



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA E TECNOLOGIA

**INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS**

sid.inpe.br/mtc-m21d/2024/08.10.00.20-TDI

**ANÁLISE DE VIÉS E CORREÇÃO DAS ESTIMATIVAS  
DE VENTO EM SUPERFÍCIE DO MODELO WRF A  
PARTIR DE DADOS DE ESCATERÔMETROS NA  
REGIÃO OESTE DO OCEANO ATLÂNTICO TROPICAL  
E SUL**

Bruna Larissa Rabelo dos Reis

Dissertação de Mestrado do  
Curso de Pós-Graduação em  
Meteorologia, orientada pela Dra.  
Natalia Rudorff Oliveira, aprovada  
em 05 de agosto de 2024.

URL do documento original:

[<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34T/4BQKAUE>](http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34T/4BQKAUE)

INPE  
São José dos Campos  
2024

**PUBLICADO POR:**

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE  
Coordenação de Ensino, Pesquisa e Extensão (COEPE)  
Divisão de Biblioteca (DIBIB)  
CEP 12.227-010  
São José dos Campos - SP - Brasil  
Tel.:(012) 3208-6923/7348  
E-mail: pubtc@inpe.br

**CONSELHO DE EDITORAÇÃO E PRESERVAÇÃO DA PRODUÇÃO INTELLECTUAL DO INPE - CEPPII (PORTARIA Nº 176/2018/SEI-INPE):****Presidente:**

Dra. Marley Cavalcante de Lima Moscati - Coordenação-Geral de Ciências da Terra (CGCT)

**Membros:**

Dra. Ieda Del Arco Sanches - Conselho de Pós-Graduação (CPG)  
Dr. Evandro Marconi Rocco - Coordenação-Geral de Engenharia, Tecnologia e Ciência Espaciais (CGCE)  
Dr. Rafael Duarte Coelho dos Santos - Coordenação-Geral de Infraestrutura e Pesquisas Aplicadas (CGIP)  
Simone Angélica Del Ducca Barbedo - Divisão de Biblioteca (DIBIB)

**BIBLIOTECA DIGITAL:**

Dr. Gerald Jean Francis Banon  
Clayton Martins Pereira - Divisão de Biblioteca (DIBIB)

**REVISÃO E NORMALIZAÇÃO DOCUMENTÁRIA:**

Simone Angélica Del Ducca Barbedo - Divisão de Biblioteca (DIBIB)  
André Luis Dias Fernandes - Divisão de Biblioteca (DIBIB)

**EDITORAÇÃO ELETRÔNICA:**

Ivone Martins - Divisão de Biblioteca (DIBIB)  
André Luis Dias Fernandes - Divisão de Biblioteca (DIBIB)



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA E TECNOLOGIA

**INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS**

sid.inpe.br/mtc-m21d/2024/08.10.00.20-TDI

**ANÁLISE DE VIÉS E CORREÇÃO DAS ESTIMATIVAS  
DE VENTO EM SUPERFÍCIE DO MODELO WRF A  
PARTIR DE DADOS DE ESCATERÔMETROS NA  
REGIÃO OESTE DO OCEANO ATLÂNTICO TROPICAL  
E SUL**

Bruna Larissa Rabelo dos Reis

Dissertação de Mestrado do  
Curso de Pós-Graduação em  
Meteorologia, orientada pela Dra.  
Natalia Rudorff Oliveira, aprovada  
em 05 de agosto de 2024.

URL do documento original:

[<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34T/4BQKAUE>](http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34T/4BQKAUE)

INPE  
São José dos Campos  
2024

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

---

Reis, Bruna Larissa Rabelo dos.

R277a      Análise de viés e correção das estimativas de vento em superfície do modelo WRF a partir de dados de escaterômetros na região oeste do oceano Atlântico Tropical e Sul / Bruna Larissa Rabelo dos Reis. – São José dos Campos : INPE, 2024.  
xxviii + 111 p. ; (sid.inpe.br/mtc-m21d/2024/08.10.00.20-TDI)

Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2024.  
Orientadora : Dra. Natalia Rudorff Oliveira?.

1. Correção de viés. 2. Vento na superfície do mar. 3. WRF.  
4. ASCAT. 5. HSCAT. I.Título.

CDU 551.509.313

---



Esta obra foi licenciada sob uma [Licença Creative Commons Atribuição-NãoComercial 3.0 Não Adaptada](#).

This work is licensed under a [Creative Commons Attribution-NonCommercial 3.0 Unported License](#).



MINISTÉRIO DA  
CIÊNCIA, TECNOLOGIA  
E INOVAÇÃO



INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

DEFESA FINAL DE DISSERTAÇÃO DE BRUNA LARISSA RABELO DOS REIS  
REG.890336/2022, BANCA N°159/2024

No dia 05 de agosto de 2024, às 09h00 em forma online, o(a) aluno(a) mencionado(a) acima defendeu seu trabalho final (apresentação oral seguida de arguição) perante uma Banca Examinadora, cujos membros estão listados abaixo. O(A) aluno(a) foi **APROVADO(A)** pela Banca Examinadora, por unanimidade, em cumprimento ao requisito exigido para obtenção do Título de Mestra em Meteorologia, com a exigência de que o trabalho final a ser publicado deverá incorporar as correções sugeridas pela Banca Examinadora, com revisão pela orientadora Dra. Natalia Rudorff Oliveira.

**Novo título:** "ANÁLISE DE VIÉS E CORREÇÃO DAS ESTIMATIVAS DE VENTO EM SUPERFÍCIE DO MODELO WRF A PARTIR DE DADOS DE ESCATERÔMETROS NA REGIÃO OESTE DO OCEANO ATLÂNTICO TROPICAL E SUL"

**Membros da banca:**

Dr. Ronald Buss De Souza – Membro Interno (Presidente) – INPE

Dra. Natalia Rudorff Oliveira– Orientador(a) – INPE

Dra. Cláudia Klose Parise – Membro Externo – UFMA



Documento assinado eletronicamente por **Claudia Klose parise (E), Usuário Externo**, em 07/08/2024, às 13:56 (horário oficial de Brasília), com fundamento no § 3º do art. 4º do [Decreto nº 10.543, de 13 de novembro de 2020](#).



Documento assinado eletronicamente por **Natalia Rudorff Oliveira, Tecnologista**, em 07/08/2024, às 17:04 (horário oficial de Brasília), com fundamento no § 3º do art. 4º do [Decreto nº 10.543, de 13 de novembro de 2020](#).



Documento assinado eletronicamente por **Ronald Buss de Souza, Pesquisador**, em 08/08/2024, às 08:35 (horário oficial de Brasília), com fundamento no § 3º do art. 4º do [Decreto nº 10.543, de 13 de novembro de 2020](#).



A autenticidade deste documento pode ser conferida no site <https://sei.mcti.gov.br/verifica.html>, informando o código verificador **12134125** e o código CRC **7024D633**.



“A tempestade vem assombrado por onde passa, após a tormenta o aprendizado será  
para sempre, a fúria vai a vida renasce.”

Raimundo Correia



*A mim mesma, aos meus pais, avós, e amigos que fizeram parte desta caminhada.*



## **AGRADECIMENTOS**

Agradeço aos meus pais, Clayton K. M. dos Reis e Loides Rabelo, e aos meus avós, Frederico e Maria Clea, por todo apoio nesta caminhada.

À minha orientadora Natalia Rudorff Oliveira pelos conhecimentos compartilhados e suporte na realização dessa pesquisa.

Ao André Neves e ao Rogério Batista pelo auxílio e aprendizado recebido durante a realização deste trabalho.

Agradeço também ao Wilson Maia que sempre confiou na minha capacidade. À minha companheira de sala Tatiana Orozco que tornou esse processo mais leve. Aos amigos que estiveram comigo na trajetória do mestrado.

Deixo aqui os meus mais sinceros agradecimentos por todo apoio nesta caminhada.

O presente trabalho foi realizado com apoio da Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior - Brasil (CAPES) - Código de Financiamento 001. This study was financed in part by the Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior - Brasil (CAPES) - Finance Code 001.



## RESUMO

O campo de vento na superfície do mar a 10m é fundamental para determinar padrões e fenômenos ligados a processos de interação oceano-atmosfera, e obter informações a respeito da sua variabilidade espaço-temporal contribui para algumas aplicações, como a Previsão Numérica de Tempo e Clima (PTC). A modelagem numérica para a PTC carece de uma boa representação de processos de rápida evolução como os de mesoescala, que são fundamentais para resolver processos de maiores escalas nos modelos. Os escaterômetros são sensores orbitais desenvolvidos para estimar o vento a partir da rugosidade da superfície do mar, e a utilização dos seus dados na modelagem numérica é fundamental para melhorar a precisão das previsões do  $U_{10}$ . Perante isso, a principal motivação desta pesquisa foi fazer uma estimativa e correção do viés do campo de  $U_{10}$  do modelo *Weather Research and Forecasting* (WRF) com base no método de correção com escaterômetro (*Scatterometer Correction* - SC) na região ocidental do oceano Atlântico Tropical e Sul. Neste estudo foram utilizados dados dos sensores escaterômetros *Advanced SCATterometer* (ASCAT) e *HY SCATterometer* (HSCAT), de diferentes missões espaciais, coletados na área de estudo. Inicialmente, os dados dos sensores foram compilados em um mosaico (SCAT) a fim de aumentar a amostragem espacial. Posteriormente foi feita a validação pontual do mosaico e das saídas do WRF, sem (WRFi) e com a correção (WRF\*), com dados observacionais medidos *in situ* pelo projeto *Prediction and Research Moored Array in the Atlantic* (PIRATA) para as componentes zonal ( $u_{10}$ ) e meridional ( $v_{10}$ ) do  $U_{10}$ , através das métricas de correlação linear ( $r$ ), Raíz do Erro Quadrático Médio (RSME) e viés calculadas para o período de 01/04/2022 a 31/03/2023. A partir do método SC aplicado aos dados validados foi gerado o produto de correção do viés do modelo (WRF\*). Os valores estatísticos para as componentes  $u_{10}$  e  $v_{10}$  indicaram que o WRF\* ( $r$  entre 0,49 e 0,86, RSME entre 1,11 e 1,72 m/s e viés entre -0,46 e 0,33 m/s) teve um desempenho superior ao WRFi ( $r$  entre 0,45 e 0,81, RSME entre 1,21 e 1,96 m/s e viés entre -0,22 e 1,17 m/s), ficando abaixo apenas do SCAT ( $r$  entre 0,72 e 0,89, RSME entre 0,79 e 1,25 m/s e viés entre -0,45 e 0,21 m/s). Através da análise de dois estudos de caso de eventos meteorológicos, verificou-se que o produto gerado apresentou melhorias na representação de processos físicos de mesoescala como

a formação de frentes e convecção. O SC mostrou que o WRFi apresentou mais falhas na captura dos processos em relação à  $v_{10}$ . Conclui-se que o WRF\* é útil para compor as condições iniciais e de contorno em experimentos numéricos para estudos de interação oceano-atmosfera.

Palavras-chave: Correção de viés; vento na superfície do mar; WRF; ASCAT; HSCAT.

# **ANALYSIS OF BIAS AND CORRECTION OF WRF MODEL SURFACE WIND ESTIMATES USING SCATTEROMETER DATA IN THE WESTERN TROPICAL AND SOUTH ATLANTIC OCEAN REGION**

## **ABSTRACT**

The wind field at the sea surface at 10m is fundamental for determining patterns and phenomena related to ocean-atmosphere interaction processes, and obtaining information about its spatial-temporal variability contributes to some applications, such as Numerical Weather Prediction (NWP). Numerical modeling for NWP requires a good representation of rapidly evolving processes such as mesoscale, which are essential for resolving larger-scale processes in models. Scatterometers are orbital sensors designed to estimate wind based on the roughness of the sea surface, and the use of their data in numerical modeling is fundamental for improving the accuracy of  $U_{10}$  forecasts. Given this, the main motivation of this research was to estimate and correct the bias of the  $U_{10}$  field from the Weather Research and Forecasting (WRF) model based on the Scatterometer Correction (SC) method in the western region of the Tropical and South Atlantic ocean. In this study, data from the Advanced SCATterometer (ASCAT) and HY SCATterometer (HSCAT) sensors from different space missions, collected in the study area, were used. Initially, the sensor data were compiled into a mosaic (SCAT) to increase spatial sampling. Subsequently, point validation of the mosaic and WRF outputs, without (WRFi) and with correction (WRF\*), was performed using observational data measured in situ by the Prediction and Research Moored Array in the Atlantic (PIRATA) project for the zonal ( $u_{10}$ ) and meridional ( $v_{10}$ ) components of  $U_{10}$ , using the metrics of linear correlation ( $r$ ), Root Mean Square Error (RMSE), and bias calculated for the period from 04/01/2022 to 03/31/2023. Based on the SC method applied to the validated data, the model bias correction product (WRF\*) was generated. The statistical values for the  $u_{10}$  and  $v_{10}$  components indicated that WRF\* ( $r$  between 0.49 and 0.86, RMSE between 1.11 and 1.72 m/s, and bias between -0.46 and 0.33 m/s) performed better than WRFi ( $r$  between 0.45 and 0.81, RMSE between 1.21 and 1.96 m/s, and bias between -0.22 and 1.17 m/s), falling just below SCAT ( $r$  between 0.72 and 0.89, RMSE between 0.79 and 1.25 m/s, and bias between -0.45 and 0.21 m/s). Through the analysis of two case studies of meteorological events, it was found that the generated product showed improvements in the representation of mesoscale physical processes such as front formation and convection. SC showed that WRFi had more failures in capturing processes related to  $v_{10}$ . It is

concluded that WRF\* is useful for composing initial and boundary conditions in numerical experiments for ocean-atmosphere interaction studies.

