longo alcance persistentes. Isto informa que os valores grandes (pequenos) de velocidade tem maior probabilidade de serem seguidos por valores grandes (pequenos).

Além disto, informa também que na região costeira de Fortaleza predomina o comportamento do sistema atmosférico-oceânico, que é tradicionalmente atuante na região nordeste do Brasil (SIMMONDS; KEAY; TRISTRAM BYE, 2012; FERREIRA; MELLO, 2006). A persistência da velocidade do vento detectada (ventos alísios de nordeste) indica forte canal de captação da energia na localidade.

A bóia de Porto Seguro mostra um expoente de escala 0.48, indicando ser um parâmetro de auto-correlação anti-persistente, ou seja, para valores grandes (pequenos) têm-se maior probabilidade de ser seguidos por valores pequenos (grandes), o que indica oscilações e prováveis inconstâncias no regime de ventos locais.

Assim, indica não ser local propício para a geração eólica (ao menos na localização da bóia em análise).

Nesta localidade verifica-se a existência de alguns fenômenos predominantes com a atuação de linhas de instabilidade dos complexos convectivos de mesoescala, que são aglomerados de nuvens que provocam chuvas fortes e de curta duração e normalmente acompanhadas de fortes rajadas de vento, e, quando

aliados com a existência de zona de convergência intertropical sobre o oceano Atlântico acabam por gerar vórtices ciclônicos de altos níveis neste litoral.

Com trajetória análoga à dos ventos alísios de nordeste (MOLION, 2006), que é normalmente de leste para oeste de forma que isto ocorre com maior frequência entre os meses de janeiro e fevereiro, o que pode justificar a anti-persistência registrada.

Além disto, têm-se as linhas de instabilidade citadas com tempo de vida média entre 7 a 10 dias, gerando intensificação dos ventos alísios de nordeste, seguido de enfraquecimento da velocidade destes ventos com intensificação dos ventos alísios de sudeste, gerando oscilação na velocidade dos ventos locais e propiciando a detectada anti-persistência (UVO; BERNDTSSON, 1996; GAN; KOUSKY, 1982), que não é propício para a geração eólica.

Este cenário demonstra que este ponto de confluência dos ventos alísios de nordeste com os ventos alísios de sudeste evidenciam a influência do Oceano Atlântico Tropical na velocidade dos ventos locais e, de forma mais acentuada (com aumentos de velocidades seguidas de diminuições), quando as oscilações se fazem presentes (El Niño e La Niña), gerando confluências maiores e calmarias com longos períodos (UVO; BERNDTSSON, 1996; GAN; KOUSKY, 1982; ALVES *et al.*, 1997; DILLENBURG; HESP, 2009).

Importante observar que o período 2015-2016 teve a influência do fenômeno de El Niño de forma muito intensa (KOUSKY; CAVALCANTI, 1984; PEZZI; SOUZA, 2009; CASARIN; KOUSKY, 1986).

A bóia de Santos mostrou um expoente de escala de 0.95. Isto indica um comportamento também persistente ao longo do ano de 2015, ou seja, valores pequenos são mais prováveis de serem seguidos por valores pequenos e vice-versa (SANTOS *et al.*, 2020).

Deve-se considerar o sistema semipermanente de alta pressão (Anticiclone Subtropical do Atlântico Sul) como predominante em ambas as regiões (Rio Grande do Sul e Santos), com gradientes formados entre o centro de alta pressão e as bordas. Isto faz com que o padrão de ventos seja influenciado em intensidade e direção durante o ano com interrupção da estabilidade termodinâmica com a chegada de transientes, tais como sistemas frontais e ciclones extratropicais que aumentam a velocidade dos ventos com passagens contínuas de frentes frias

produzindo eventuais rajadas e inconstâncias, de forma que mesmo com comportamento de persistência o item referente à continuidade compromete o potencial gerador da região.

Na análise do comportamento de escala para a bóia do Rio Grande do Sul (Rio Grande) tem-se um expoente de 0,77. Isto indica uma série com correlação de longo alcance e persistente, ou seja, velocidades do vento com valores grandes ou pequenos tendem a serem seguidos por valores grandes ou pequenos, indicando este comportamento ao longo de todo o período, gerando um efeito de memória de longo prazo (SANTOS *et al.*, 2020).

Além disto, mostra também que se uma anomalia da velocidade do vento, por exemplo, rajadas ou calmarias, existir no passado, ela provavelmente continuará existindo no futuro.

Trata-se de uma costa singular, pois tem cerca de 600 km sem baías, e linha reta contínua com orientação geral NE-SW com fortes brisas marinhas, profundidade média da água nas antepraias de 15-20 m, e com sistemas sinóticos geradores de eventos extremos (SANTOS *et al.*, 2020).

Isto se deve a sua localização em zona de transição de sistemas atmosféricos extratropicais (com massas e frentes polares) com intertropicais (com massas tropicais e correntes perturbadas), onde os sistemas extratropicais exercem o controle dos tipos de tempo na maioria dos eventos extremos (MOLION, 2006; ATKINSON, 2019; CARVALHO; JONES; LIEBMANN, 2004; ESPINOZA, 1996).

Assim, pode aumentar sobremaneira a instabilidade no regime de escoamento dos ventos, onde os principais sistemas atmosféricos geradores de ventos intensos são os ciclones extratropicais, com formação entre os paralelos de 30°S a 40°S e direções de formação sudeste e leste, sendo formados por excessos nos centros de pressão, aumentando sobremaneira a instabilidade do fluxo de ventos (REITER, 1969; WAINER *et al.*, 2003; PETERSON; STRAMMA, 1991; GAN; RAO, 1991; REBOITA, 2008).

Portanto, estes efeitos confirmam a persistência detectada em diversas escalas temporais, mas registrando a instabilidade de fluxo, o que não é salutar para a geração eólica.

Associa-se também a variação interanual na frequência desta ciclogênese na América do Sul, em especial na região do litoral do Rio Grande do Sul, com uma

maior incidência durante anos de El Niño, com aumento de freqüências e velocidades dos ventos e, com a La Niña, com respectivas diminuições (PEZZA; AMBRIZZI, 2003; TOMAZELLI; MARTINS; BARBOZA, 2005; BARLETTA; CALLIARI, 2003; MAIA; CALLIARI; NICOLODI, 2016).

4.4.2 Bóias oceânicas

O Quadro 12, a seguir, registra os expoentes de escala da velocidade do vento nas bóias do Oceano Atlântico Sul no período do ano de 2015, com médias horárias de forma que nas análises das bóias de alto mar, no Oceano Atlântico Sul, também não são registradas ocorrências do fenômeno do *crossover* em nenhuma das bóias (SANTOS *et al.*, 2020).

Observa-se também que todos os expoentes de escala obtidos têm valores superiores à unidade ($\alpha \geq 1$), ou seja, tem-se o cenário de que valores altos ou baixos são normalmente seguidos por valores altos ou baixos, respectivamente, e é quando ocorre uma dinâmica não estacionária (KANTEHARDT *et al.*, 2001).

Isto indica que são séries temporais com ruído e tendência, não-lineares e dinâmicas, características das séries temporais meteorológicas e sem influências de comportamentos de outras variáveis, como a influência do continente.

Deve-se considerar que as séries temporais não-estacionárias referem-se a processo estocásticos, ou seja, a distribuição de probabilidade conjunta é alterada ao longo do tempo, com a média e a variância, se existirem, também de forma que o processo é não correlacionado, ou seja, inteiramente aleatório, inviabilizando a continuidade preconizada inclusive para a geração eólica (KANTEHARDT *et al.*, 2001).

Além disto, as séries não estacionárias indicam também que a variação das flutuações dentro da janela de tempo aumenta, e isto implica que uma flutuação positiva no passado é mais provável de ser seguida por uma flutuação negativa no futuro, e sua recíproca, nesta mesma escala de tempo (KANTEHARDT *et al.*, 2001).

Quadro 12 Valores do expoente de escala da velocidade do vento nas bóias do Oceano Atlântico Sul no Período de 2015, com médias horárias.

Nomenclatura	α	σ
South Atlantic (B5)	1,33	0,01
South Atlantic (B6)	1,33	0,01
South Atlantic (B7)	1,35	0,01
South Atlantic (B8)	1,06	0,02
South Atlantic (B9)	1,31	0,01
South Atlantic (B10)	1,27	0,01
South Atlantic (B11)	1,33	0,01
South Atlantic (B12)	1,02	0,01
South Atlantic (B13)	1,02	0,01
South Atlantic (B14)	1,28	0,01
Coast of Africa (B15)	1,32	0,01
Coast of Africa (B16)	1,42	0,02

Fonte: (SANTOS *et al.*, 2020).

Desta forma, para melhor entendimento do processo de ausência do *crossover*, deve-se considerar uma análise mais detalhada da região, o Oceano Atlântico Sul, e das suas características principais, não sendo o objeto deste estudo (SANTOS *et al.*, 2020).