Keywords: Bias correction; sea surface wind; WRF; ASCAT; HSCAT.

## LISTA DE FIGURAS

|                                                                                                                                                                                                                                                                           | <u>Pág.</u> |
|---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-------------|
| 2.1 Simulação da obtenção de dados de vento pelo escaterômetro ASCAT .....                                                                                                                                                                                                | 7           |
| 2.2 Média sazonal da precipitação (mm) na América do Sul entre 1979 e 2008 com base nos dados do <i>Global Precipitation Climatology Project</i> (GPCP; Adler <i>et al.</i> 2003) ....                                                                                    | 22          |
| 2.3 Compostos de casos de ZCAS oceânica (2002-2013) feitos com dados de reanálise CFSv2 para: a) Radiação de Onda Longa (ROL) ( $\text{W m}^{-2}$ ); e b) divergência de fluxo de umidade (colors in $\times 10^7 \text{ s}^{-1}$ ) e linhas de corrente em 850 hPa ..... | 25          |
| 2.4 Cobertura da ASAS com base em médias climatológicas mensais (1979-2015) de altura geopotencial escalonada (gpm) a 850 hPa .....                                                                                                                                       | 26          |
| 2.5 Representação esquemática do GSAS .....                                                                                                                                                                                                                               | 27          |
| 2.6 Densidade de trajetória dos 87 ciclones associados aos eventos de ondas extremas durante 1999-2004 .....                                                                                                                                                              | 29          |
| 2.7 Número médio anual de passagens de frentes frias (1979 a 2002).....                                                                                                                                                                                                   | 30          |
| 3.1 Mapa da área de estudo ( $10^{\circ}\text{N}$ - $40^{\circ}\text{S}$ ; $60^{\circ}$ - $20^{\circ}\text{W}$ ) mostrando a localização das bóias PIRATA utilizadas .....                                                                                                | 32          |
| 3.2 Fluxograma das etapas .....                                                                                                                                                                                                                                           | 37          |
| 4.1 Análise gráfica da dispersão dos dados de escaterômetros (SCAT) com os dados medidos <i>in situ</i> (PIRATA) para as componentes $u_{10}$ e $v_{10}$ em cada ponto de grade .....                                                                                     | 52          |
| 4.2 Análise gráfica da dispersão dos dados simulados sem a correção (WRFi) com os dados medidos <i>in situ</i> (PIRATA) para as componentes $u_{10}$ e $v_{10}$ em cada ponto de grade .....                                                                              | 53          |
| 4.3 Análise gráfica da dispersão dos dados simulados com a correção (WRF*) com os dados medidos <i>in situ</i> (PIRATA) para as componentes $u_{10}$ e $v_{10}$ em cada ponto de grade .....                                                                              | 54          |

|                                                                                                                                                                                                                      |    |
|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----|
| 4.4 Séries temporais (abril de 2022 a março de 2023) da componente $u_{10}$ estimada pelo SCAT (linha vermelha) e medidas pelas bóias PIRATA (linha preta): (a) sem filtro e (b) com filtro passa baixa mensal ..... | 56 |
| 4.5 Séries temporais (abril de 2022 a março de 2023) da componente $v_{10}$ estimada pelo SCAT (linha vermelha) e medidas pelas bóias PIRATA (linha preta): (a) sem filtro e (b) com filtro passa baixa mensal ..... | 57 |
| 4.6 Séries temporais (abril de 2022 a março de 2023) da componente $u_{10}$ simulada pelo WRFi (linha vermelha) e medidas pelas bóias PIRATA (linha preta): (a) sem filtro e (b) com filtro passa baixa mensal ..... | 58 |
| 4.7 Séries temporais (abril de 2022 a março de 2023) da componente $v_{10}$ simulada pelo WRFi (linha vermelha) e medidas pelas bóias PIRATA (linha preta): (a) sem filtro e (b) com filtro passa baixa mensal ..... | 59 |
| 4.8 Séries temporais (abril de 2022 a março de 2023) da componente $u_{10}$ simulada pelo WRF* (linha vermelha) e medidas pelas bóias PIRATA (linha preta): (a) sem filtro e (b) com filtro passa baixa mensal ..... | 60 |
| 4.9 Séries temporais (abril de 2022 a março de 2023) da componente $v_{10}$ simulada pelo WRF* (linha vermelha) e medidas pelas bóias PIRATA (linha preta): (a) sem filtro e (b) com filtro passa baixa mensal ..... | 61 |
| 4.10 Histograma Direcional da direção e magnitude do vento no ponto 4°N 23°W: PIRATA, escaterômetros, WRFi e WRF* .....                                                                                              | 63 |
| 4.11 Histograma Direcional da direção e magnitude do vento no ponto 0°N 23°W: PIRATA, escaterômetros, WRFi e WRF* .....                                                                                              | 64 |
| 4.12 Histograma Direcional da direção e magnitude do vento no ponto 8°S 30°W: PIRATA, escaterômetros, WRFi e WRF* .....                                                                                              | 65 |
| 4.13 Histograma Direcional da direção e magnitude do vento no ponto 14°N 32°W: PIRATA, escaterômetros, WRFi e WRF* .....                                                                                             | 66 |

|                                                                                                                                                      |     |
|------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| 4.14 Imagem de reflectância no topo da atmosfera do satélite GOES 16 (Canal 02: 0,64 $\mu\text{m}$ ) gerado no dia 16/04/2022 às 12:00 UTC .....     | 68  |
| 4.15 Carta de pressão ao nível do mar elaborada pela Marinha do Brasil para o dia 16/04/2022 às 12 UTC .....                                         | 70  |
| 4.16 Magnitude (cores) e direção (vetores) do vento superficial a 10 m a partir de dados dos escaterômetros para o dia 16/04/2022 às 12:00 UTC ..... | 71  |
| 4.17 WRFi (a e c) e WRF* (b e d) para $u_{10}$ e $v_{10}$ no dia 16/04/2022 às 12:00 UTC.....                                                        | 77  |
| 4.18 SC para o dia 16/04/2022 às 12:00 UTC: (a) $u_{10}$ e (b) $v_{10}$ .....                                                                        | 79  |
| 4.19 Imagem de reflectância no topo da atmosfera do satélite GOES 16 (Canal 02: 0,64 $\mu\text{m}$ ) gerado no dia 18/03/2023 às 12:00 UTC .....     | 81  |
| 4.20 Carta de pressão ao nível do mar elaborada pela Marinha do Brasil para o dia 18/03/2023 às 12 UTC .....                                         | 83  |
| 4.21 Magnitude (cores) e direção (vetores) do vento superficial a 10 m a partir de dados dos escaterômetros para o dia 18/03/2023 às 12:00 UTC ..... | 84  |
| 4.22 WRFi (a e c) e WRF* (b e d) para $u_{10}$ e $v_{10}$ no dia 18/03/2023 às 12:00 UTC .....                                                       | 87  |
| 4.23 SC para o dia 18/03/2023 às 12:00 UTC: (a) $u_{10}$ e (b) $v_{10}$ .....                                                                        | 89  |
| A.1 Campos de diferença entre o WRFi e o SCAT para o dia 16/04/2022 às 12:00 UTC: (a) $u_{10}$ e (b) $v_{10}$ .....                                  | 110 |
| A.2 Campos de diferença entre o WRFi e o SCAT para o dia 18/02/2023 às 12:00 UTC: (a) $u_{10}$ e (b) $v_{10}$ .....                                  | 111 |



## LISTA DE TABELAS

|                                                                                                                       | <b><u>Pág.</u></b> |
|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|--------------------|
| 3.1 Características dos dados utilizados .....                                                                        | 33                 |
| 3.2 Classificação da intensidade da correlação de Pearson entre duas variáveis .....                                  | 44                 |
| 3.3 Escala Beaufort .....                                                                                             | 46                 |
| 4.1 Valores de correlação, RSME e viés para $u_{10}$ e $v_{10}$ do $U_{10}$ PIRATA com as demais bases de dados ..... | 48                 |



## LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

|                 |                                                                                |
|-----------------|--------------------------------------------------------------------------------|
| <b>ASAS</b>     | Alta Subtropical do Atlântico Sul                                              |
| <b>ASCAT</b>    | <i>Advanced SCATterometer</i>                                                  |
| <b>CAS</b>      | Corrente do Atlântico Sul                                                      |
| <b>CB</b>       | Corrente do Brasil                                                             |
| <b>CBe</b>      | Corrente de Benguela                                                           |
| <b>CBM</b>      | Confluência Brasil-Malvinas                                                    |
| <b>CCO</b>      | Correntes de Contorno Oeste                                                    |
| <b>CM</b>       | Corrente das Malvinas                                                          |
| <b>CNB</b>      | Corrente Norte do Brasil                                                       |
| <b>CPTEC</b>    | Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos                               |
| <b>CSE</b>      | Corrente Sul Equatorial                                                        |
| <b>DISSM</b>    | Divisão de Satélites e Sensores Meteorológicos                                 |
| <b>DHN</b>      | Diretoria de Hidrografia e Navegação                                           |
| <b>ECMWF</b>    | <i>European Center for Medium-range Weather Forecasts</i>                      |
| <b>ESA</b>      | <i>European Space Agency</i>                                                   |
| <b>EUMETSAT</b> | <i>European Organisation for the Exploitation of Meteorological Satellites</i> |
| <b>FSTP</b>     | Frente Subtropical de Plataforma                                               |

|                |                                                                    |
|----------------|--------------------------------------------------------------------|
| <b>GDAL</b>    | <i>Geospatial Data Abstraction Library</i>                         |
| <b>GSAS</b>    | Giro Subtropical do Atlântico Sul                                  |
| <b>HSCAT</b>   | <i>HY Scatterometer</i>                                            |
| <b>HY-2</b>    | <i>HaiYang-2</i>                                                   |
| <b>INMET</b>   | Instituto Nacional de Meteorologia                                 |
| <b>INPE</b>    | Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais                          |
| <b>KNMI</b>    | <i>Royal Netherlands Meteorological Institute</i>                  |
| <b>L0</b>      | Arquivos binários                                                  |
| <b>L1</b>      | Nível 1 de processamento                                           |
| <b>L2</b>      | Nível 2 de processamento                                           |
| <b>L3</b>      | Nível 3 de processamento                                           |
| <b>L4</b>      | Nível 4 de processamento                                           |
| <b>MetOp</b>   | <i>Meteorological Operational satellite programme</i>              |
| <b>MONAN</b>   | <i>Model for Ocean-laNd-Atmosphere prediction</i>                  |
| <b>NEB</b>     | NordEste Brasileiro                                                |
| <b>NSOAS</b>   | <i>National Ocean Satellite Application Center</i>                 |
| <b>NWP SAF</b> | <i>Numerical Weather Prediction Satellite Application Facility</i> |
| <b>OMM</b>     | Organização Meteorológica Mundial                                  |
| <b>OSI SAF</b> | <i>Ocean and Sea Ice Satellite Application Facility</i>            |

|                       |                                                               |
|-----------------------|---------------------------------------------------------------|
| <b>PIRATA</b>         | <i>Prediction and Researched Moored Array in the Atlantic</i> |
| <b>PTC</b>            | Previsão Numérica de Tempo de Clima                           |
| <b>RMSE</b>           | <i>Root Mean Square Error</i>                                 |
| <b>ROL</b>            | Radiação de Onda Longa                                        |
| <b>SC</b>             | Correção com escaterômetro                                    |
| <b>SMAS</b>           | Sistema de Monção da América do Sul                           |
| <b>SWAN</b>           | <i>Simulating Waves Nearshore</i>                             |
| <b>TSM</b>            | Temperatura da Superfície do Mar                              |
| <b>U<sub>10</sub></b> | Vento em superfície a 10 m                                    |
| <b>u<sub>10</sub></b> | Componente zonal do vento em superfície a 10 m                |
| <b>v<sub>10</sub></b> | Componente meridional do vento em superfície a 10 m           |
| <b>ZEE</b>            | Zona Econômica Exclusiva                                      |
| <b>ZCAS</b>           | Zona de Convergência do Atlântico Sul                         |
| <b>ZCIT</b>           | Zona de Convergência Intertropical                            |
| <b>WRF</b>            | <i>Weather Research and Forecasting</i>                       |
| <b>WRFi</b>           | modelo inicial                                                |
| <b>WRF*</b>           | modelo corrigido                                              |



## LISTA DE SÍMBOLOS

|                   |                                    |
|-------------------|------------------------------------|
| $\sigma^{\theta}$ | Retroespalhamento por unidade área |
| $\mu\text{m}$     | mícrons                            |
| $r$               | Correlação linear de Pearson       |