Logicamente, para uma avaliação mais detalhada é necessário observar desde a sua localização no planeta, até as descrições dos principais ciclos de fenômenos nas relações oceano-atmosfera, pois a sua localização é compreendida entre as latitudes da linha do equador até 20°S com extensão de 10°E a 45°W, e com uma distância de mais de $5 \cdot 10^7$ km², ou seja, um sexto da área do planeta (MERLE; FIEUX; HISARD, 1979; GNANADESIKAN; WELLER, 1995; PRICE, J.F.; WELLER; PINKEL, 1986; PHILANDER, 1976; SANTOS *et al.*, 2019; SANTOS *et al.*, 2020).

4.4.3 Indícios de dependência do *crossover* com a proximidade continental

Além das análises das estações de terra e das bóias costeiras e oceânicas optou-se por verificar, de forma indireta, indícios de dependências entre o aparecimento e angulação do *crossover* com a proximidade da plataforma continental e também do continente.

A observância da ausência do *crossover*, para os dados reais e simulados, no mar, com a sua ausência completa no oceano, e aparecimento correlacionado com a aproximação com o continente, é comportamento que não é encontrado na literatura pesquisada nem previsto na mesma, o que caracteriza aspecto de ineditismo desta própria pesquisa.

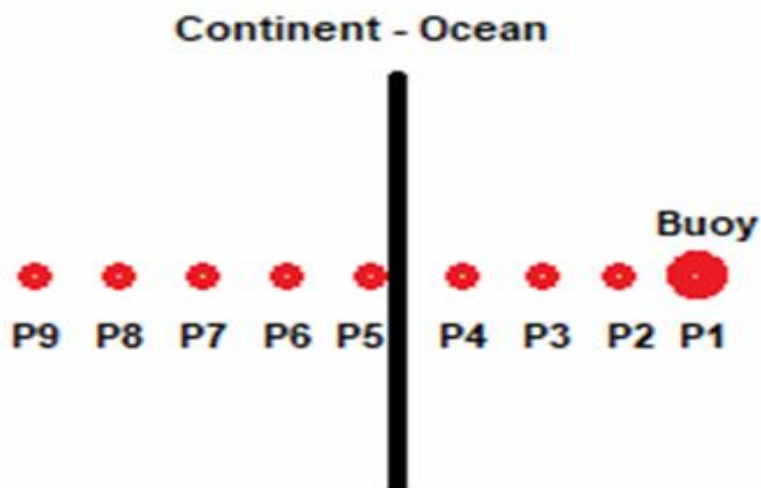
Para detectar este comportamento é importante destacar que a sistemática para o confronto com o modelo de mesoescala WRF é de grande importância, pois não existem bóias que permitam o mapeamento com a aproximação continental, não obstante, dados podem ser extraídos da grade simulada com pontos espaçados em aproximação continental partindo-se de uma das bóias existentes, de forma que se pode confrontar, para fins de validação, os dados da própria bóias (dados reais) com dados extraídos da simulação no mesmo ponto e a partir daí em pontos igualmente espaçados na direção do continente inclusive adentrando-se no mesmo.

Os dados medidos na costa brasileira (janeiro de 2015) são somente para as bóias B1, B2, B3 e B4 e isso sugere a influência da proximidade da costa e da grade computacional usada no modelo WRF.

De acordo com os resultados anteriores, não ocorre a existência do *crossover* em nenhuma das bóias da costa brasileira, Atlântico Sul e costa da África. Portanto, para uma análise da influência da proximidade da costa no fenômeno do *crossover*, foram realizadas simulações de forma a obter-se os dados em pontos equidistantes em direção ao continente.

Em trabalho anterior (SANTOS *et al.*, 2019), foi possível observar a consistência de dado medidos em comparação com simulações WRF. Para uma melhor ilustração, observar a Figura 23 a seguir.

Figura 23 Esquema de simulação partindo da bóia (P1) ao interior do continente.

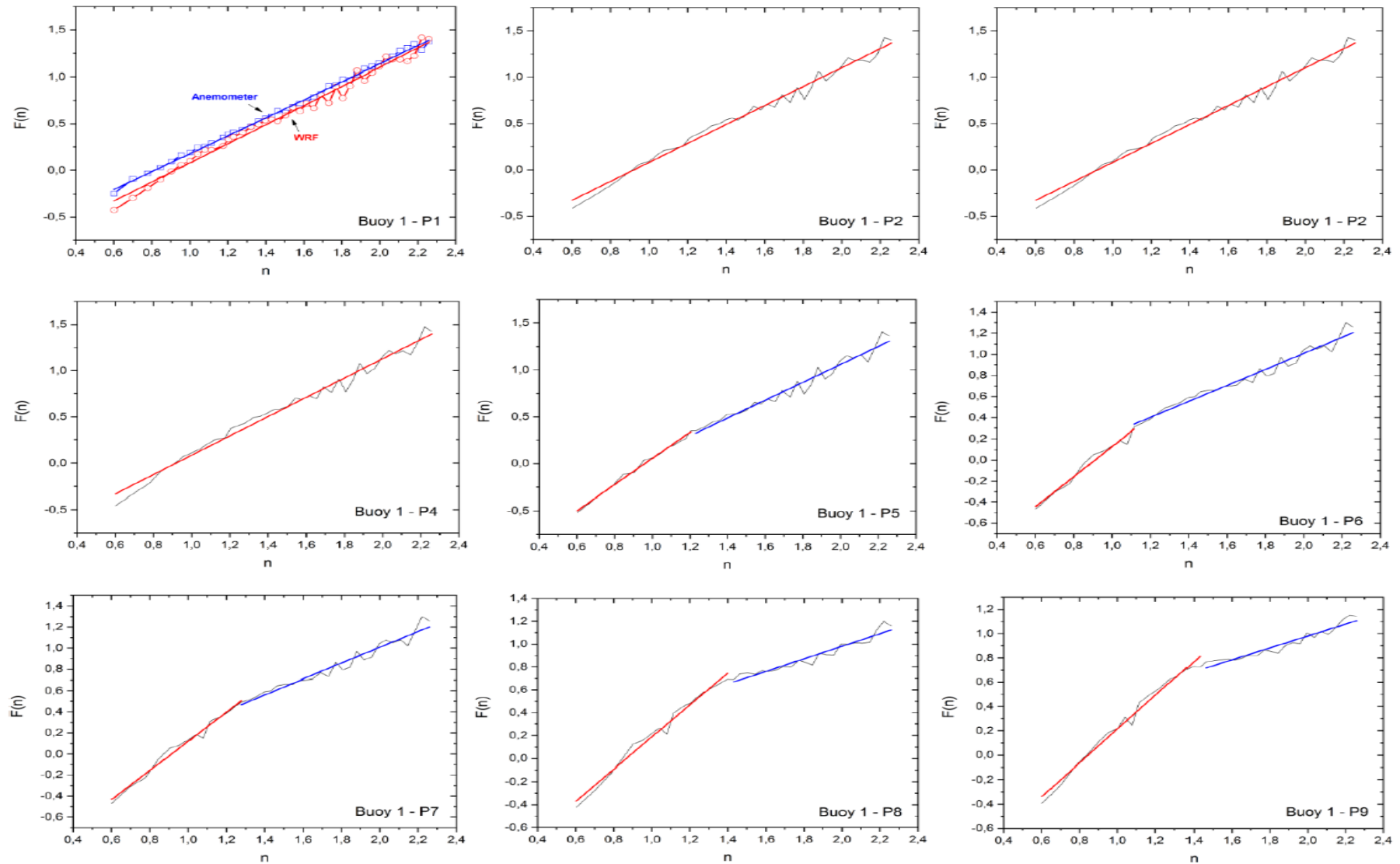


Fonte: (Próprio autor, 2020).

Neste caso, extraem-se dados em pontos eqüidistantes entre a respectiva bóia em direção ao continente, via distância mais curta, gerando assim vários pontos de análise para se observar as propriedades das leis de potência associadas ao fenômeno do *crossover* e sua variação com a proximidade do continente, mas somente com as simulações do modelo WRF (sem dados medidos).

No caso em exemplo da Figura 24 (bóia em Fortaleza), mostra o comportamento de escala com os dados reais (no ponto P1), e simulados em nove pontos eqüidistantes em direção ao continente, partindo-se da bóia com os pontos de 1 a 4 no mar, o ponto 5 na costa (praia) e os pontos de 6 a 9 no continente, usando em P1 dados horários no período de janeiro de 2015.

Figura 24 Comportamento de escala dos dados observados (P1) e simulados, com dados horários no período de janeiro de 2015 da bóia B1 (Fortaleza).



Fonte: (SANTOS *et al.*, 2020).

A análise do comportamento da velocidade do vento em todos os pontos no mar indica a existência de correlação entre os fenômenos globais em longa escala de tempo e flutuações locais em pequenas escalas temporais, bem como a não existência do fenômeno do *crossover*.

Entretanto, detecta-se o surgimento do *crossover* em pontos internos do continente. Esta situação também ocorre nas outras bóias B2, B3 e B4 da plataforma continental.

Com relação ao previsto por Santos *et al.* (2012) no Arquipélago de Abrolhos, o qual apresentou uma dinâmica não-estacionária ($\alpha \geq 1$, comportamento subdifusivo) tanto para valores medidos como de simulação do WRF, vale ressaltar que o anemômetro está localizado em uma pequena ilha, ou seja, recebe influência direta do mar, e no caso específico de Abrolhos, nem se tem a plataforma continental, pois a entrância no oceano profundo é imediata ao sair da ilha e até mesmo do próprio arquipélago, pois as análises da grande maioria das bóias indicaram persistência ($0,5 < \alpha < 1$), com exceção da bóia em Porto Seguro que apresentou um caráter anti-persistente ($\alpha < 0,5$).