## SUMÁRIO

|                                                                                                     | <u>Pág.</u> |
|-----------------------------------------------------------------------------------------------------|-------------|
| <b>1 INTRODUÇÃO .....</b>                                                                           | <b>1</b>    |
| 1.1 Objetivos .....                                                                                 | 4           |
| <b>2 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA .....</b>                                                                | <b>5</b>    |
| 2.1 Medições de vento a partir de sensoriamento remoto orbital .....                                | 5           |
| 2.2 Correção do vento por escaterômetro em modelos atmosféricos .....                               | 18          |
| 2.3 Sistemas de tempo e clima atuantes na região ocidental do oceano Atlântico Tropical e Sul ..... | 20          |
| <b>3 MATERIAIS E MÉTODOS .....</b>                                                                  | <b>31</b>   |
| 3.1 Área de estudo .....                                                                            | 31          |
| 3.2 Conjuntos de dados .....                                                                        | 31          |
| 3.2.1 Dados de satélite .....                                                                       | 33          |
| 3.2.2 Dados <i>in situ</i> .....                                                                    | 34          |
| 3.2.3 Dados do modelo atmosférico .....                                                             | 35          |
| 3.3 Metodologia .....                                                                               | 36          |
| 3.3.1 Extrapolação dos dados de vento das boias <i>in situ</i> para a altura de 10 m .....          | 37          |
| 3.3.2 Geração dos mosaicos dos escaterômetros .....                                                 | 39          |
| 3.3.3 Correção com escaterômetro aplicada às saídas do modelo atmosférico .....                     | 40          |
| 3.3.4 Validação: comparação dos produtos de satélite e modelo com dados <i>in situ</i> ..           | 43          |
| 3.3.5 Estudos de caso .....                                                                         | 45          |
| <b>4 RESULTADOS E DISCUSSÃO .....</b>                                                               | <b>48</b>   |

|                                                                               |            |
|-------------------------------------------------------------------------------|------------|
| 4.1 Validação das estimativas de vento dos produtos .....                     | 48         |
| 4.2 Análise de viés .....                                                     | 66         |
| 4.2.1 Estudo de caso 1: Campos espaciais do dia 16/04/2022 às 12:00 UTC ..... | 67         |
| 4.2.2 Estudo de caso 2: Campos espaciais do dia 18/02/2023 às 12:00 UTC ..... | 80         |
| <b>5 CONCLUSÕES .....</b>                                                     | <b>91</b>  |
| 5.1 Sugestões para trabalhos futuros .....                                    | 92         |
| <b>REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS .....</b>                                       | <b>94</b>  |
| <b>APÊNDICE A - CAMPOS DE DIFERENÇA ENTRE O WRFi E O SCAT .....</b>           | <b>110</b> |

## 1. INTRODUÇÃO

O vento é um dos principais fenômenos da atmosfera, cujo padrão é caracterizado por uma magnitude e uma direção (TUBELIS; NASCIMENTO, 1988). Conhecer o campo de vento superficial, principalmente no que diz respeito a sua variabilidade espaço-temporal, contribui para o aprimoramento da modelagem numérica da atmosfera e dos oceanos, além de outras aplicações, como no setor de energia eólica.

O vento na superfície do mar a 10 m ( $U_{10}$ ) desempenha um papel importante no transporte de calor e umidade, influenciando diretamente o clima global e local. Regiões costeiras frequentemente experimentam mudanças rápidas de tempo devido à interação entre o vento e a superfície do mar. Essa interação também pode gerar fenômenos como ciclones e vórtices (VINCENT *et al.*, 2012; ZHANG *et al.*, 2020). Na modelagem numérica de previsão do tempo, ondas, circulação oceânica, dispersão de poluentes e de organismos, e para os estudos de interação oceano-atmosfera e climatologia, o  $U_{10}$  é fundamental.

Os modelos numéricos de circulação atmosférica e oceânica estão evoluindo constantemente em razão de técnicas como inteligência artificial e assimilação de dados, contando com alta cobertura espacial e temporal (ZHANG *et al.*, 2020; JONES, 2017; SAMPAIO; DIAS, 2014). Todavia, os modelos não são perfeitos, uma vez que a atmosfera e o oceano possuem uma natureza não linear onde os processos e interações ocorrem em diferentes escalas. Isso dificulta a representação do  $U_{10}$  e, conseqüentemente, ocorre um erro associado à má representação (falta de precisão e acurácia) de processos e fenômenos que são influenciados pelo vento. Esse tipo de erro ocorre principalmente nas regiões costeiras do globo e de alta dinâmica (i.e., mesoescala oceânica) de processos físicos como correntes, redemoinhos, vórtices, frentes oceânicas, instabilidades de mesoescala, convecção e ressurgência costeira.

A modelagem de sistemas atmosféricos e oceânicos como a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), a Alta Subtropical do Atlântico Sul (ASAS), a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS), as regiões de Correntes de Contorno Oeste (CCO) e o Giro Subtropical do Atlântico Sul (GSAS), aos quais estão associados alguns processos de mesoescala, requer uma maior precisão do campo de  $U_{10}$ , uma vez que o mesmo é um elemento que compõe a dinâmica desses sistemas.

O campo de  $U_{10}$  também tem importante aplicação em estudos de monitoramento dos processos de derramamento e dispersão de óleo no oceano, que são conduzidos pelas correntes em superfície ou subsuperfície influenciadas pelo vento. Tais estudos são fundamentais para dar suporte à tomada de decisões e elaboração de planos de contingência.

O vento também é um parâmetro importante para o setor de geração de energia eólica que vem se ampliando devido à busca da sociedade em diminuir os impactos ambientais causados pela constante utilização de fontes de energia não renováveis, como é o caso dos combustíveis fósseis, cujo uso leva à emissão de poluentes para a atmosfera. A energia eólica *offshore* é a mais produtiva, em razão da magnitude do vento ser maior e mais constante na superfície do mar devido à ausência de barreiras físicas (PRYOR; BARTHELMIE, 2001). O Brasil possui uma extensa plataforma continental com aproximadamente 3,5 milhões de km<sup>2</sup> de espaço marítimo sob sua jurisdição na Zona Econômica Exclusiva (ZEE) do país, isso configura características favoráveis para a implementação de turbinas eólicas *offshore*.

Existem alguns estudos que caracterizam a climatologia e variabilidade dos campos de  $U_{10}$  na região ocidental do oceano Atlântico Tropical e Sul para a determinação do potencial eólico, baseados em simulações de modelos numéricos (ELETROBRAS, 2017) ou dados observacionais de produtos de satélite incluindo escaterômetros (PAIVA, 2019). Os dados de escaterômetros são conhecidos por ter uma alta acurácia em relação aos modelos de PTC (VOGELZANG *et al.*, 2011; VERHOEF *et al.*, 2012; WANG *et al.*, 2020) enquanto que os campos provenientes desses modelos possuem maior cobertura espacial e temporal em relação aos escaterômetros.

Trindade e colaboradores (2020) propuseram um método de correção do campo de  $U_{10}$  do produto de reanálise do Centro Europeu (*European Centre for Medium-range Weather Forecasts*, ECMWF) ERA-Interim, a fim de identificar as regiões e processos com maiores incertezas, e gerar um produto de maior precisão dos dados e que unisse os atributos dos escaterômetros (alta qualidade e resolução espacial - 12,5 a 50 km) com os atributos da modelagem atmosférica (alta resolução temporal e cobertura espacial). A principal vantagem do produto é a melhoria na representação dos processos de

mesoescala, como aqueles associados à convecção na camada limite atmosférica marinha, e outros que são mal representados nos modelos numéricos de PTC.

Em vista do exposto, a principal motivação desta pesquisa foi gerar um produto de alta resolução e qualidade do campo de vento na superfície do mar para a região ocidental do oceano Atlântico Tropical e Sul, a partir do campo de  $U_{10}$  do modelo WRF (*Weather Research and Forecasting*), corrigido com base em dados de escaterômetros (i.e., ASCAT e HY-2). O produto gerado foi utilizado para a avaliação do próprio modelo (WRF), através da identificação das regiões com maiores incertezas e processos atmosféricos associados que precisam de melhorias na parametrização na atual versão do WRF.

O número de trabalhos publicados sobre a avaliação de modelos numéricos é bastante reduzido, o que ressalta a importância da presente pesquisa e a sua contribuição com o desenvolvimento da modelagem numérica do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE) ao propor um método de análise e correção do campo de  $U_{10}$  que poderá ser ainda ser implementado aos demais modelos operacionais, incluindo o *Model for Ocean-land-Atmosphere prediction* (MONAN) que está sendo desenvolvido como um modelo comunitário com a liderança do INPE. A escolha do modelo de previsão numérica WRF se deu pela resolução horária das saídas, aumentando a paridade com as aquisições dos dados dos escaterômetros.

A atual acurácia dos principais escaterômetros operacionais (i.e., ASCAT-MetOP B/C e HSCAT HY-2 B/C), na região ocidental do oceano Atlântico Tropical e Sul foi avaliada estatisticamente através da comparação com dados *in situ* de bóias meteoceanográficas. O produto final  $U_{10}$  WRF também foi validado com os dados *in situ* e, através da comparação do campo inicial do modelo com o campo corrigido, foi possível verificar as regiões e processos com os maiores vieses do modelo.

Além de servir como uma ferramenta de análise do modelo, o produto corrigido pode ser usado para gerar séries temporais e climatológicas para analisar eventos, fenômenos e tendências na área de estudo, em trabalhos futuros. Os dados gerados através deste método de correção também poderão ser usados como forçante para a componente oceânica dos modelos operacionais do INPE para a modelagem de ondas, correntes superficiais, fluxos de calor e momentum entre a atmosfera e o oceano, bem como para o transporte de nutrientes, organismos e poluentes.

## 1.1 Objetivos

O objetivo geral desta pesquisa foi desenvolver um produto de correção de viés do campo de  $U_{10}$  do modelo WRF através de correção baseada em radares escaterômetros na região ocidental do oceano Atlântico Tropical e Sul.

Para alcançar o objetivo geral, buscou-se atingir os seguintes objetivos específicos:

- Determinar o viés instantâneo e médio do campo de vento  $u_{10}$  e  $v_{10}$  do modelo WRF (*Weather Research and Forecasting*) com os escaterômetros operacionais (ASCAT e HYSCAT) e corrigir o campo de vento do WRF para região ocidental do Oceano Atlântico Tropical e Sul, para o período de 01/04/2022 a 31/03/2023;
- Validar os produtos de  $u_{10}$  e  $v_{10}$  do mosaico dos escaterômetros, e os dados simulados pelo modelo WRF (WRFi) e dos dados do modelo corrigidos (WRF\*), comparando com dados medidos *in situ* pelo programa PIRATA, no oceano Atlântico Tropical e Sul, para o período de 01/04/2022 a 31/03/2023;
- Analisar as regiões e descrever os processos que geram as maiores incertezas no vento na superfície do mar do WRF, no período analisado (2022-2023), utilizando estudos de caso com a ocorrência de eventos meteorológicos na região de estudo.

## 2. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

Neste capítulo é apresentada uma revisão bibliográfica abordando os seguintes temas: *i*) Medições de vento a partir de sensoriamento remoto orbital; *ii*) Correção do vento por escaterômetro em modelos atmosféricos; e *iii*) Sistemas de tempo de clima atuantes na região ocidental do oceano Atlântico Tropical e Sul.

### 2.1 Medições de vento a partir de sensoriamento remoto orbital

Medições de vento na superfície do mar em áreas oceânicas extensas incluem principalmente o uso de sensores remotos e medidas *in situ* feitas por meio de boias meteooceanográficas e mais recentemente por *wave gliders*. As boias são importantes fontes de dados na oceanografia e meteorologia, porém elas apresentam algumas limitações em relação à cobertura espacial e temporal, devido ao alto custo de instalação e manutenção.

O Sensoriamento Remoto Orbital é um sistema de coleta de dados do sistema terrestre que possibilita a obtenção de informações através de sensores distantes a bordo de satélites, que atuam medindo a energia resultante da interação da radiação eletromagnética com a superfície (CAMPBELL, 1996). Isso proporciona uma cobertura espacial e temporal em áreas de difícil acesso onde há escassez de dados devido aos elevados custos envolvidos na aquisição e manutenção de equipamentos de medição, como é o caso das regiões oceânicas. Dessa forma, o sensoriamento remoto contribui para o maior conhecimento a respeito do comportamento de variáveis atmosféricas e oceânicas, dentre elas a estimativa do vento na superfície do mar, possibilitando a obtenção de séries temporais de dados consistentes por longos períodos, e também a descrição, análise e previsão do tempo de sistemas meteorológicos de grande escala (SOUZA *et al.*, 2009; ROBINSON, 2004).

Para a estimativa do vento na superfície do oceano existem alguns sensores, dentre eles os radiômetros de microondas, os altímetros de radar, o radar de abertura sintética e o escaterômetro que foi projetado especificamente para essa finalidade. Os radiômetros de microondas são sensores passivos que medem a radiação emitida pela superfície do oceano em comprimentos de onda de microondas. Nessa faixa espectral a emissividade (i.e., capacidade de emitir energia radiante) do oceano depende da sua rugosidade, permitindo a determinação da intensidade do vento na superfície do mar, e da direção

dependendo da configuração do sensor (e.g., sensores polarimétricos). Já os altímetros são usados principalmente para medir a altura da superfície do oceano, porém eles também podem fornecer informações sobre a rugosidade da superfície, que está relacionada à intensidade do vento. Além disso, sensores ativos de *Light Detection and Ranging* (LIDAR) são capazes de medir o vento em níveis atmosféricos acima da superfície do oceano, usando como princípio as medidas de retroespalhamento dos gases e aerossóis atmosféricos. O Radar de Abertura Sintética também pode fornecer informações indiretas sobre o vento por meio da análise da rugosidade da superfície do oceano (ROBINSON, 2004).

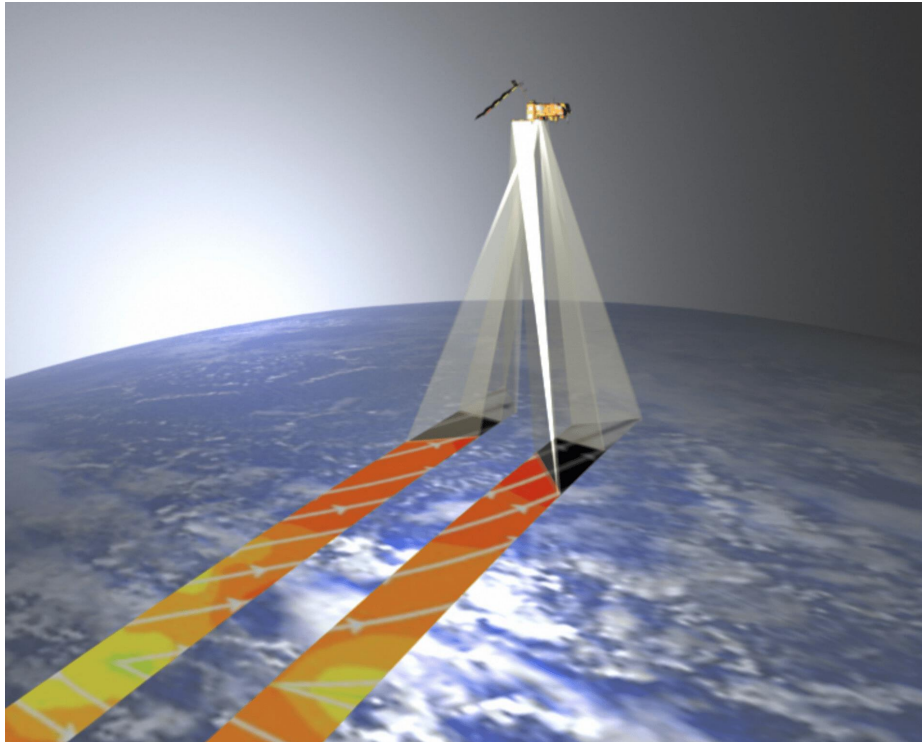
O escaterômetro é um sensor de radar de microondas de abertura real a nível orbital projetado para estimar a grandeza vetorial do vento, ou seja, a sua velocidade, a partir da qual pode-se obter informações sobre as variáveis de grandeza escalar como a magnitude e direção do vento na superfície do mar em escala regional e global. As componentes zonal ( $u_{10}$ ) e meridional ( $v_{10}$ ) são grandezas vetoriais, que indicam a intensidade do vento em uma direção.

Este instrumento encontra-se a bordo de satélites de órbita polar, configurado principalmente nas bandas Ku (13,5 GHz ou 2 cm) e C (5,25 GHz ou 5 cm) para então fornecer a estimativa da magnitude e direção do vento (AMANI *et al.*, 2022). Os satélites polares são sincronizados com o sol e possuem o chamado tempo local de passagem que pode ser ascendente, que ocorre a noite no sentido sul-norte, ou descendente, que ocorre de dia no sentido norte-sul (TSCHERBAKOVA *et al.*, 1999). Os escaterômetros também podem estimar outras variáveis como a concentração de gelo marinho e a umidade do solo (NOVO, 2010).

A área que o escaterômetro é capaz de amostrar e fazer suas estimativas do vento na superfície do mar é denominada de *swath*. Alguns desses sensores possuem um *swath* bastante amplo, cobrindo áreas extensas da superfície do oceano em cada passagem, enquanto outros possuem *swaths* mais estreitos, a depender das características e capacidades do instrumento. Um *swath* maior é útil para obter uma visão abrangente das condições oceânicas e atmosféricas em uma região. Um *swath* mais estreito pode ser mais preciso em áreas específicas ou fornecer uma resolução mais detalhada.

O funcionamento do escaterômetro consiste na emissão de pulsos de radar para medir a intensidade dos pulsos retornados da superfície do oceano em diferentes ângulos de visada, dependendo da sua configuração, com antenas fixas (VOGELZANG *et al.*, 2011) (Figura 2.1) ou rotatórias.

Figura 2.1 - Simulação das estimativas de vento pelo escaterômetro ASCAT.



Fonte: *European Space Agency* (2022).

Quando a onda eletromagnética incide na superfície do mar ocorre o retroespalhamento do pulso emitido pelo sensor, processo no qual parte da onda é refletida de volta na direção oposta à direção da incidência. O sinal de retorno medido pelo escaterômetro é convertido em valores de retroespalhamento normalizado por unidade de área ( $\sigma^0$ ), dentro de uma célula de vetor de vento, fornecendo seções transversais de radar normalizadas, estáveis e precisas da superfície do oceano em diferentes direções azimutais através de ângulos de incidência oblíquos a partir da propriedade chamada Seção Transversal Normalizada de Radar (NRCS, do inglês *Normalized Radar Cross Section*). O sensor recebe o sinal refletido em termos de intensidade e fase, e os dados são então processados

e interpretados para fornecer informações sobre a grandeza vetorial do vento na superfície do mar.

O  $\sigma^0$  na superfície do oceano para estimar o campo de vento superficial é uma função da razão entre os fluxos de energia emitido e retroespalhado e das características do sensor pela, dada pela Equação 2.1 (MARTIN, 2014):

$$\sigma^0 = \left( \frac{\phi_R}{\phi_T} \right) (R_0^4 (4\pi)^3) \left( \frac{I}{\lambda^2 G_0^2 \Delta A_{FOV}} \right) \quad (2.1)$$

Onde:

$\sigma^0$  é o retroespalhamento (adimensional);

$\phi_R$  é o fluxo radiante retornado;

$\phi_T$  é o fluxo radiante transmitido;

$R_0$  é a distância entre sensor e o objeto (*range*);

$\lambda$  é a energia direcional com comprimento de onda;

$G_0$  é a direcionalidade da antena (ganho), dado por  $4\pi/\Omega$ , sendo  $\Omega$  o ângulo sólido;

$A_{FOV}$  é a área do campo de visada (*Field of View* - FOV).

A intensidade do sinal retroespalhado medido pelo sensor vai depender da rugosidade da superfície do oceano, devido às ondas capilares geradas pelo vento, e da projeção do pulso em relação à direção de propagação das ondas. Por isso medidas em diferentes ângulos de visada são necessárias para derivar a direção do vento, juntamente com a intensidade (ULABY; LONG, 2014; ROBINSON, 2010; VOGELZANG *et al.* 2011).

Para relacionar a variável observada ( $\sigma^0$ ) com a variável de interesse ( $U_{10}$ ) é utilizado um modelo geofísico (*Geophysical Model Function* - GMF) que é ajustado de acordo com as características dos diferentes tipos de radar. O GMF é implementado para interpretar os dados de retroespalhamento do sinal de radar em escala global, calcular ventos neutros equivalentes à tensão e estimar variáveis do vento na superfície do oceano. Para isso, são utilizados parâmetros como a direção e a velocidade do vento, o ângulo de incidência do

radar e a polarização do sinal. O GMF leva em consideração as diferentes polarizações da radiação em relação à orientação do campo elétrico da onda eletromagnética enquanto ela se propaga, e os diferentes ângulos de visada. A direção e a velocidade do vento em relação a um ponto de referência que está sendo observado são calculadas por meio de medições *upwind* (direção de onde o vento está vindo), *downwind* (direção para onde o vento está indo) e *crosswind* (vento perpendicular ao ponto de referência).

Empiricamente, o GMF é descrito de forma genérica pela Equação 2.2 (XIE *et al.*, 2022; FREILICH, 1996; BROWN, 2000).

$$\sigma^0 = M(w, \chi, \dots, \theta, p) = A_{0p} (1 + A_{1p} \cos \chi + A_{2p} \cos^2 \chi) \quad (2.2)$$

Onde:

$\sigma^0$  representa o coeficiente de retroespalhamento do radar na superfície do oceano;

$w$  e  $\chi$  denotam a velocidade do vento e o azimuth relativo entre a direção *upwind* e a direção de observação do radar, ou seja, a direção relativa do vento;

“...” representa outras variáveis geofísicas além do vetor do vento que afetam o retroespalhamento, como temperatura da superfície do mar, salinidade, gelo marinho e etc;

$\theta$  e  $p$  representam o ângulo de incidência e o modo de polarização, respectivamente;

$A_{Np}$  são coeficientes que denotam uma função de  $\theta$ ,  $w$  e  $p$ .

Os principais escaterômetros em órbita atualmente são os sensores das classes *Advanced SCATterometer* (ASCAT) e *HY SCATterometer* (HSCAT). O ASCAT é um sensor de banda C, instalado a bordo dos satélites MetOP (*Meteorological Operational Satellite Programme*). Atualmente, os satélites MetOP em órbita são o MetOP-B e o MetOP-C, que estão operacionais desde setembro de 2012 e novembro de 2018, respectivamente. O produto ASCAT contém dados de vento na superfície do mar a 10 m acima do nível do mar ( $U_{10}$ ) em grades *along-track* (ao longo da trajetória do satélite). Já o HSCAT é um sensor de banda Ku instalado a bordo dos satélites HY-2 (*HaiYang-2*). Os satélites HY-2

que estão em órbita até o momento são o HY-2B, HY-2C e HY-2D, estando operacionais desde outubro de 2018, setembro de 2020 e maio de 2021, respectivamente.

Estes dados, assim como qualquer dado estimado por satélite, possuem um nível de processamento que varia do nível 0 ao 4, onde a cada nível ocorre uma adição de processamentos.

O nível 0 (L0) corresponde ao dado bruto em arquivos binários transmitido pelo sensor sem nenhuma correção, apenas com informações sobre data, horário, localização geográfica e qualidade dos dados. O nível 1 (L1) corresponde ao dado georreferenciado com as calibrações. Os níveis L0 e L1 são redistribuídos para os centros pelas agências espaciais para os próximos processamentos. No nível 2 (L2) os dados são processados de modo a transformar os sinais recebidos pelos sensores em variáveis geofísicas, mantendo o espaçamento de grade com a resolução original do dado e o mapeamento correto das coordenadas geográficas. O L2 do campo de vento na superfície do mar gerado pelos escaterômetros é o nível de processamento disponibilizado pelos centros para uso em pesquisas científicas, entre outras aplicações.

Na superfície do oceano, a calibração dos sensores geralmente é feita a partir de alvos flutuantes em boias que fornecem uma fonte de radiação padrão. Para obter medidas precisas da radiação que alcança a superfície do oceano é preciso também corrigir efeitos da atmosfera como dispersão e absorção, e isso é feito utilizando dados controle.

No nível 3 (L3) os dados L2 são interpolados para uma grade regular e eventualmente filtrados (suavizados) a partir de dados controle, conforme necessário. No nível 4 (L4) os dados L3 são combinados com dados de outras fontes como de modelos numéricos de previsão do tempo, resultando em um produto com maior resolução temporal e espacial, como o proposto no presente trabalho (WEAVER, 2014).

Os dados dos escaterômetros da família ASCAT são processados com o CMOD7 (C-band Model 7) que é a versão mais recente do modelo geofísico desenvolvido para sensores de banda C, e incorpora refinamentos na interpretação dos dados resultando em maior precisão em relação às versões anteriores (STOFFELEN *et al.*, 2017). A Equação 2.3 fornece a relação funcional empírica para o CMOD7 GMF, onde a dependência da direção do vento é descrita por dois harmônicos cujo os coeficientes são ajustados com base em dados observacionais e medidas *in situ* para capturar a variação do

retroespalhamento com o ângulo de incidência do radar e a direção do vento (STOFFELEN; ANDERSON, 1997; HERBACH, 2008; STOFFELEN *et al.*, 2017; SERGEEV *et al.*, 2023).

$$(\sigma_0)^{0,625} = B_0(V, \theta) [1 + B_1(V, \theta)\cos(\varphi) + B_2(V, \theta)\cos(2\varphi)] \quad (2.3)$$

Onde:

$\varphi$  é a direção vento ( $\chi$ ) em relação ao ângulo de visão do azimute do feixe do radar ( $\alpha$ ) (medidos do norte), ou seja,  $\varphi = \chi - \alpha$ ;

$V$  é a velocidade do vento;

$\theta$  é o ângulo de incidência da antena;

$B_N$  são coeficientes empíricos que são ajustados com base em dados observacionais e medidas *in situ* para capturar a variação do retroespalhamento com o ângulo de incidência do radar e a direção do vento;  $B_0$  é o termo dominante que define a ordem de velocidade do vento para uma determinada medição;  $B_1$  descreve a modulação *upwind-downwind* resolvendo uma ambiguidade restante de 180 graus na direção do vento;  $B_2$  descreve a principal modulação da direção do vento pela assimetria *upwind-crosswind*;

0,625 corresponde a um valor de potência de um parâmetro  $p$  que possibilita que os termos harmônicos de ordem superior possam ser desprezados.

Os dados dos sensores HSCAT são processados com o NSCAT-4 GMF que é ajustado para as características de retroespalhamento específicas da banda Ku (ATBD OSI SAF/KNMI, 2022). O NSCAT-4 GMF é um refinamento do NSCAT-2 GMF que apresentava superestima de velocidades do vento acima de 15 m/s, tanto quando comparado com ventos de bóia quanto com ventos de modelos de PNT.