Uma informação importante é que deve ser fornecido ao modelo WRF os valores da TSM, que é a temperatura da água perto da superfície do oceano, pois em uma melhor representação espacial da TSM, busca-se uma base de dados de estimativas da TSM com alta resolução espacial, pois a TSM influencia diretamente os fluxos de calor sensível e latente e normalmente anomalias na TSM de um oceano estão associadas a mudanças na circulação da atmosfera gerando assim um impacto direto no vento.

Assim, é comum a busca de um modelo oceânico acoplado a um modelo atmosférico para melhorar a resposta das variáveis superficiais do oceano (fluxos, ondas *etc*).

Isto não foi levado em consideração neste trabalho, sugerindo que esta discrepância entre dados medidos e dados do WRF estejam associadas a estas informações superficiais deficientes da interação oceano-atmosfera.

Esta pesquisa também revelou que a interação oceano-atmosfera é fundamentalmente diferente em mesoescalas oceânicas de 10-1000 km, pois se observa que a velocidade do vento de superfície é localmente mais alta em água

quente e mais baixa em água fria (ou seja, uma correlação positiva que é oposta à encontrada em grandes escalas) (CHELTON; WENTZ, 2005).

O Quadro 13, a seguir, registra o comportamento em escala dos dados simulados das bóias em direção ao continente no período de janeiro de 2015.

Quadro 13 Comportamento em escala dos dados simulados usando WRF, e em direção ao continente, no período de janeiro de 2015.

		Fortaleza				Porto Seguro				Rio Grande				Santos			
Local	Ponto	α_1	σ_1	α_2	σ_2	α_1	σ_1	α_2	σ_2	α_1	σ_1	α_2	σ_2	α_1	σ_1	α_2	σ_2
Oceano	P1	1,02	0,01	-	-	1,11	0,01	-	-	1,14	0,01	-	-	1,17	0,01	-	-
		α_1	σ_1	α_2	σ_2	α_1	σ_1	α_2	σ_2	α_1	σ_1	α_2	σ_2	α_1	σ_1	α_2	σ_2
	P2	1,02	0,01	-	-	0,92	0,02	-	-	1,43	0,01	-	-	1,13	0,01	-	-
		α_1	σ_1	α_2	σ_2	α_1	σ_1	α_2	σ_2	α_1	σ_1	α_2	σ_2	α_1	σ_1	α_2	σ_2
	P3	1,03	0,02	-	-	1,06	0,01	-	-	1,12	0,01	-	-	1,10	0,01	-	-
		α_1	σ_1	α_2	σ_2	α_1	σ_1	α_2	σ_2	α_1	σ_1	α_2	σ_2	α_1	σ_1	α_2	σ_2
	P4	1,04	0,04	-	-	1,26	0,03	0,96	0,03	1,20	0,03	1,06	0,05	1,24	0,02	1,03	0,03
		α_1	σ_1	α_2	σ_2	α_1	σ_1	α_2	σ_2	α_1	σ_1	α_2	σ_2	α_1	σ_1	α_2	σ_2
Praia	P5	1,38	0,03	0,95	0,03	1,29	0,02	0,88	0,03	1,17	0,04	1,04	0,03	1,29	0,03	0,87	0,03
Continente		α_1	σ_1	α_2	σ_2	α_1	σ_1	α_2	σ_2	α_1	σ_1	α_2	σ_2	α_1	σ_1	α_2	σ_2
	P6	1,43	0,09	0,75	0,02	1,14	0,03	0,74	0,04	1,20	0,02	0,97	0,03	1,28	0,04	0,78	0,04
		α_1	σ_1	α_2	σ_2	α_1	σ_1	α_2	σ_2	α_1	σ_1	α_2	σ_2	α_1	σ_1	α_2	σ_2
	P7	1,38	0,05	0,74	0,03	1,16	0,03	0,67	0,04	1,22	0,01	1,02	0,02	1,30	0,01	1,07	0,04
		α_1	σ_1	α_2	σ_2	α_1	σ_1	α_2	σ_2	α_1	σ_1	α_2	σ_2	α_1	σ_1	α_2	σ_2
	P8	1,39	0,04	0,55	0,03	1,57	0,03	0,80	0,04	1,19	0,01	0,96	0,03	1,31	0,03	0,89	0,04
		α_1	σ_1	α_2	σ_2	α_1	σ_1	α_2	σ_2	α_1	σ_1	α_2	σ_2	α_1	σ_1	α_2	σ_2
	P9	1,36	0,04	0,49	0,03	1,38	0,03	0,84	0,03	1,22	0,02	0,78	0,03	1,27	0,03	1,01	0,05

Fonte: (SANTOS *et al.*, 2020).

Observa-se que o fenômeno do *crossover* não é detectado nas bóias, nem nos pontos dentro do mar, ao tempo em que é registrado nas simulações dentro do continente (SANTOS *et al.*, 2019; SANTOS *et al.*, 2020).

Trata-se de resultado singular, cuja explicação pode estar associada a diversos fatores em conjunto, desde o surgimento de outro(s) regime(s) de vento(s) no continente, de forma que este novo regime passaria a influenciar sobremaneira

no comportamento em escala da velocidade do vento local no tempo, com ciclos horários, diários e sazonais, em especial devido à sua interação com a CLA, que tem regime diferenciado das interações oceânicas, até a correlação com a energia térmica absorvida e refletida no continente (MELO; CAVALCANTI; SOUZA, 2009; BRUNT, 1932; ELSASSER, 1942; SANTOS *et al.*, 2020).

Neste sentido, deve-se considerar que para cada 51% da energia recebida pelo Sol que são de fato absorvidas pela superfície terrestre, 30% são refletidas para fora da atmosfera pela própria superfície, nuvens e demais elementos que constituem a atmosfera, e somente 19% são absorvidas pela atmosfera através dos processos de condução, convecção e transferência radiativa (WAINER *et al.*, 2003; PRICE; WELLER; PINKEL, 1986; GOODY, 1964; STALEY; JURICA, 1972).

O ar em contato com a superfície é aquecido por condução, o ar mais acima se aquece por convecção (formando correntes de convecção em que o ar quente é substituído pelo ar frio-ar frio por ar quente) com aquecimento convectivo até em camadas de ar mais afastadas da superfície terrestre, onde a energia emitida pela superfície terrestre é denominada de energia de onda longa (radiação com comprimento de onda do infravermelho) (DUTTON; CRIS; JENNI, 2000; HAARSMA; CAMPOS; MOLTENI, 2003) e que depende da temperatura da superfície do mar, da temperatura do ar, da umidade do ar, da cobertura de nuvens e da auto-interação destas variáveis de forma concomitante (PENG *et al.*, 1994; KOÇAK, 2009; SKAMAROCK, 2005; SKAMAROCK *et al.*, 2008a; CHELTON; XIE, 2010; COMBES, 2014; SANTOS *et al.*, 2020).

Há uma grande disparidade nas escalas intrínsecas de variabilidade na atmosfera e no oceano, e a temperatura atmosférica não pode se ajustar totalmente a gradientes de TSM próximos às frentes oceânicas, resultando em grandes variações na estabilidade atmosférica medida pela diferença de temperatura ar-mar (CHELTON; XIE, 2010). Porém, no continente, essas variações são percebidas e ajustadas em menor escala de tempo, fazendo com que o fenômeno do *crossover* apareça naturalmente (SANTOS *et al.*, 2020).

Importante salientar que a capacidade térmica da água é bem maior do que a capacidade térmica da superfície continental (na razão 4/1). Portanto, o tempo necessário para aquecer e resfriar a água é maior do que aquecer e resfriar a terra. Isto faz com que a grande capacidade térmica dos corpos d'água proporciona a

redução das variações de temperatura ao longo do dia nas áreas continentais vizinhas, tanto pela proximidade quanto por sua quantidade (vapor d'água) que é proveniente do oceano (MELO; CAVALCANTI; SOUZA, 2009; LUMPKIN; GARZOLI, 2005; FERREIRA, 1996).

Além disto, uma maior quantidade de vapor d'água significa maior absorção de radiação infravermelha, gerando assim efeito auto-consistente na temperatura local que aumenta à medida que se aproxima do continente, além do fato de que, durante o dia, a superfície terrestre se aquece mais rapidamente do que a do oceano, e isto proporciona circulação próxima à superfície na direção do continente (brisa marinha diária com correspondente inversão noturna) (COMBES *et al.*, 2014; LUMPKIN; GARZOLI, 2005; LUTGENS; TARBUCK, 2016; SANTOS *et al.*, 2019; SANTOS *et al.*, 2020).

5 CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

A principal contribuição deste trabalho foi evidenciar a ausência do fenômeno de *crossover* em casos *offshore*, considerando dados experimentais de bóias em diferentes locais no Oceano Atlântico Sul e costa da África ao tempo em que se validou que o comportamento da serie temporal medida e simulada em terra e na costa brasileira apresentaram o mesmo comportamento qualitativamente.