O NSCAT-2 GMF é uma função da geometria de medição, incluindo ângulo de incidência ( $\theta$ ) e direção de visualização do azimute do feixe da antena relacionada ao *upwind* ( $\chi$ ), e dos parâmetros do radar (polarização e comprimento de onda). Dessa forma, as observações do radar ( $\sigma_0$ ) são relacionadas com o vetor de vento de superfície

(velocidade e direção). O sigma-0 é expresso em dB (decibel) e em primeira ordem pode ser representado como uma série de Fourier de três termos apresentados na formulação da Equação 2.3 (JONES; ZEC, 1996; WENTZ; SMITH, 1999).

$$\sigma^{0p} = F_p(\theta, w, \phi) = A_{0p}(1 + A_{1p}\cos\phi + A_{2p}\cos2\phi) \quad (2.3)$$

$F_p(\theta, w, \phi)$  denota a função do GMF;

$p$  denota polarização (V ou H);

$\theta$  é o ângulo de incidência;

$w$  é a velocidade do vento;

$\phi$  é a direção de visualização do azimuth do feixe da antena relacionada ao *upwind* para estimar a direção relativa do vento, ou seja,  $\phi = 0^\circ$  é uma medição *upwind* para a qual o vento sopra na direção NSCAT e  $\phi = 90^\circ$  uma medição *crosswind*;

$A_{Np}$  são coeficientes empíricos que dependem de  $\theta$ ,  $w$  e  $p$ , e são ajustados com base em dados observacionais e medidas *in situ* para capturar a variação do retroespalhamento com o ângulo de incidência do radar e a direção do vento;  $A_0$  é proporcional à velocidade do vento;  $A_1$  é aproximadamente independente da velocidade do vento e é responsável pela assimetria *upwind-downwind*; e  $A_2$  é aproximadamente independente da velocidade do vento e é responsável pela anisotropia da direção do vento ( $A_2 > A_1$ ).

A derivação do modelo é então reduzida à determinação da dependência de  $\theta$  e  $w$  dos coeficientes  $A_{Np}$ .

A partir disso, para chegar ao NSCAT-4 GMF foi aplicada uma escala linear da velocidade do vento para velocidades acima de 15 m/s. Posteriormente, foi adicionado 0,2 m/s a todas as velocidades do vento para representar o vento equivalente a tensão a 10 metros de altura (ATBD OSI SAF/KNMI, 2022).

Adicionalmente, são feitas correções nos modelos para as medições de retroespalhamento com ruído usando um estimador quadrático (Equação 2.4) como função objetivo para determinar o vetor de vento (STOFFELEN, 1998). Com base no teorema de probabilidade

de Bayes, o Estimador de Máxima Verossimilhança (*Maximum Likelihood Estimator* - MLE), é redefinido por (STOFFELEN, 1998; STOFFELEN; PORTABELLA, 2006; PORTABELLA; STOFFELEN, 2006):

$$MLE = \frac{1}{SD^2} \sum_{i=1}^N (z_{o,i} - z_{m,i})^2 \quad (2.4)$$

Onde:

$z_{o,i}$  são as medidas de retroespalhamento;

$z_{m,i}$  são os valores de retroespalhamento simulados correspondentes às medições;

$\sum_{i=1}^N$  e  $SD$  são uma medida do desvio padrão do ruído do conjunto de medição, relacionado tanto ao ruído do instrumento quanto ao ruído geofísico;

$z = (\sigma_\theta)^{0,625}$  é uma transformação que limita a sensibilidade da direção do vento do GMF a dois harmônicos.

O GMF é regularmente calibrado e validado utilizando dados empíricos obtidos de experimentos e dados de referência de estações meteorológicas e boias oceânicas (ATBD OSI SAF/KNMI, 2018).

Para medir o retroespalhamento das ondas eletromagnéticas na superfície marinha, o instrumento pode ser constituído por diferentes tipos de antenas e feixes de varredura, que geralmente são o “*fan-beam*” (feixe de leque) ou o “*pencil-beam*” (feixe de lápis). O *fan-beam* emprega várias antenas e fornece um número fixo de azimutes que observam uma faixa (ou *swath*) de ângulos de incidência de 25° a 65° (ESA, 2022), nessa faixa o principal mecanismo de retroespalhamento é a ressonância de Bragg, que descreve a interação do sinal do radar com ondas curtas e centimétricas da superfície do mar. O *pencil-beam* coleta valores de retroespalhamento em dois ângulos de incidência diferentes e ângulos azimutais amplos por uma única antena rotativa (LI *et al.*, 2019; STOFFELEN *et al.*, 2018; VERHOEF *et al.*, 2012). O ASCAT utiliza o tipo *fan-beam* enquanto que o HSCAT utiliza o tipo *pencil-beam*.

Os sensores HSCAT são escaterômetros com antenas do tipo *pencil-beam* rotativa, enquanto que os sensores ASCAT possuem antenas do tipo *fan-beam* fixa. O tipo *pencil-*

*beam* rotativa tem uma faixa de observação (ou *swath*) maior (cerca de 1,800 km) em cada passagem do que o tipo *fan-beam* fixa (525 km de cada lado). Entretanto, o tipo *fan-beam* fixa possui geometria de visualização ideal e alta resolução, o que resulta em ventos de maior precisão e resolução do que aqueles estimados através da *pencil-beam* rotativa (VOGELZANG *et al.*, 2011; PORTABELLA; STOFFELEN, 2004; VERHOEF *et al.*, 2012). Os sensores de banda Ku também sofrem mais influência de atenuação por chuva aumentando a incerteza ou inviabilizando a inversão do vento nessas condições (PORTABELLA; STOFFELEN, 2001; STILES; DUNBAR, 2010; LIN; PORTABELLA, 2017), além de serem dependentes de variações da TSM (WANG, 2017a; WANG, 2017b), o que não ocorre para o sensor de banda C (LIN *et al.*, 2015; PORTABELLA *et al.*, 2012; STOPA *et al.*, 2017).

O ASCAT é mais usado na previsão numérica devido à melhor resolução espacial (25 km) (porém menor *swath*: 525 km de cada lado da plataforma) que possibilita a estimativa de dados mais próximos da costa. O HSCAT, no entanto, tem maior faixa de cobertura devido a sua maior área de varredura (maior *swath*: 1800 km), mas menor resolução espacial (50 km).

Tanto o ASCAT (LINDSLEY *et al.*, 2017; LIN *et al.*, 2015) quanto o HSCAT (LIN *et al.*, 2016; ZHU *et al.*, 2014; WANG *et al.*, 2013) foram amplamente validados através de comparações com dados medidos *in situ* por bóias e produtos de modelos numéricos, nas quais os dados foram considerados como sendo de alta precisão e acurácia e o HSCAT foi considerado consistente com o ASCAT.

A emissão e recepção da radiação de microondas do sensor pode ter polarização linear na Horizontal (H) ou na Vertical (V) com combinações diferentes. A polarização HH (Horizontal-Horizontal) ou VV (Vertical-Vertical) indica que a emissão e recepção ocorre na mesma polarização, enquanto que a polarização HV (Horizontal-Vertical) ou VH (Vertical-Horizontal) indica que a emissão e recepção ocorrem em polarizações diferentes.

No caso do ASCAT a polarização é VV para as antenas, e no caso do HSCAT, as antenas possuem polarizações HH e VV. A polarização VV tem uma melhor penetração e sensibilidade em relação às ondas capilares que são diretamente relacionadas ao vento, permitindo medições mais precisas. A polarização HH pode reduzir efeitos do

espelhamento especular, ou seja, a reflexão da radiação de microondas na superfície do oceano, que pode afetar a precisão e a interpretação dos dados, tornando possível a detecção de variações na superfície da água com maior detalhamento (ROBINSON, 2004).

As variações nas propriedades dielétricas (e.g., salinidade) e geométricas (e.g., rugosidade) da superfície do oceano podem influenciar o sinal de retroespalhamento captado pelos escaterômetros, o que, por sua vez, pode levar a erros na estimativa do vento. A salinidade da água do mar afeta a atenuação e a dispersão da radiação eletromagnética que atravessa a superfície da água, bem como a absorção e a reflexão da radiação na interface ar-água. As variações extremas da rugosidade da superfície do oceano podem causar uma limitação para o sensor representar magnitudes de vento muito baixas ou altas (ANDERSON *et al.*, 2012; PAIVA *et al.*, 2021).

A rugosidade é provocada pelas ondas tipo capilar-gravidade geradas pelo vento local atuando na superfície. Em magnitudes de vento mais altas, relacionadas à formação de ondas do tipo gravidade (*sea waves*) e *swell*, a rugosidade da superfície do oceano pode aumentar significativamente, resultando em um aumento na intensidade do sinal de retroespalhamento. Isso pode levar a uma saturação do sinal do sensor, de forma que ele não seja mais capaz de distinguir entre diferentes níveis de rugosidade. Por outro lado, em magnitudes de vento muito baixas, a rugosidade da superfície do oceano diminui e pode se tornar tão suave que não produz retroespalhamento detectável pelo sensor. Isso pode resultar em uma subestimação ou ausência de dados de vento em regiões de baixa atividade atmosférica. De forma geral, quanto maior (menor) for a velocidade do vento, maior (menor) será a rugosidade da superfície do oceano e consequentemente maior (menor) será a intensidade da energia que retorna para o escaterômetro (AHRENS, 2015). Para os sensores das classes ASCAT e HSCAT a direção do vento é medida na faixa de 0 a 360° com precisão de 20°, já a faixa de velocidade do vento medida é de 0 a 50 m/s com precisão de 2 m/s ou 10%, porém velocidades de vento inferiores a 4 m/s e superiores a 24 m/s são menos confiáveis (ATBD OSI SAF/KNMI, 2018; OSI SAF/KNMI, 2022; ESA, 2022).

Outros processos, como a dissipação e quebra de ondas ou interações onda-onda ou onda-correntes, também geram diferentes valores de retroespalhamento (PHILLIPS, 1988).

Além disso, a presença de espuma do mar, óleo, gelo marinho ou vegetação flutuante, podem afetar o sinal de retroespalhamento e causar erros na estimativa do vento. Condições atmosféricas como chuva intensa, também podem interferir no sinal de retroespalhamento e afetar a precisão das estimativas de vento feitas pelo sensor (XIE *et al.*, 2020; WANG *et al.*, 2023), principalmente os sensores com comprimento de onda menores (e.g., banda Ku). Da mesma forma que a chuva afeta as medições do escaterômetro, é de se esperar que a presença de nuvens e nevoeiro também possam afetá-las, embora não há estudos que tratam disso diretamente.

A precisão da recuperação da informação dos ventos obtida pelo escaterômetro também pode ser afetada por erros instrumentais, erros do modelo geofísico e erros ambientais relacionados a variáveis específicas como a temperatura da superfície do mar (TSM), chuva e gelo marinho.

A TSM afeta constantemente a dinâmica da interação oceano-atmosfera, modificando as propriedades físicas nessa faixa de interação, impactando diretamente a rugosidade da superfície do oceano e afetando o processo de formação das ondas capilares. Uma TSM maior (menor) pode favorecer (desfavorecer) a formação das ondas capilares, uma vez que o aumento (diminuição) da transferência de calor latente que está relacionada com uma maior (menor) taxa de evaporação, causa um aumento (diminuição) dos processos turbulentos (e.g., mistura vertical), e, conseqüentemente, o retroespalhamento da radiação de microondas para o sensor tende a ser maior (menor) (ZHANG; WENG, 2006). Wang *et al.* (2016) verificaram que uma possível dependência da rugosidade e TSM nos erros de recuperação dos escaterômetros em relação a tensão superficial da água para velocidades do vento  $< 5$  m/s e da dissipação de ondas capilares de gravidade para velocidades  $> 5$  m/s. Meissner e Wentz (2004) verificaram uma possível relação entre a TSM e a constante dielétrica da água afetando o retroespalhamento da radiação de microondas dos escaterômetros.

O impacto da relação entre a TSM e rugosidade é maior para comprimentos de onda mais curtos (banda Ku), enquanto que para comprimentos de onda maiores (banda C) este impacto é desprezível. Os sensores de banda Ku também sofrem mais da influência de células de chuva, com a atenuação e espalhamento do pulso pelas gotas de chuva, e a alteração da rugosidade da superfície do mar (ZHAO *et al.*, 2023).

O gelo marinho altera o sinal de retroespalhamento para as duas bandas utilizadas pelos escaterômetros (Ku e C). A presença de gelo marinho na célula de resolução do feixe produz mais retroespalhamento da radiação de microondas em relação à água, o que resulta em estimativas errôneas do vento na superfície do mar por parte do modelo geofísico. Além disso, as variações da superfície do gelo marinho como presença de rachaduras, o acúmulo de neve, gelo submerso às margens oceânicas e o gelo à deriva podem complicar a interpretação dos dados, causando contaminação do sinal. Em todo caso, é preciso aplicar uma máscara de gelo marinho que pode ser derivada pelo próprio escaterômetro com o modelo geofísico, ou por fontes externas de outros produtos de satélite e de modelos de PTC.

Contudo, esses erros de recuperação são mínimos, ficando em média abaixo de 1% (VOGELZANG *et al.*, 2011), e vem sendo minimizados com a calibração regular dos instrumentos, o desenvolvimento de algoritmos avançados e a assimilação de dados (de boias ou outros sensores) que proporciona um melhor desenvolvimento das funções do modelo geofísico dos escaterômetros.

A representatividade espacial e acurácia dos dados de  $U_{10}$  obtidos pelos escaterômetros vem sendo avaliada em diversos estudos, e alguns autores vêm obtendo bons resultados ao utilizá-los. Vogelzang *et al.* (2011) fizeram uma validação global do sensor ASCAT através de análise espectral e comparação com medições de bóias e previsões de modelos numéricos, e verificaram uma melhor concordância do ASCAT com as condições de superfície dadas pelas boias e pior concordância do sensor com as previsões dos modelos, indicando que as estimativas do ASCAT estão mais próximas das medições *in situ* das boias e, portanto, são mais precisas em relação aos modelos. Paiva *et al.* (2019) compararam dados de vento obtidos pelo ASCAT com medidas *in situ* coletadas por boias meteorológicas na região ocidental do oceano Atlântico Tropical e Sul e costa brasileira, e verificaram que as estimativas do sensor estavam bem próximas das medições feitas pelas boias, apresentando baixas diferenças (RMSE < 1,27 m/s). Com estes dados, os autores conseguiram estimar o potencial eólico *offshore* médio anual ao longo da margem continental brasileira em 946 GW (*Gigawatts*), identificando regiões e estações sazonais com maiores e menores potenciais.

Wang *et al.* (2020) validaram os produtos eólicos do sensor HY-2B HSCAT para as costas da América do Norte, Havaí e Nova Zelândia, por meio da comparação com dados *in situ* de boias e encontraram consistência estatística entre os dados, indicando que o sensor tem uma boa representatividade do vento superficial em relação às medições *in situ* (RMSE de 0,95-1,20 m/s). O mesmo sensor também foi utilizado por Wang *et al.* (2023), que estimaram a intensidade de um ciclone tropical e obtiveram que os ventos do escaterômetro estão correlacionados com os indicadores do banco de dados do Serviço Meteorológico Nacional da China (*China Meteorological Administration best-track*), indicando que os dados desse escaterômetro são úteis para a previsão de curto prazo ou *nowcasting* na superfície do oceano onde não há radares de superfície.

## **2.2 Correção do vento por escaterômetro em modelos atmosféricos**

O escaterômetro mede o vento na superfície em relação ao oceano em movimento, ou seja, é uma medida que está diretamente relacionada à forçante oceânica, ou melhor, ao stress do vento, que efetivamente contribui com os fluxos de momentum, gases e calor na interface oceano-atmosfera com maior precisão em relação aos modelos numéricos (KELLY *et al.*, 2001; CHELTON; FREILICH, 2005; BOURASSA *et al.*, 2019).

Os modelos de Previsão Numérica de Tempo de Clima (PTC) são ferramentas matemáticas que simulam a atmosfera da Terra, utilizando equações físicas que descrevem o movimento do ar, transferência de calor, umidade e outros processos meteorológicos. Eles podem ser desenvolvidos em diversas escalas de tempo (previsão de curto prazo ou climática) e espaço (global, regional ou local). A previsão de curto prazo utiliza dados iniciais coletados em tempo real, como observações meteorológicas e imagens de satélites, para gerar simulações que podem prever o comportamento da atmosfera por alguns dias. Já os modelos climáticos projetam cenários na escala temporal de décadas ou séculos, levando em consideração interações complexas entre a atmosfera, oceanos, superfície terrestre e processos biogeoquímicos.

Entretanto, os modelos de PTC inevitavelmente possuem diferenças sistemáticas com as observações reais, denominadas de vieses. Esses vieses podem ser causados por diversas razões, como simplificações nas equações físicas, limitações na resolução espacial ou temporal, ou imprecisões nas condições iniciais e de contorno, e esquemas de parametrização, o que pode introduzir incertezas e limitações para processos físicos

complexos, como os que ocorrem na interface oceano-atmosfera em escalas muito pequenas ou localizadas.

Os escaterômetros oferecem dados observacionais, reduzindo a dependência de suposições e parâmetros modelados, capturando diretamente características da superfície do oceano, como a rugosidade da superfície e a direção do vento, fornecendo informações úteis para validar e calibrar modelos numéricos.

A aplicabilidade dos escaterômetros é extensa e inclui a utilidade na classificação de sistemas atmosféricos subtropicais e tropicais, e na validação de notas técnicas de aviso de mau tempo, principalmente nas zonas costeiras (em relação a vento forte e ressaca). Os dados provenientes deste sensor também são utilizados como métrica de avaliação de qualidade dos dados de modelos e produtos de reanálise. Rivas e Stoffelen (2019) calcularam as diferenças entre os produtos da reanálise ERA-Interim e sua sucessora ERA5 em relação às observações do ASCAT e descreveram que houve uma melhora do produto ERA5 em relação ao antecessor (i.e., ERA-Interim).

O sensor possui algumas limitações, como uma cobertura não uniforme e medições indiretas apenas duas vezes ao dia. Entretanto, de acordo com os autores Vogelzang *et al.* (2011) e Lin *et al.* (2015a), embora os escaterômetros possuam limitações em relação à subamostragem espacial devido às lacunas entre os *swaths*, ele exibe considerável detalhe e precisão do vento. Além disso, ao fazer uso dos dados do sensor para correção de modelos numéricos, as limitações existentes podem ser superadas quando se estabelece o critério de se utilizar diferentes escaterômetros, uma vez que cada tipo de satélite (MetOP e HY-2) possui um horário local de passagem diferente, o que aumenta a amostragem do campo de vento e traz informações sobre a sua variabilidade em menores escalas. Dessa forma, é possível a obtenção de um produto com dados mais detalhados espacialmente com alta resolução em comparação aos modelos, o que melhora a inicialização dinâmica dos fenômenos climáticos nos modelos e a sua parametrização em grande escala (TRINDADE *et al.*, 2020; CHELTON *et al.*, 2004; TANG *et al.*, 2014).

Os modelos numéricos para previsão do tempo e clima apresentam algumas vantagens em relação aos escaterômetros, como uma maior cobertura espacial e temporal. Entretanto, como já mencionado anteriormente, os modelos não são perfeitos, e apresentam erros em estimar os fluxos de momentum e calor entre o oceano e a atmosfera

(PORTABELLA; STOFFELEN, 2009), o que gera perda de informações na evolução de processos de mesoescala e também na escala sinótica.

Foi verificado que modelos numéricos globais possuem problemas na circulação atmosférica em grande escala, em resolver as dinâmicas de pequena escala, apresentando também deslocamento de frentes e depressões, e direções do vento enviesadas em relação aos ventos observados (HERSBACH, 2010; BROWN *et al.*, 2005; SANDU *et al.*, 2013; RIVAS; STOFFELEN, 2019; KING *et al.*, 2017). Isso tem impacto principalmente nas regiões costeiras altamente dinâmicas para as quais os modelos de PNT tendem a apresentar maiores vieses. Os vieses têm relação direta com processos dinâmicos e termodinâmicos não resolvidos pelo modelo (TRINDADE *et al.*, 2020).

Os escaterômetros podem ser utilizados para corrigir os vieses dos campos de vento na superfície do mar na modelagem numérica da atmosfera, gerando um produto final corrigido do campo da variável que pode ser usado para melhorar a previsão da modelagem acoplada do sistema terrestre, bem como para a assimilação de dados (STOFFELEN; VOGELZANG, 2018). Trindade *et al.* (2020) desenvolveram uma metodologia para gerar um produto a partir de uma correção baseada em escaterômetros que pode ser utilizado como forçante de modelos oceânicos para compor as condições iniciais e de contorno em experimentos numéricos. Os autores obtiveram sucesso na correção dos vieses do vetor de vento local presentes nas saídas do modelo global ERA-Interim. O produto gerado apresentou redução do erro e melhor representação de processos físicos. Esta metodologia é adotada na presente pesquisa, sendo mais detalhada na Seção 3.3.4.

### **2.3 Sistemas de tempo e clima atuantes na região ocidental do oceano Atlântico Tropical e Sul**

O padrão da circulação atmosférica e oceânica na região ocidental do oceano Atlântico Tropical e Sul advém das características da circulação atmosférica geral. A atmosfera da região equatorial recebe mais radiação direta, aquecendo mais do que nas regiões polares. Isso resulta em diferenças de pressão atmosférica no globo, gerando células de circulação e, conseqüentemente, padrões de circulação atmosférica. Esse movimento é crucial para o transporte de calor, umidade e energia ao redor do planeta, influenciando o clima global e regional. Foi estabelecido um modelo conceitual que apresenta as células principais de

circulação que são as células de Hadley, Ferrel e Polar. Nas células de Hadley e polar (Ferrel) o ar move-se em direção ao equador (pólos) nos níveis superficiais, enquanto que em níveis superiores, o ar move-se em direção aos pólos (equador) (VAREJÃO, 2005).

Na zona equatorial, onde localiza-se o ramo ascendente da célula de Hadley, ocorre a ascensão e convergência de ar quente, devido ao maior aquecimento da atmosfera, gerando uma zona de baixa pressão. Nessa região, devido ao efeito Coriolis e da força gradiente de pressão, os ventos adquirem direção predominante de leste, dando origem aos ventos alísios de sudeste (no hemisfério sul) e nordeste (no hemisfério norte) que convergem em direção ao Equador térmico, originando a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT).

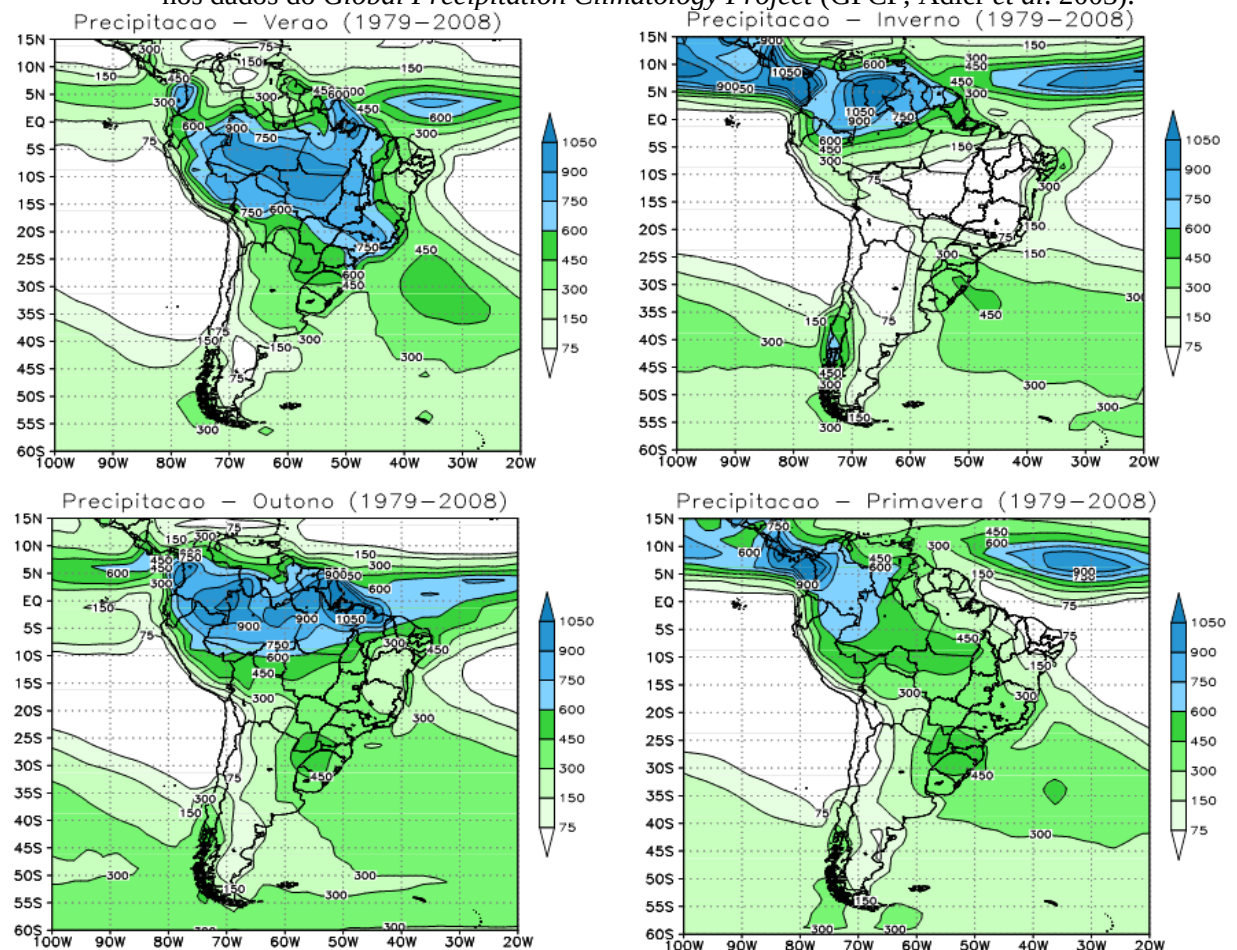
O ramo descendente da célula de Hadley ocorre a cerca de 30° de latitude, fazendo fronteira com a célula de Ferrel, em seu ramo descendente, dando origem a uma região de subsidência de ar, e, portanto, contribuindo para a formação de uma zona de alta pressão e formando os anticiclones semipermanentes subtropicais com presença marcante sobre os oceanos em ambos os hemisférios. Na célula de Ferrel, o vento adquire direção predominante de oeste, ao deslocar-se em latitudes médias, ascendendo em aproximadamente 60° em encontro ao ramo descendente das células polares. Neste encontro, ocorre o surgimento de uma zona de baixa pressão bastante associada à formação de ciclones extratropicais e sistemas frontais. Nas latitudes polares, a subsidência de ar frio gera ventos predominantemente de leste entre 60° e 90° de latitude, formando as células polares.

Como resultado desse padrão de circulação, alguns sistemas atmosféricos e oceânicos atuam sobre a região ocidental do oceano Atlântico Tropical e Sul, sendo eles principalmente a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS), a Alta Subtropical do Atlântico Sul (ASAS), o Giro Subtropical do Atlântico Sul (GSAS) e os sistemas frontais.