Desse modo, a natureza universal do *crossover* aparece apenas em situações *onshore*, sugerindo que isso ocorra devido à interação radiação solar / superfície durante o ciclo diário na camada limite planetária. Além disso, usando a técnica DFA, o comportamento da escala da velocidade do vento na costa do Brasil e no Oceano Atlântico Sul pode ser analisado.

Em análises mais aprofundadas em todo o universo de pesquisa verificou-se que os resultados contribuem para uma melhor compreensão da dinâmica da velocidade do vento nas localidades de Esplanada, Mucuri e Mucugê, onde a velocidade média e máxima do vento estão, em alguns casos, encontrados como equivalentes, e em outros casos, bastantes diferentes um do outro, sem indicação clara quanto à causa dessas semelhanças ou diferenças em termos de posição geográfica, altitude ou clima. Estes registros devem provar-se úteis para a validação de modelos de mesoescala e climáticos globais, uma vez que um modelo válido deve explicar propriedades de escala empiricamente detectadas em dados observados.

A análise com o DFA nos dados das torres anemométricas revelou a existência de pelo menos dois expoentes de escala distintos ao longo do período analisado, ratificando a existência do *crossover* para cada uma das análises dos dados reais e simulados em todas as alturas avaliadas, indicando a existências de dois ou mais fenômenos com escala de tempo diferenciada. Entretanto, para baixas escalas de análise tem-se a semelhança dos dados a processos subdifusivos, ao tempo em que correlações persistentes são sempre registradas ao longo de escalas de tempo mais longas. Não é observada correlação entre os expoentes de escala e

topografia, altitude e distância do mar das torres nos dados medidos e simulados, visto que as correlações foram detectadas em ambos os casos. Cabe ressaltar também que fatores como elevação, rugosidade do terreno, distância do mar e orografia afetam a magnitude da velocidade do vento, mas não afetam a sua estrutura temporal nem a existência dos ciclos curtos e longos. Evidencia-se também que o fenômeno do *crossover* sempre ocorre de forma mais evidente nos dados reais e mais sutis nos dados simulados, visto que os últimos ignoram customizações locais e são dependentes da grade computacional e das diversas parametrizações envolvidas nas simulações. Sugere-se que o efeito de separação entre as escalas devido aos efeitos de turbulência e correlação de longo alcance, que tem uma escala de tempo de aproximadamente um ciclo diário e é independente de posição geográfica, topografia e altitude, seja proveniente da interação das forças externas de mesoescala as quais influenciam diretamente a turbulência gerada na CLA. De fato, nenhum modelo climático deve ignorar os processos físicos que ocorrem na CLA durante um ciclo diário.

A análise dos dados de velocidade do vento nas bóias oceânicas com a aplicação da técnica DFA é singular e pioneira, ao tempo em que permitiu analisar o comportamento de escala da velocidade do vento na costa do Brasil, no Oceano Atlântico Sul e costa da África.

Ratificou-se a existência de comportamento de escala da velocidade do vento, com indicações de persistência em quase todas as bóias analisadas na costa brasileira, excetuando-se a região de confluência de Porto Seguro, onde a continuidade *offshore* da velocidade do vento é comprometida. As simulações numéricas provenientes do modelo de mesoescala WRF mostraram que o modelo não reproduziu adequadamente o comportamento de escala registrado com dados das bóias costeiras, sempre mostrando uma dinâmica não estacionária ($\alpha \geq 1$, comportamento subdifusivo) no oceano. Além disto, foi possível mostrar ausência do fenômeno do *crossover offshore* em regiões oceânicas, bem como a sua dependência com o continente, aprimorando o conhecimento da interação continente-oceano.

Desta forma, confirma-se a hipótese de que o fenômeno do *crossover* é devido a circulação local e efeitos da superfície terrestre, com uma escala de tempo de aproximadamente um ciclo diário (~24 h) em terra firme, a qual é independente

de posição geográfica, topografia e altitude. A ausência de *crossover* em regiões oceânicas do Oceano Atlântico Sul e a sua dependência com a terra firme (continente), configuram um resultado importante para um melhor conhecimento do regime dos ventos e as suas propriedades associadas, e também indica que a metodologia é útil para avaliar o potencial de geração eólica *offshore*.

Este trabalho também sugere que a plataforma continental brasileira tem uma importante contribuição para as fronteiras energéticas com a matriz eólica, além de indicar cenários proibitivos para eventuais implantações destes parques. Apesar do litoral brasileiro e o Oceano Atlântico Sul não terem sido extensivamente analisados (falta de mais dados), os resultados são promissores e recomenda-se a ampliação dos pontos de coleta de dados (no continente e no mar), gerando mais séries temporais de parâmetros meteorológicos para utilização em futuros trabalhos de pesquisa.

REFERÊNCIAS

ABE EÓLICA. **Energia Eólica**. Disponível em: <http://www.abeeolica.org.br/site/zpublisher/secoes/home.asp>. Acesso em: 20 set. 2019.

ACEVEDO, O.C.; PEZZI, L.P.; SOUZA, R.B.; ANABOR, V.; DEGRAZIA G. A. **Atmospheric boundary layer adjustment to the synoptic cycle at the Brazil-Malvinas Confluence, South Atlantic Ocean**. Journal of Geophysical Research, v. 115, D22107 2010.

ADDISON, Paul S. **Fractals and Chaos: An Illustrated Course**. 1^a. Ed. London, CRC Press, 1997.

AHRENS, C. Donald. **Meteorology today: an introduction to weather, climate, and the environment**. Cengage Learning. 2012.

AIE - AGÊNCIA INTERNACIONAL DE ENERGIA (AIE). **Coal Industry Advisory Board**: CIAB. Disponível em: <www.iea-coal.org.uk>. Acesso em: 20 set 2019.

ALVES, J.M.B.; DE SOUZA, E.B.; REPELLI, C.A.; VITORINO, M.I.; FERREIRA, N.S. **Episódios de La Niña na bacia do oceano pacífico Equatorial e a distribuição de chuvas no setor norte do nordeste Brasileiro**. Rev Bras Meteor 1997;12:63-76.

ANJOS, P.S.; ALVESDA, A.S.; STOŠIĆ, S.B and STOŠIĆ, T., 2015. **Long-term correlations and cross-correlations in wind speed and solar radiation temporal series from Fernando de Noronha Island, Brazil**. Physica A: Statistical Mechanics and its Applications 424, 90-96.

ARAKAWA, A.; LAMB, V.R. **Computational design of the basic dynamical processes of the UCLA general circulation model**. Methods in Computational Physics: Advances in Research and Applications. V. 17. 1977.

ARTHUR, Brian W. **Complexity and the Economy**. Science, vol. 284 (5411), p. 107-109, April 1999.

ARYA, S. p., **Introduction to Micrometeorology**. Academic Press, San Diego. 2001.

ATKINSON B.W. **Meso-scale Atmospheric Circulations**. London Acad. Press. 495. 2019. Atlas Climático de Sudamerica. Mapa 4. URL: <<http://www.masterra.org.usp.br/ind.php?inic=00&prod=ensino&pos=2>>. Acesso: 8 set 2019.

AZEVEDO, S.M.; SABA, H.; MIRANDA, J.G,V.; NASCIMENTO FILHO, A.S.; MORET, M.A., 2016. **Self-affinity in the dengue fever time series**. Int. J. Mod. Phys. C 27, 1650143(1-9).

BARLETTA, R. do C.; CALLIARI, L.J. **An assessment of the atmospheric and wave aspects determining beach morphodynamic characteristics along the central coast of RS state, Southern Brazil.** *Journal of Coastal Research*, 35(SI). 2003. 300-308.

BEYRICH, F. **Mixing height estimation from sodar data - a critical discussion.** *Atmospheric Environment*, Vol. 31, n. 23, 1997. p. 3941-3953.

BLUDSZUWEIT, Hans; NAVARRO, José A. D. **A Probabilistic Method for Energy Storage Sizing Based on Wind Power Forecast Uncertainty.** *IEEE. TRANSACTIONS ON POWER SYSTEMS*, vol. 26, nº 3, ago 2011. p. 1651-1658.

BOSSANYI, E.A.E. *et al.* **Wind characteristics and the output of wind turbines.** *Proceedings First British Wind Energy Association Workshop*, Multi-Science Publishing, 1979. 230p.

BOX, G. E. P.; JENKINS, G. M.. **Time Series Analysis: forecasting and control.** San Francisco, Holden-Day, 1976.

BRUNT, D. **Notes on radiation in the atmosphere.** *Q J Roy Met Soc.* 1932. 58: 389.

BUNDE, A.; HAVLIN, S.; KANTELHARDT, J.W.; PENZEL, T.; PETER, J.H.; VOIGT, K. **Correlated and uncorrelated regions in heart-rate fluctuations during sleep.** *Phys Rev Lett.* 2000. 85:3736-3739.

BUNDE, A.; HAVLIN, S.; KOSCIELNY-BUNDE, E.; SCHELLNHUBER, H.J., **Long term persistence in the atmosphere: global laws and tests of climate models.** 2001. *Physica A* 302, 255-67.

BURTON, T. *et al.* **Wind energy handbook.** 2^a. ed. Chichester, West Sussex: Wiley, 2011. 617 p.

BURTON, Tony; SHARPE, David; JENKINS, Nick. **Handbook of wind energy.** John Wiley & Sons, 2001.

BUTCHER, J. C. **Numerical methods for ordinary differential equations.** *Moler. Computer Methods for Mathematical Computations.* Englewood Cliffs, NJ: Prentice-Hall, 1977.

BYRNE, D.; PAPRITZ, L.; FRENGER, I.; MÜNNICH, M.; GRUBER, N. **Atmospheric response to mesoscale sea surface temperature anomalies: assessment of mechanisms and coupling strength in a highresolution coupled model over the South Atlantic.** *Journal of the Atmospheric Sciences*, v. 72(5), p. 1872-1890, 2015.

CALDEIRA, R.; FERNANDEZ, I.; PACHECO, J.M. **On NAO's predictability through the DFA method.** *Meteorology and Atmospheric Physics* 96. 2007. 221-227.

CARVALHO, L.M.V.; JONES, C.; LIEBMANN, B. **The South Atlantic convergence**

zone: Intensity, form, persistence, and relationships with intraseasonal to interannual activity and extreme rainfall. *J Climate*. 2004. 17:88-108.

CASARIN, D.P.; KOUSKY, V.E. **Anomalias de precipitação no sul do Brasil e variações na circulação atmosférica.** *Revista Brasileira de Meteorologia* 1986;1:83-90.

CHELTON, D.B. **Oceanatmosphere coupling:** mesoscale eddy effects, *Nat. Geosci.*, v. 6, p. 594-595, 2013.

CHELTON, D.B.; XIE, S.P. **Coupled ocean-atmosphere interaction at oceanic mesoscales.** *Oceanography Magazine*. 2010. 23:52-69.

CHELTON, D.B; WENTZ, F.J. **Global microwave satellite observations of sea surface temperature for numerical weather prediction and climate research.** *Bulletin of the American Meteorological Society*. 2005. 86:1097-1115.

CHEN, W. Y., **Estimate of dynamical predictability from NMC DERF experiments.** *Mon. Wea. Rev.*, 1989. 117, 1227-1236.

CHEN, X.; GUANGXING, L.; ZUNTAO, F. **Long-range correlations in daily relative humidity fluctuations:** new indexes to characterize the climate regions over China. *Geophys Res Lett*. 2007. 34, L07804.

CHEVALLIER, F.; CHÉRUUY, F.; SCOTT, N. A.; CHÉDIN, A. **A neural network approach for a fast and accurate computation of a longwave radiative budget.** *J. of Applied Meteorology*, v. 35, p. 1385-1397, 1998.

COMBES, V. *et al.* **The salinity signature of the cross-shelf exchanges in the Southwestern Atlantic ocean:** satellite observations. *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2014. 119(11):7794-7810.

COROTIS, R.B.; SIGL, A.B.; KLEIN, J. **Probability models of wind velocity magnitude and persistence.** *Solar Energy*, v.20, p.483-493, 1978.

COSTA, R.L.; VASCONCELOS, G.L., **Long-range correlations and non-stationarity in the Brazilian stock market.** *Physica A*. 2003. 329, 231-248.

DILLENBURG, S.; HESP, P. **Geology and geomorphology of Holocene coastal barriers of Brazil.** Springer., 2009, pp. 390.

DRUMOND, A.; NIETO, R.; GIMENO, L.; AMBRIZZI, T. **A Lagrangian identification of major sources of moisture over Central Brazil and La Plata Basin.** *J. Geophys. Res.*, 113. 2008.

DUTTON, J.F; CRIS, J.; JENNI, L.E. **The effect of global climate change on the regions of tropical convection in CSM1.** *Geophys Res Lett*. 2000. 27(19):3049-3052.

ELMINIR H.K.; AREED F.F.; ELSAYED T.S., **Estimation of solar radiation components incident on Helwan site using neural networks.** *Solar Energy*, v. 79,

p. 270, 2005.

ELSASSER WM. **Heat transfer by infrared radiation in the atmosphere.** Harvard Met. Studies 1942. 6:107.

ESPINOZA, E.S. **Distúrbios nos Ventos de Leste no Atlântico Tropical.** São José dos Campos: Inst. Nac. Pesq. Espaciais. 1996. 149 pp.

FAIRALL, C.W.; BRADLEY, E.F.; ROGERS, D.P.; EDSON, J.B.; YOUNG, G.S. **Bulk parameterization of air-sea fluxes for TOGA COARE.** J. Geophys. Res., v. 101, p. 37473767, 1996.

FEDER, Jens. **Fractals.** Physics: University of Oslo. Norway. Springer Science - Business Media, LLC. Physics of Solids and Liquids. Fractals-Springer US. 1988.

FELIKS, Y.; GHIL, M.; SIMONNET, E. **Low-frequency variability in the midlatitude atmosphere induced by an oceanic thermal front.** J. Atmos. Sci., v. 61, n. 9, p. 961981, 2004.

FERGUSON, Niall. **Virtual History: Towards a "Chaotic" Theory of the Past,** editado por Niall Ferguson Virtual History. Picador, London, 1997.

FERREIRA, A.G.; MELLO, N.G. **Principais sistemas atmosféricos atuantes sobre a Região Nordeste e a influência dos oceanos Pacíficos e Atlântico no clima da região.** Revista Brasileira de Climatologia. 2006. 1:15-28.

FERREIRA, F.F.; ALVES, J.M.B. **Uma análise da evolução termodinâmica no Atlântico tropical em anos de contrastes climáticos.** Revista Brasileira de Agrometeorologia. 2003. 11:129-140.

FERREIRA, N.S. **Zona de convergência intertropical.** Boletim do Climanálise Especial - Comemoração dos 10 anos, São Paulo, 1996. Disponível em: http://climanalise.cptec.inpe.br/~rclimanl/boletim/cliesp10a/zcit_1. Access on 31 jun 2020.

FIGUEIREDO, P.H.; MORET, M.A.; PASCUTTI, P.G.; NOGUEIRA, E.; COUTINHO, S. **Self-affine analysis of protein energy.** Physica A 2010;389:2682-2686.

FOLEY, Aoife M.; LEAHY, Paul.G.; MCKEOGH, Eamon J. **Wind Power Forecasting & Prediction Methods.** 9th International Conference on Environment and Electrical Engineering, Prague, Republica Czech, mai, 2010.

GABLER, Robert *et al.* **Physical geography.** Nelson Education, 2008.

GAN, M.A.; KOUSKY, V.E. **Um estudo observacional sobre as baixas frias da alta troposfera nas latitudes subtropicais do Atlântico Sul e leste do Brasil.** INPE, São José dos Campos, SP, 1982.

GAN, M.A.; RAO, V.B. **Surface cyclogenesis over South America.** Monthly Weather Review 1991;119(6):1293-1302.

GARRATT, J.R. **Review**: the atmospheric boundary layer. *Earth-Science Reviews* 37. 1994. 89-134.

GASCH, R., TWELE, J. **Wind Power Plants**: Fundamentals, Design, Construction and Operation. Solarpraxis AG, Alemanha. 2002.

GIANNAROS, T.M.; MELAS, D.; ZIOMAS, I., **Performance evaluation of the Weather Research and Forecasting (WRF) model for assessing wind resource in Greece**. *Renewable Energy* 102 A. 2017. 190-198.

GIEBEL, Gregor; LANDBERG, Lars; KARINIOTAKIS, G.; BROWNSWORD, R. **State-of-the-Art on Methods and Software Tools for Short-Term Prediction of Wind Energy Production**. European Wind Energy Conference & Exhibition EWEC 2003, Madrid, Spain. 2003.

GILLILAND, E. K.; ROWE, C.: **A comparison of cumulus parameterization schemes in the WRF**. 2014. model. Disponível em: <http://ams.confex.com/ams/pdfpapers/120591.pdf>. Acesso em: 20 nov 2019.

GLAHN, B.; GILBERT, K.; COSGROVE, R.; RUTH, D.; SHEETS, K., **The gridding of MOS-Weather and Forecasting**. 24(2). 2009a. 520-529.

GLAHN, Bob; GILBERT, Kathryn; COSGROVE, Rebecca; RUTH, David; SHEETS, Kari. **The Gridding of MOS - Weather and Forecasting**. 24 (2): 520-529. Bibcode:2009WtFor..24..520G. 2009b.

GLAHN, H. R.; LOWRY D. L. **The Use of Model Output Statistics (MOS) in Objective Weather Forecasting**. *Journal Applied Meteorology*, v. 11, n. 8, p. 1203 - 1211, Dec. 1972.

GNANADESIKAN, A; WELLER, R.A. **Structure and instability of the Ekman spiral in the presence of surface gravity waves**. *Journal of Physical Oceanography*. 1995. 25(12):3148-3171.

GONI, G.; BRINGAS, F.; DINEZIO, P. **Observed Variability of the South Atlantic Subtropical Gyre**, in *Geophys. Res. Letters*, submitted, 2008.

GOODY, R.M. **Atmospheric radiation**, I. Theoretical Basis. London, Oxford University Press. 1964.

GOOS-BRASIL. **Programa Prediction and Research Moored Array in the Tropical Atlantic (PIRATA)**. 2019. Disponível em: <http://www.goosbrasil.org/pirata/dados/>.