A ZCIT (Figura 2.2) é um importante sistema meteorológico que se caracteriza pela presença de aglomerados convectivos, sendo um dos principais mecanismos de aquecimento da atmosfera nas regiões tropicais e subtropicais pela liberação de calor latente devido à convergência de ar úmido (CARVALHO; OYAMA, 2013). É formada pela confluência dos ventos alísios de nordeste e de sudeste (CIRILO *et al.*, 2007).

Conforme Melo *et al.* (2009), a ZCIT apresenta grande variação sazonal e meridional. Sobre o oceano Atlântico Tropical, o seu centro se desloca, em média, de 14°N (Agosto - Setembro) a 2°S (Março - Abril), chegando até a 5°S em anos mais chuvosos no Nordeste Brasileiro (NEB). A Figura 2.2 mostra uma faixa de intensa precipitação no oceano Atlântico Equatorial que ocorre por atuação da ZCIT, nota-se também a mudança sazonal na posição média do sistema. De acordo com Cirilo *et al.* (2007), a previsão da ZCIT é fortemente dependente de informações de altitude, como temperatura e umidade, e de radar meteorológico para detectar a formação e a movimentação das nuvens associadas ao sistema.

Figura 2.2 - Média sazonal da precipitação (mm) na América do Sul entre 1979 e 2008 com base nos dados do *Global Precipitation Climatology Project* (GPCP; Adler *et al.* 2003).



Fonte: Adaptado de Reboita *et al.* (2012).

Durante o verão no hemisfério sul, a ZCIT se desloca para o sul, levando consigo áreas de baixa pressão e umidade, o que resulta em chuvas intensas em várias regiões do continente, como a região amazônica, a costa norte do Brasil, partes da região central e sul do Brasil, além de afetar países vizinhos como Peru, Colômbia, Venezuela, entre outros, influenciando todo o clima da América do Sul.

A ZCIT pode em determinadas ocasiões apresentar a formação de uma banda dupla de nebulosidade, que pode influenciar em uma maior taxa de precipitação sobre o NEB (CAVALCANTI *et al.*, 2009; ZHANG *et al.*, 2007). Esse comportamento não é bem representado pelos modelos de PNT (RICHTER, 2015; TEODORO *et al.* 2019).

A variação da posição média da ZCIT também pode ser influenciada por um fenômeno conhecido como “Ressurgência Equatorial do Atlântico”, responsável por causar o afloramento de águas de subsuperfície mais frias no oceano Atlântico Equatorial devido a propagação dos alísios e interação entre as Corrente Norte do Brasil e a Corrente Sul Equatorial (MCCREARY; YU, 1992; WANG *et al.*, 2017), alterando a dinâmica dos ventos superficiais em termos de velocidade e modificando também os fluxos de calor na interface oceano-atmosfera (SKYLLINGSTAD *et al.*, 2007), contribuindo com a redução da precipitação.

Na região do oceano Atlântico Tropical Sul a ocorrência de distúrbios de ondas de leste afeta o regime de ventos, influenciando principalmente no clima e nos padrões de ventos da costa leste do NEB (BURPEE, 1972; PONTES DA SILVA, 2011; GOMES *et al.* 2015). As ondas de leste são perturbações em escala sinótica caracterizadas por áreas de baixa pressão e são acompanhadas por convecção (formação de nuvens e tempestades) à medida que se movem. Gomes *et al.* (2019) verificaram que os distúrbios de ondas de leste no oceano Atlântico Tropical Sul se originam em associação com quatro tipos de sistema: frentes frias, aglomerados convectivos da costa oeste da África, ZCIT e a Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis (VCAN), com uma variabilidade interanual notável com cerca de 16 a 40 episódios a cada ano e com uma vida útil média de 4 a 6 dias.

Um outro importante sistema atuante no oceano Atlântico Sul é a ZCAS (ROSA; PEZZI, 2009), sendo caracterizada por uma faixa de nebulosidade persistente associada ao escoamento convergente na baixa troposfera que estende-se do centro-sul da Amazônia ao oceano Atlântico Sudoeste, passando pelo centro-oeste e sudeste do Brasil, podendo

atingir também o centro-sul do estado da Bahia (13°-42°W) e os estados do Paraná (25°S-50°W) e Santa Catarina (27°S-50°W) (CARVALHO *et al.*, 2002; FERREIRA *et al.*, 2004; CHAVES; NOBRE, 2004; BRASILIENSE *et al.*, 2017).

Este sistema é caracterizado pela convergência de umidade que persiste por pelo menos quatro dias (CARVALHO *et al.*, 2004; ROSA *et al.*, 2020) e atua transportando umidade da superfície de norte a sudeste do Brasil, podendo atingir outros países da América do Sul (DIAS; MARENGO, 2002).

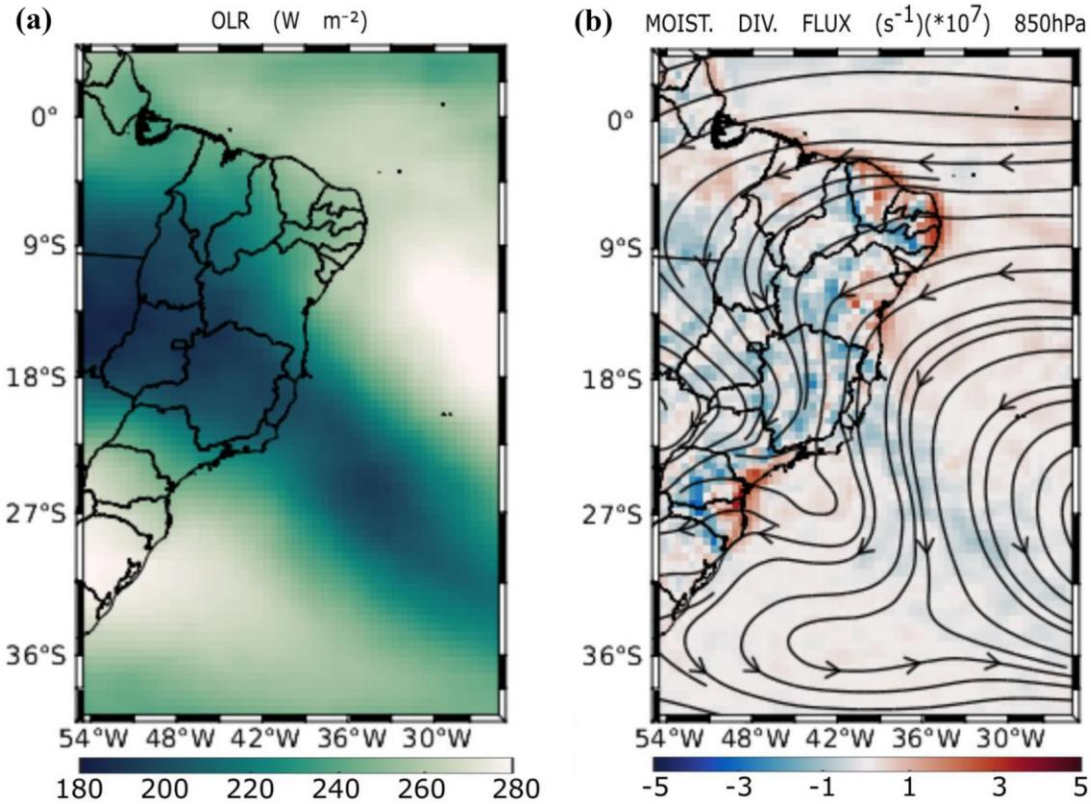
A ZCAS pode se estender até o oceano Atlântico Sul, causando convergência de umidade e calor sobre o oceano, e dessa forma dando origem a anomalias negativas de TSM devido a extensa faixa de cobertura de nuvens, essa característica recebe a denominação de “ZCAS oceânica” (PEZZI *et al.*, 2022). A redução da TSM na região está atrelada à diminuição da radiação solar de ondas curtas que atinge a superfície do mar e ao enfraquecimento da advecção horizontal de calor na região da Corrente do Brasil (CB), causados pelo bloqueio dos aglomerados convectivos. Além das anomalias de TSM, a ZCAS pode resultar em padrões de chuvas intensas em áreas costeiras e adjacentes, particularmente no final da primavera e no verão austral (GRIMM, 2011; QUADRO *et al.*, 2012).

A Figura 2.3 mostra casos de ZCAS oceânica com base em dados de Radiação de Onda Longa (ROL) e divergência de fluxo de umidade. A ROL apresenta valores inferiores a  $230 \text{ W m}^{-2}$  devido à faixa de cobertura de nuvens que se origina na região de atuação da ZCAS. Em relação à divergência de fluxo de umidade, conforme indicado pelos valores negativos (cores azuis), uma convergência do fluxo de umidade está presente em toda a região da ZCAS oceânica, bem como na região continental da América do Sul (850 hPa).

A ZCAS é uma região de significativa precipitação no hemisfério sul, ocorrendo na estação quente da América do Sul, de novembro a março, e um dos mecanismos que colaboram com a intensificação da ZCAS é o Sistema de Monção da América do Sul (SMAS) (CASARIN; KOUSKY, 1986; KODAMA, 1992, 1993; KODAMA *et al.*, 1997; GAN *et al.*, 2009; GRIMM, 2011; QUADRO *et al.*, 2012; JORGETTI *et al.*, 2014). Além disso, eventos de bloqueio atmosférico que ocorrem na região subtropical da América do Sul podem impedir a formação da ZCAS (RODRIGUES; WOOLLINGS, 2017;

RODRIGUES *et al.*, 2019), levando a uma estação chuvosa deficiente nas regiões centro-oeste e sudeste do Brasil.

Figura 2.3 - Compostos de casos de ZCAS oceânica (2002-2013) feitos com dados de reanálise CFSv2 para: a) Radiação de Onda Longa (ROL) ( $\text{W m}^{-2}$ ); e b) divergência de fluxo de umidade (colors in  $\times 10^7 \text{ s}^{-1}$ ) e linhas de corrente em 850 hPa.



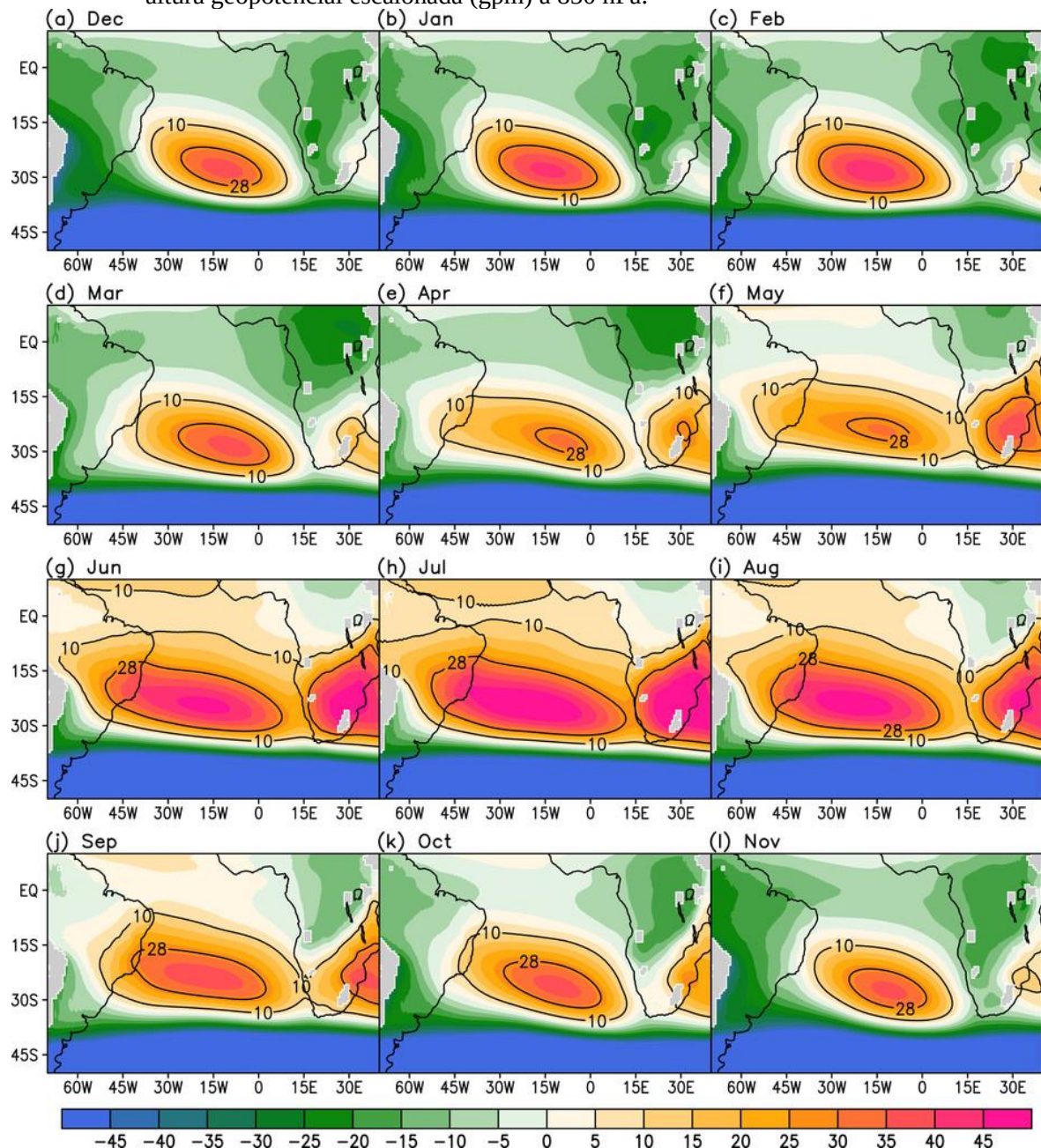
Fonte: Pezzi *et al.* (2022).