HAARSMA, R.J; CAMPOS, E.J.D; MOLTENI, F. **Atmospheric response to South Atlantic SST dipole**. *Geophys Res Lett*. 2003. 30(16):1864.

HASHIZUME, H.; XIE, S.P.; FUJIWARA, M.; SHIOTANI, M.; WATANABE, T.; TANIMOTO, Y.; LIU, W.T.; TAKEUCHI, K. **Direct observations of atmospheric boundary layer response to SST variations associated with tropical instability**

- waves over the eastern equatorial Pacific.** J. Clim., v. 15, p. 3379-3393, 2002.
- HASTENRATH, Stefan. **Climate and Circulation of the Tropics.** Springer Science & Business Media, 2012.
- HAVLIN, S.; BULDYER, S.V.; BUNDE, A.; GOLDBERGER, A.L.; IVANOV, P.; PENG, C.K.; STANLEY, H.E. **Application Of Statistical Physics To Heartbeat Diagnosis.** Physica A 274. 1999. 99-110.
- HAYES, S.P.; MCPHADEN, M.J.; WALLACE, J.M. **The influence of sea surface temperature on surface wind in the Eastern Equatorial Pacific: weekly to monthly variability.** J. Clim., v. 2, p. 1500-1506, 1989.
- HOLTON, James R.; HAKIM, Gregory J. **An Introduction to Dynamic Meteorology.** Fifth Edition. 2013. Academic Press is an imprint of Elsevier. 2013.
- INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA (IBGE). **Anuário estatístico brasileiro.** Rio de Janeiro, 2017.
- INSTITUTO NACIONAL DE METEOROLOGIA (INMET). **Análise das anomalias das temperaturas no ano de 2015.** Brasília, 2016. Disponível em: <http://www.inmet.gov.br/portal/index.php?r=home/page&page=notas_tecnicas>.
- INSTITUTO NACIONAL DE METEOROLOGIA (INMET). **Panorama geral das condições meteorológicas e os principais eventos extremos significativos ocorridos no Brasil em 2016.** Brasília, 2017. Disponível em: <http://www.inmet.gov.br/portal/notas_tecnicas/Panorama-Geral-2016-Brasil.pdf>.
- INTERNATIONAL RENEWABLE ENERGY AGENCY (IRENA). **Renewable energy benefits: leveraging local capacity for offshore wind,** IRENA, 2020, Abu Dhabi.
- IVANOV, P.; ROSENBLUM, M.G.; PENG, C.K.; MIETUS, J.; HAVLIN, S.; STANLEY, H.E.; GOLDBERGER, A.L. **Scaling behavior of heartbeat intervals obtained by wavelet-based time-series analysis.** Nature. 1996. 383, 323-327.
- IVANOVA, K; AUSLOOS, M. **Application of the detrended fluctuation analysis (DFA) method for describing cloud breaking.** Physica A 1999. 274:349-354.
- JACKS, E.; BROWER, J.; DAGOSTARO, V.; DALLAVALLE, J. **New NGM-based MOS guidance for maximum/minimum temperature, probability of precipitation, cloud amount, and sea surface wind.** Weather and Forecasting, v. 5, n. 1, p. 128-138, March 1990.
- JARAMILLO, O.A.; BORJA, M.A., **Wind speed analysis in La Ventosa, Mexico: a bimodal probability distribution case.** Renewable Energy 29. 2004. 1613-1630.
- JUSTUS, C.G.; HARGREAVES, W.R.; YALCIN, A. **Nationwide assessment of potential output from wind powered generators.** Journal of Applied Meteorology, v.15, p.673-678, 1976.
- KANTELHARDT, J. W. **Fractal and multifractal time series.** In: Encyclopedia of

Complexity and Systems Science; preprint arXiv: 0804.0747, Springer, 2009.

KANTELHARDT, J.W., BUNDE, E.K., REGO, H.H.A.; HAVLIN S., **Detecting long-range correlations with detrended fluctuation analysis**. Physica A 295. 2001. 441-454.

KAVASSERI, R.G.; NAGARAJAN, R., **Evidence of crossover phenomena in wind speed data**. IEEE Transactions on Circuits and Systems 51. 2004. 2255-2262.

KIRINUS, E.P.; OLEINIK, P.H.; COSTI, J.; MARQUES, W.C. **Long-term simulations for ocean energy off the Brazilian coast**. Energy 2018;163:364-382.

KITAGAWA, Y.K.L., NASCIMENTO, E.G.S., SOUZA, N.B.P., AYLAS, G.Y.R., ZUCATELLI, P.J., SALVADOR, N. and MOREIRA, D.M., 2017. **Assessment of the sensitivity of the WRF model using different PBL schemes over the Metropolitan Region of Salvador**. XXXVIII Iberian Latin American Congress on Computational Methods in Engineering, CILAMCE. 2017. Florianopolis, Brazil. doi:10.20906/CPS/CILAMCE2017-0647.

KOÇAK, Kasım. **A method for determination of wind speed persistence and its application**. Energy 27. 2002 p. 967-973. Disponível em: <http://www.elsevier.com/locate/energy>. Acesso em: 30 out 2019.

KOÇAK, Kasım. **Examination of persistence properties of wind speed records using *Detrended Fluctuation Analysis***. Energy 34. 2009. 1980-1985. Istanbul Technical University, Department of Meteorology, 34469 Maslak, Istanbul, Turkey. Disponível em: <http://www.elsevier.com/locate/physa>. Acesso em 30: out 2019.

KOSCIELNY-BUNDE, E.; BUNDE, A.; HAVLIN, S.; ROMAN, H.E.; GOLDREICH, Y.; SCHELLNHUBER, H.J. **Indication of a Universal Persistence Law Governing Atmospheric Variability**. Phys. Rev. Lett. 81. 1998. 729-732.

KOUSKY, V.; CAVALCANTI, I.F.A. **Eventos oscilação sul - El Niño: características, evolução e anomalias de precipitação**. Ciência e Cultura 1984;36(11):1888-1899.

KUO, Y.-H.: **Mesoscale Numerical Weather Prediction**. 2012. Disponível: http://www.ias.sdsmt.edu/Orville%20Symposium/Abstracts/Kuo_New.pdf. Acesso em: 20 nov 2019.

KURNAZ, M.L., **Application of detrended fluctuation analysis to monthly average of the maximum daily temperatures to resolve different climates**. Fractals 12. 2004. 365-373.

LEYBA, I. M.; SARACENO, M.; SOLMAN, S. A. **Airsea heat fluxes associated to mesoscale eddies in the Southwestern Atlantic Ocean and their dependence on different regional conditions**. Climate Dynamics, v. 49, n. 78, p. 24912501, 2017.

LINDZEN, R. S.; NIGAM, S. **On the role of sea surface temperature gradients in forcing lowlevel winds and convergence in the tropics**. J. Atmos. Sci., v. 44, n. 17, p. 24182436, 1987.

LIU, Y.; CIZEAU, P.; MEYER, M.; PENG, C.K.; STANLEY, H.E. **Correlations in economic time series**. Physica A 245. 1997. 437-440.

LUMPKIN R; GARZOLI, S. **Near-surface circulation in the tropical Atlantic ocean, Part II: time-mean currents and seasonal variability**. Deep Sea Res I 2005;53(3):495-518.

LUTGENS, F.K.; TARBUCK, E.J. **The atmosphere: an introduction to meteorology**. Prentice Hall. Inc. New Jersey. 5th ed. 2016. 166p.

MAIA, N.Z.; CALLIARI, L.J.; NICOLODI, J.L. **Analytical model of sea level elevation during a storm: Support for coastal flood risk assessment associated with cyclone passage**. Continental Shelf Research. 2016. 124:23-34.

MALAMUD, B.D.; TURCOTTE, D.L. **Self-affine time series: measures of weak and strong persistence**. Journal of Statistical Planning and Inference. 1999. 80(1-2):173-196.

MANDELBROT, B. **The Fractal Geometry of Nature**. New York: W.H. Freeman and Company. 1983.

MANDELBROT, Benoit B. **The Fractal Geometry of Nature**. W.H. Freeman and Co, New York. 1982.

MANTEGNA, R.N.; STANLEY, H.E.. **An Introduction to econophysics: correlations and complexity in finance**. Cambridge University Press. 2000. 144pp.

MANWELL, J.F.; MCGOWAN, J.G.; ROGERS, A.L. **Wind Energy Explained. Theory, Design and Application**. Jonh Wiley & Sons, LTD. 2015.

MARCONI, Marina de Andrade; LAKATOS, Eva Maria. **Técnicas de pesquisa**. 2^a. ed. rev. e ampl. São Paulo: Atlas, 2017.

MATSOUKAS, A.; ISLAM, S.; RODRIGUEZ-ITURBE, I. **Detrended fluctuation analysis of rainfall and streamfall time series**. Journal of geophysical research 105, 105 - 129, 2000.

MATTHEWS, B.J.H. **The Rate of Air-Sea CO₂ Exchange**. The Rate of Air-Sea Exchange: Chemical Enhancement and Catalysis by Marine Microalgae. 1999.

MELO, A.B.C; CAVALCANTI, I.F.A.; SOUZA, P.P. **Zona de convergência intertropical do Atlântico**. Tempo e clima no Brasil. São Paulo: Oficina de Textos. 2009. 2:25-41.

MERLE, J.; FIEUX, M.; HISARD, P. **Annual signal and interannual anomalies of sea surface temperature in the eastern equatorial Atlantic ocean**. Deep-Sea Research. 1979. 26:77- 101.

MOLION, L.C.B. **Aquecimento Global, El Niños, manchas solares, vulcões e oscilação decadal do Pacífico**. Revista Climanalise. 2006. 3(1):1-10.

MONTANARI, A.; ROSSO, R.; TAQQU, M.S. **A seasonal fractional ARIMA model applied to the Nile River monthly flows at Aswan.** Water Resour Res 2000. 36:1249-1259.

MOREIRA, Davidson; TIRABASSI, Tiziano. **Modelo matemático de dispersão de poluentes na atmosfera:** um instrumento técnico para a gestão ambiental. Ambiente & Sociedade, vol. 7, núm. 2, julho-diciembre, 2004, p p. 159-171. Disponível em: Disponível em: <http://www.redalyc.org/articulo.oa?id=31770210>. Acesso em 2 jul 2019.

MORET, M. A.; MORET, G.F.; ZEBENDE, E.; NOGUEIRA PEREIRA, M.G. **Fluctuation analysis of stellar x-ray binary systems.** Phys. Rev. E 68. 2003. 041104.

MORET, M. A.; SENNA, V. de; ZEBENDE, G. F.; VAVELIUK, p. **X-ray binary systems and nonextensivity.** Physica A. 389: 854-858, 2010.

MORET, M.A. **Self-affinity and nonextensivity of sunspots.** Phys Lett A. 2014. 378:494-496.

MORETTIN, P. A.; TOLOI, C.M.C. **Análise de Séries Temporais.** ABE - Projeto Fisher. Editora Edgard Blucher LTDA, São Paulo, 2006.

MÜLLER, Peter. **The Equations of Oceanic Motions.** S.I.: 2006. p. 112.

NATIONAL CENTER FOR ATMOSPHERIC RESEARCH (NCAR). **User's Guides for the Advanced Research WRF (ARW) Modeling System, v. 3,** apr. 2017. Disponível em: <http://www2.mmm.ucar.edu/wrf/users/docs/user_guide_V3.9/users_guide_chap3.html>.

NATIONAL RESEARCH COUNCIL (NRC) *et al.* **Boundary layer dynamics.** National Academies Press, 1997.

O'NEILL, L. W.; ESBENSEN, S. K.; THUM, N.; SAMELSON, R. M.; CHELTON, D. B. **Dynamical analysis of the boundary layer and surface wind responses to mesoscale SST perturbations.** Journal of Climate, v. 23, n. 3, p. 559581, 2010.

ORUN, M.; KOÇAK. K., **Application of detrended fluctuation analysis to temperature data from Turkey.** Int. J. Climatol. 29. 2009. 2130-2136.

PADOVANI, U.; CASTAGNOLA, L. **História da filosofia.** Melhoramentos, 1995.

PATEL, Mukund R. **Wind and Solar Power Systems Design.** Analysis. 2017.

PENG, C.K.; BULDYREV, S.V.; HAVLIN, S.; SIMONS, M.; STANLEY, H.E.; GOLDBERGER, A.L. **Mosaic organization of DNA nucleotides.** Physical Review E. 1994. 49(2):1685-1989.

PETERSON, R.G.; STRAMMA, L. **Upper-level circulation in the South Atlantic ocean.** Progress in Oceanography. 1991. 26:1-73.

PEZZA, A.B.; AMBRIZZI, T. **Variability of southern hemisphere cyclone and anticyclone behavior**: further analysis. *Journal of Climate*. 2003. 16:1075-1083.

PEZZI, L. P.; SOUZA, R. B. D.; QUADRO, M. F. **A review on the oceanatmosphere interaction processes in regions of strong sea surface temperature gradients of the South Atlantic Ocean based on observational data**. *Revista Brasileira De Meteorologia*, v. 102 31(4), p. 428453, 2016.

PEZZI, L.P.; SOUZA, R.B. **Variabilidade de meso-escala e interação oceano-atmosfera no Atlântico sudoeste**. In: Iracema F. A. Cavalcanti; Nelson J. Ferreira; Maria Assunção F. Dias; Maria Gertrudes A. Justi. (Org.). *Tempo e Clima no Brasil*, 1. ed. São Paulo: Oficina de Textos 2009;1:385-405.

PHILANDER, S.G.H. **Instabilities of zonal equatorial currents**. *Journal of Geophysical Research*. 1976. 81:3725-3735.

PIVA, E.D.; MOSCATI, M.C.L.; GAN, M.A. **Papel dos fluxos de calor latente e sensível em superfície associado a um caso de ciclogênese na costa leste a América do Sul**. *Rev. Bras. Meteor.*, v. 23, p. 450476, 2008.

PODOBNIK, B., & STANLEY, H. E. **Detrended cross-correlation analysis**: a new method for analyzing two nonstationary time series. *Physical review letters*. 2008. 100(8), 084102.

PRICE, J.F.; WELLER, R.A.; PINKEL, R. **Diurnal cycling**: observations and models of the upper ocean response to diurnal heating, cooling and wind mixing- *Journal of Geophysical Research*. 1986. 91:8411-8427.

PUTNAM, P.C. **Power from wind**. Von Nostrand, 1948. 224p.

RATJIRANUKOOL, P.; RATJIRANUKOOL, S., **Evaluating wind speed by WRF model over Northern Thailand**. *Energy Procedia* 138. 2017. 1171-1176.

REBOITA, M.S. **Ciclones extratropicais sobre o Atlântico Sul**: simulação climática e experimentos numéricos de sensibilidade. Universidade de São Paulo. 2008.

REITER, E.R. **Tropopause Circulations and Jet Streams**. *World Survey of Climatology. Climate of Free Atmosphere*. 1969. 4:85-204.

ROESCH, A.; WILD, M.; OHMURA, A.; DUTTON, E. G.; LONG, C. N.; ZHANG, T. **Assesmente of BSRN radiation records for the computation of monthly means**. *Atmos. Meas. Tech.*, v. 4, p. 339-354, 2011.

ROLL, Hans Ulrich. **Physics of the Marine Atmosphere: International Geophysics Series**. Elsevier, 2016.

SAKAMOTO, M. **Sistemas Convectivos de Mesoescala observados na Região Subtropical da América do Sul durante o SALLJEX**. São Paulo: Inst. Astron., Geof. e C. Atmosf., IAG-USP. 2009. 281 p.

SALVADOR, N.; REIS JR, N.C.; SANTOS, J.M.; ALBUQUERQUE, T.T.A., LORIATO,

A.G., DELBARRE, H., AUGUSTIN, P., SOKOLOV, A.; MOREIRA, D.M., **Evaluation of Weather Research and Forecasting model parameterizations under sea-breeze conditions in a North Sea coastal environment.** J. Meteor. Res. 30(6), 2016. 998-1018.

SANTOS, J.V.C; MOREIRA, D.M.; MORET, M.A.; NASCIMENTO, E.G.S. **Analysis of long-range correlations of wind speed in different regions of Bahia and the Abrolhos Archipelago, Brazil.** Energy. 2019. 167:680-687.

SANTOS, J.V.C; PERINI, N.B., MORET, M.A.; NASCIMENTO, E.G.S.; MOREIRA, D.M. **Scaling behavior of wind speed in the coast of Brazil and the South Atlantic Ocean: the crossover phenomenon.** Energy. 2020. (Aceito para publicação- Nov 2020).

SANTOS, Maíra de Oliveira; STOSIC, Tatijana; STOSIC, Borko D. **Long-term correlations in hourly wind speed records in Pernambuco, Brazil.** 2012. Disponível em: <http://www.elsevier.com/locate/physa>. Acesso em 30 out 2019.

SHERLOCK, R.H. **Analyzing winds for frequency and duration.** Meteorology Monogr., n.4, 72-79, 1951.

SIKORA, Todd D.; UFERMANN, Susanne. Marine atmospheric boundary layer cellular convection and longitudinal roll vortices. **Synthetic aperture radar marine user's manual. NOAA, Washington, DC**, p. 321-330, 2004.

SIMMONDS, I.; KEAY, K.; TRISTRAM BYE, J.A. **Identification and Climatology of Southern Hemisphere Mobile Fronts in a Modern Reanalysis.** Journal of Climate, 25(6). 2012. 1945-1962.

SIWY, Z; AUSLOSS, M.; IVANOVA, K. **Correlation studies of open and closed state fluctuations in an ion channel:** Analysis of ion current through a large-conductance locust potassium channel. Phys Rev E. 2002. 65:031907.

SKAMAROCK, W. **Why is there more than one dynamical core in WRF? A technical perspective.** 2005. http://www.mmm.ucar.edu/people/skamarock/one_core_2005.pdf. Access on 2 jun 2020.

SKAMAROCK, W.C.; KLEMP, J.B.; DUDHIA, J.; GILL, D.O.; BARKER, D.M.; HUANG, X.Y.; WANG, W.; POWERS, J.G. **A description of the advanced research WRF version 3 (NCAR Technical Note), Mesoscale and Microscale Meteorology Division do NCAR.** Boulder, Colorado, USA. 2008b.

SKAMAROCK, W.C; KLEMP, J.B.; DUDHIA, J.; GILL, D.O.; BARKER, D.M.; HUANG, X.Y.; WANG, W.; POWERS, J.G.. **A description of the advanced research WRF version 3 (NCAR Technical Note).** Mesoscale and Microscale Meteorology Division do NCAR, 2008a. Boulder, Colorado, USA.

SMALL, R.J.; SZOEKE, S.P; XIE, S.P; O'NEILL, L.; SEO, H.; SONG, Q.; CORNILLON, P.; SPALL, M.; MINOBE, S. **Airsea interaction over ocean fronts and eddies.** Dyn. Atmos. Oceans, v. 45, p. C274-319, 2008.

SOMAN, Saurabh S. *et al.* Uma revisão dos métodos de previsão de energia e velocidade do vento com diferentes horizontes temporais. In: **Simpósio de energia norte-americano 2010**. IEEE, 2010. p. 1-8.

SPALL, M. A . **Midlatitude wind stress-sea surface temperature coupling in the vicinity of oceanic fronts**. J. Clim., v. 20(15), p. 3785-3801, 2007.

STALEY, D.O; JURICA, G.M. **Effective atmospheric emissivity under clear skies**. J Appl Meteor. 1972. 11:349-356.

STULL, R.B., **An introduction to boundary layer meteorology**. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht. 1988. 669pp.

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

SUTCLIFFE, J.V. **Obituary**: Harold Edwin Hurst: 1 January 1880 - 7 December 1978. Hydrological Sciences – Bulletin - des Sciences Hydrologiques, v.24, n.4, p.539–541, dez. 1978.

TOKINAGA, H.; Tanimoto, Y.; XIE, S.P. SST. **Induced surface wind variations over the Brazil-Malvinas Confluence: satellite and in situ observations**. J. Clim. v. 18, p. 3470-3482, 2005.

TOMAZELLI, L.J.; MARTINS, L.R.; BARBOZA, E.G. **Modificações de longo período da linha de costa das barreiras costeiras do Rio Grande do Sul**. Gravel. 2005. 3(1):4-9.

TSONIS, A.A.; ROEBBER, P.J.; ELSNER, J.B., **Long-range correlations in the extratropical atmospheric circulation**: origins and implications. Journal of Climate 12. 1999. 1534-1541.

UVO, C.R.B.; BERNDTSSON, R. **Regionalization and spatial properties of Ceará state rainfall in northeast Brazil**. J Geoph Res 1996;101:4221-4233.

VISLOCKY, R. L.; FRICHT, J.M. **Generalized additive models versus linear regression in generating probabilistic MOS forecasts of aviation weather parameters**. Weather and Forecasting, v. 10, n. 4, p. 669 - 680, Dec.1995.

WAINER, I.; TASCHETTO, A.; SOARES, J.; OLIVEIRA, A.P.; OTTO-BLIESNER, B.; BRADY, E. **Intercomparison of heat fluxes in the South Atlantic**. Part I: The Seasonal Cycle. Journal of Climate. 2003. 16:706-714.

WALLACE, J. M.; HOBBS, P. V. **Atmospheric science - an introductory survey, second edition**. Academic Press. 1989. 483 pp.

WEISSER, D. **A wind energy analysis of Grenada: an estimation using the Weibull density function**. Renewable Energy, Denver, v. 28, n. 11, p. 1803-1812, 2003.

WENTINK, JR.; TUNIS. **Wind power potential of Alaska; Part I**. Sci. Rep.,

NSF/RANN Grant GI-43098 Geophysical Institute, University of Alaska, Fairbanks [NTIS, PB 238-507], 1974.

WU, Yuan-Kang; HONG, Jing-Shan. **A literature review of wind forecasting technology in the world.** Power Tech, IEEE Lausanne, jul, 2007.

XIE SP. **Coupled ocean atmosphere interaction at oceanic mesoscales.** Oceanography 2010;23(4)52-69.

XUE, H.; PAN, Z.; BANE JR., J. M. **A 2D coupled atmosphere-ocean model study of air-sea interactions during a cold air outbreak over the Gulf Stream. Monthly weather review**, v. 128(4), p. 973996, 2000.

ZEBENDE, G.F; SILVA, M.V.S. da; ROSA, A.C.P.; ALVES, A.S.; DE JESUS, J.C.O.; MORET, M.A. **Studying long-range correlations in a liquid-vapor-phase transition.** Physica A. 2004. 342:322-328.

APÊNDICE A - RELAÇÃO DE TRABALHOS PUBLICADOS

Na produção acadêmica associada a esta pesquisa foram gerados, juntos com valorosos colaboradores do grupo de pesquisa multi institucional (Centro Universitário SENAI-CIMATEC, Universidade Federal do Espírito Santo, Universidade Estadual da Bahia *etc*) três artigos em importantes revistas científicas, a citar, a revista Energy, dois artigos, e a revista Mundi, intitulados:

- a) Título: “Analysis of long-range correlations of wind speed in different regions of Bahia and the Abrolhos Archipelago, Brazil” em 2019 e,
- b) Título: “Scaling behavior of wind speed in the coast of Brazil and the South Atlantic Ocean: the crossover phenomenon” aceito para publicação em novembro de 2020 que refletem o cenário atual sobre estas temáticas e afins;
- c) Título: “Avaliação de Potencial Eólico e Solar com Correlações de Longo Alcance em Séries Temporais em Salvador”, em recente publicação na Revista Mundi (Energia, Tecnologia e Gestão em Curitiba, Paraná);

Importante considerar também o registro de que desde o início das pesquisas as participações em congressos e eventos acadêmicos são práticas comuns, pois, de forma continuada, se apresenta os resultados e tendências da pesquisa, conforme Quadro 14 a seguir:

Quadro 14 Participações em Congressos e Eventos Acadêmicos

Título	Evento	Local	Período
“Correlações de Longo Alcance em Modelagens de Flutuações de Séries Temporais da Velocidade do Vento em Salvador-Ba: Resultados Preliminares Para Maximização da Geração de Energia Eólica”	XVIII Encontro Nacional de Modelagem Computacional e VI Encontro de Ciência e Tecnologia de Materiais	Salvador, Bahia	Mai de 2015

Título	Evento	Local	Período
“Correlações de Longo Alcance da Velocidade do Vento em Salvador-Ba”	X Encontro Nacional de Física Estatística	Vitória, Espírito Santo	Julho de 2015
“Correlações de Longo Alcance em Modelagens de Flutuações de Séries Temporais da Velocidade do Vento em Salvador-Ba: resultados preliminares para maximização da geração de energia eólica”	V Workshop de Pesquisa, Tecnologia e Inovação (PTI) e I Simpósio Internacional de Inovação e Tecnologia (SIINTEC)	Salvador, Bahia	Agosto de 2015
“Correlações de Longo Alcance em Modelagens de Flutuações de Séries Temporais da Velocidade do Vento em Salvador-Ba: Resultados Preliminares para Maximização da Geração e Energia Eólica”	Workshop de Pesquisa Tecnologia e Inovação (PTI) e I Simpósio Internacional de Inovação e Tecnologia (SIINTEC)	Salvador, Bahia	Setembro de 2015
“Correlações de Longo Alcance na Velocidade do Vento em Salvador-Ba e Geração de Energia Eólica”	II Workshop de Gestão, Tecnologia Industrial e Modelagem Computacional	Salvador, Bahia	Outubro de 2015
“Potencial Eólico, Modelagens de Rayleigh-Weibull e Correlações Bilineares de Longo Alcance em Salvador-Ba”	Workshop de Gestão, Tecnologia Industrial e Modelagem Computacional	Salvador, Bahia	Abril de 2016
“Correlações de Longo Alcance da Velocidade do Vento em Diferentes Regiões no Estado da Bahia”	X Congresso de Engenharia Mecânica (CONEM)	Salvador, Bahia	Mai de 2018
“Leis de Potência na Velocidade do Vento em Algumas Regiões da Bahia e no Arquipélago de Abrolhos”	IV Simpósio Internacional de Inovação e Tecnologia (SIINTEC) e VIII Workshop de Pesquisa Tecnologia e Inovação (PTI) e Modelagem e Simulação Computacional Aplicada à Indústria	Salvador, Bahia	Abril de 2018
“Correlações de Longo Alcance da Velocidade do Vento em Diferentes Regiões no Estado da Bahia”	III Seminário de Avaliação de Pesquisa Científica e Tecnológica (SAPCT) e II Workshop de Integração e Capacitação em Processamento de Alto Desempenho (ICPAD) E VIII GPU NVIDIA Workshop	Salvador, Bahia	Julho de 2018
“Avaliação de Potencial Eólico e Solar com Correlações de Longo Alcance em Séries Temporais em Salvador”	XXI Encontro Nacional de Modelagem Computacional e IX Encontro de Ciências e Tecnologias de Materiais	Buzius, Rio de Janeiro	Junho de 2018

Fonte: (Próprio autor, 2020).

Não obstante, não constam nestas relações as diversas palestras, formais e informais, para colaboradores do próprio grupo de pesquisa, alunos e demais colaboradores que são elementos motivadores e geram momentos de reflexão à problemática da pesquisa e suas possibilidades de prospecção.