A resolução dos modelos de PNT pode ser insuficiente para a determinação de processos físicos de pequena escala que ocorrem na ZCAS, como a convecção e a formação de nuvens na interação oceano-atmosfera, podendo levar a erros na simulação da localização e intensidade da ZCAS.

Outro sistema para o qual os modelos de PNT podem falhar na representação dos processos físicos de menor escala e na variabilidade temporal é a ASAS.

A ASAS (Figura 2.4) é um sistema de alta pressão semi-permanente de circulação anti-horária que se forma sobre o oceano Atlântico Sul devido à subsidência de ar dos ramos descendentes das células de Hadley e Ferrel, e influencia o padrão de ventos nas áreas costeiras e também a circulação oceânica superficial (WAINER; TACHETTO, 2006).

Figura 2.4 - Cobertura da ASAS com base em médias climatológicas mensais (1979-2015) de altura geopotencial escalonada (gpm) a 850 hPa.



Fonte: Adaptado de Sun *et al.* (2017).

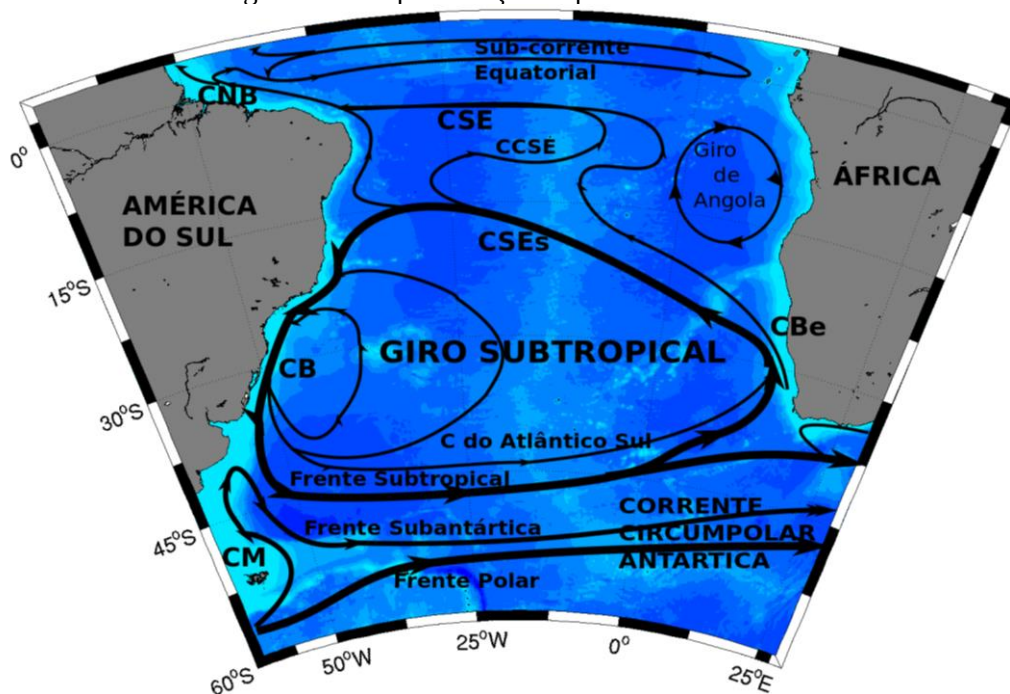
Este sistema possui uma variação sazonal em sua posição média, na qual durante o verão (inverno) o centro localiza-se mais ao sul e a leste (norte e a oeste), aproximadamente em 5°W e 33°S (15°W e 27°S) (PEZZI; SOUZA, 2009). A ASAS também interage com outros sistemas meteorológicos como frentes frias e sistemas de baixa pressão, o que torna a

representatividade desse sistema ainda mais complexa para os modelos de PNT, resultando em diferenças em relação ao monitoramento observacional.

A ASAS contribui com ventos de nordeste para a costa brasileira que são mais constantes durante a primavera e verão (PAIVA, 2019).

Nas áreas de alta pressão subtropicais de ambos os hemisférios, como é o caso da ASAS no oceano Atlântico Sul, observa-se o desenvolvimento de giros oceânicos subtropicais. No oceano Atlântico Sul esses giros ocorrem devido à ASAS que exerce uma tensão de cisalhamento na coluna de água superficial, resultando em um movimento de água perpendicular à direção média do vento que é influenciado também pela aceleração de Coriolis. O transporte de Ekman atua para balancear as forças, gerando um padrão de circulação oceânica anticiclônica superficial em forma de redemoinho denominado como Giro Subtropical do Atlântico Sul (GSAS) (Figura 2.5).

Figura 2.5 - Representação esquemática do GSAS.



Fonte: Gramscianinov (2012).

A circulação superficial no GSAS é delimitada pelas seguintes correntes oceânicas superficiais que são geradas em resposta a dinâmica de ventos no oceano Atlântico Sul:

Corrente Sul Equatorial (CSE); Corrente do Brasil (CB); Corrente de Benguela (CBe); Corrente do Atlântico Sul (CAS).

Esse padrão de circulação tende a ser estável e persistente criando áreas de águas calmas e relativamente quentes no centro do giro, e correntes mais fortes nas bordas externas, influenciando as condições climáticas locais e regionais.

Na região à sudoeste do GSAS, ocorre o encontro entre duas correntes oceânicas superficiais com propriedades físicas distintas que fluem na costa da América do Sul, que são a Corrente do Brasil (CB) e a Corrente das Malvinas (CM) (Figura 2.5). A CB flui para sul transportando águas mais quentes oriundas de baixas latitudes (região equatorial), até chegar nas latitudes 40°S e 45°S (região subtropical) onde a mesma se encontra com a Corrente das Malvinas que transporta águas frias de latitudes mais altas (regiões polares), formando a região denominada como Confluência Brasil-Malvinas (CBM), e dando origem a um gradiente de TSM em uma área relativamente pequena, caracterizando uma região propícia à formação de ciclones extratropicais com tempestades associadas a passagens de frentes frias e quentes (SILVEIRA; PEZZI, 2014).

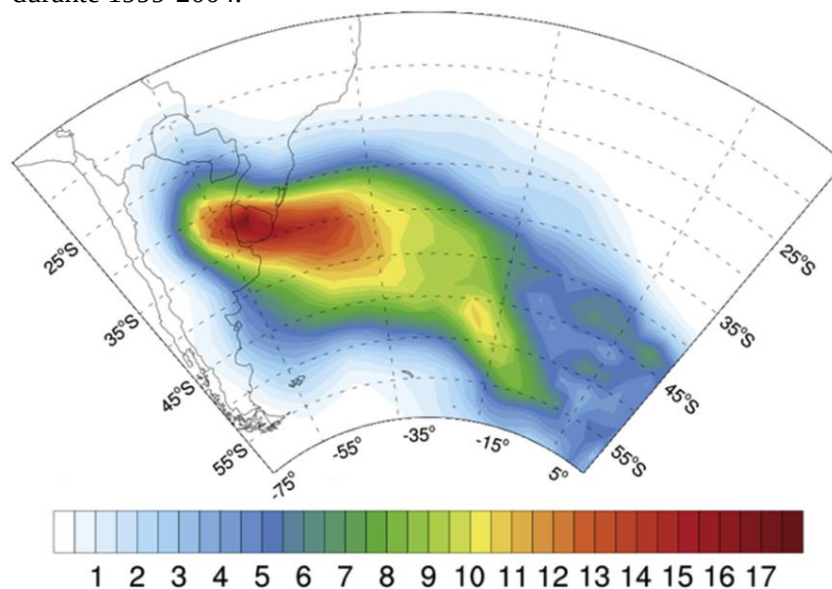
Essa região de intenso gradiente térmico contribui com energia para a geração de ciclones extratropicais e frentes atmosféricas em latitudes médias no oceano Atlântico Sul, e pode não ser representada de forma correta nas saídas dos modelos numéricos.

O centro de baixa pressão (B) sobre o oceano Atlântico Sul, favorece o desenvolvimento de ciclones e a formação de sistemas frontais. Devido a essa configuração, a costa sudeste do Brasil e a costa do Uruguai são as regiões favoráveis à formação de ciclones (REBOITA *et al.*, 2009).

A Figura 2.6 mostra a densidade de 87 trajetórias de ciclones por área ( $10^6 \text{ km}^2$ , equivalente a 5° de calota esférica) por ano (1999-2004), com dados do NCEP (National Centers for Environmental Prediction), onde a maioria apresenta gênese entre 25°S e 35°S, afetando as alturas das ondas e causando eventos de ressaca, impactando principalmente a costa da Argentina, Uruguai e regiões sul e sudeste do Brasil.

Essa intensa atividade ciclônica pode ser imprevisível para os modelos de PNT, como é o caso dos ciclones bomba, causando um viés na representatividade do sistema em relação ao observado por meio de imagens de satélite ou dados medidos por sensores orbitais.

Figura 2.6 - Densidade de trajetória dos 87 ciclones associados aos eventos de ondas extremas durante 1999-2004.



Fonte: Gramcianinov *et al.* (2020).

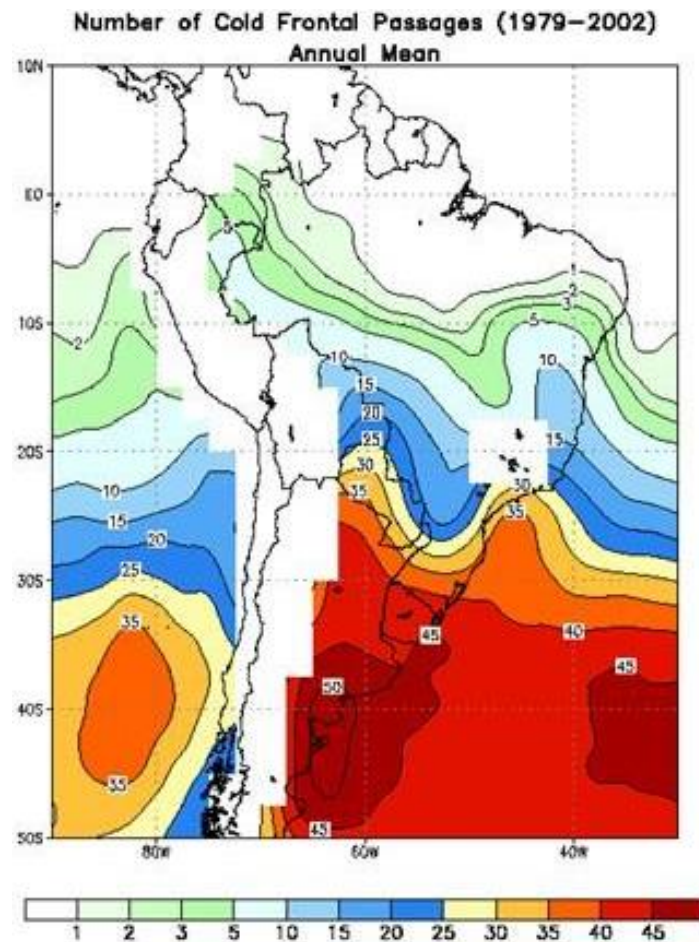
Os sistemas frontais podem ser definidos como sendo o encontro de massas de ar com características distintas, com uma intersecção entre a zona frontal e a superfície que é denominada por frente (VIANELLO; ALVES, 1991).

A Figura 2.7 mostra as zonas de maior ocorrência de frentes frias sobre o oceano Atlântico Sul-Sudoeste. Entre 30° e 50°S, as zonas costeiras da Argentina e Uruguai são as mais atingidas (CAVALCANTI; KOUSKY, 2009).

O deslocamento das frentes ocorre junto a ciclones e anticiclones pós-frontais, alterando os campos de vento, pressão e de outras variáveis (WALLACE; HOBBS, 2006). Na América do Sul, as zonas frontais geralmente se deslocam de sudoeste para nordeste sobre o continente e o oceano Atlântico adjacente (GAN *et al.* 2022).

A complexidade dos processos físicos envolvidos na formação dos sistemas frontais pode ser subestimada ou superestimada pelos modelos de PNT, causando enviesamento no posicionamento dos sistemas.

Figura 2.7 - Número médio anual de passagens de frentes frias (1979- 2002).



Fonte: Cavalcanti e Kousky (2009).

Todos os sistemas explanados acima são representados com diferentes graus de incertezas nas saídas de modelos de PNT, e podem apresentar incoerências em relação aos campos de dados observacionais (e.g., FERNANDEZ *et al.*, 2006; FIGUEROA *et al.*, 2016; FERNANDEZ *et al.*, 2021). Sendo assim a utilização de métodos de análise dos campos de saída dos modelos com os dados observacionais constitui uma ferramenta fundamental para a avaliação dos processos que precisam ser melhor representados, parametrizados e/ou melhorados com a assimilação de dados.

### 3. MATERIAIS E MÉTODOS

Neste capítulo é descrita a área de estudo, os conjuntos de dados e os métodos que foram utilizados nas análises realizadas.

#### 3.1 Área de estudo

A região ocidental do oceano Atlântico Tropical e Sul adjacente à costa brasileira, área de estudo desta pesquisa, está inserida entre as coordenadas 10°N-40°S e 65°W-20°W (Figura 3.1). A região é área marítima de responsabilidade do Brasil denominada como METAREA V, definida pela Organização Meteorológica Mundial (OMM) para fins de elaboração e disseminação de previsões meteorológicas e avisos de mau tempo.

#### 3.2 Conjuntos de dados

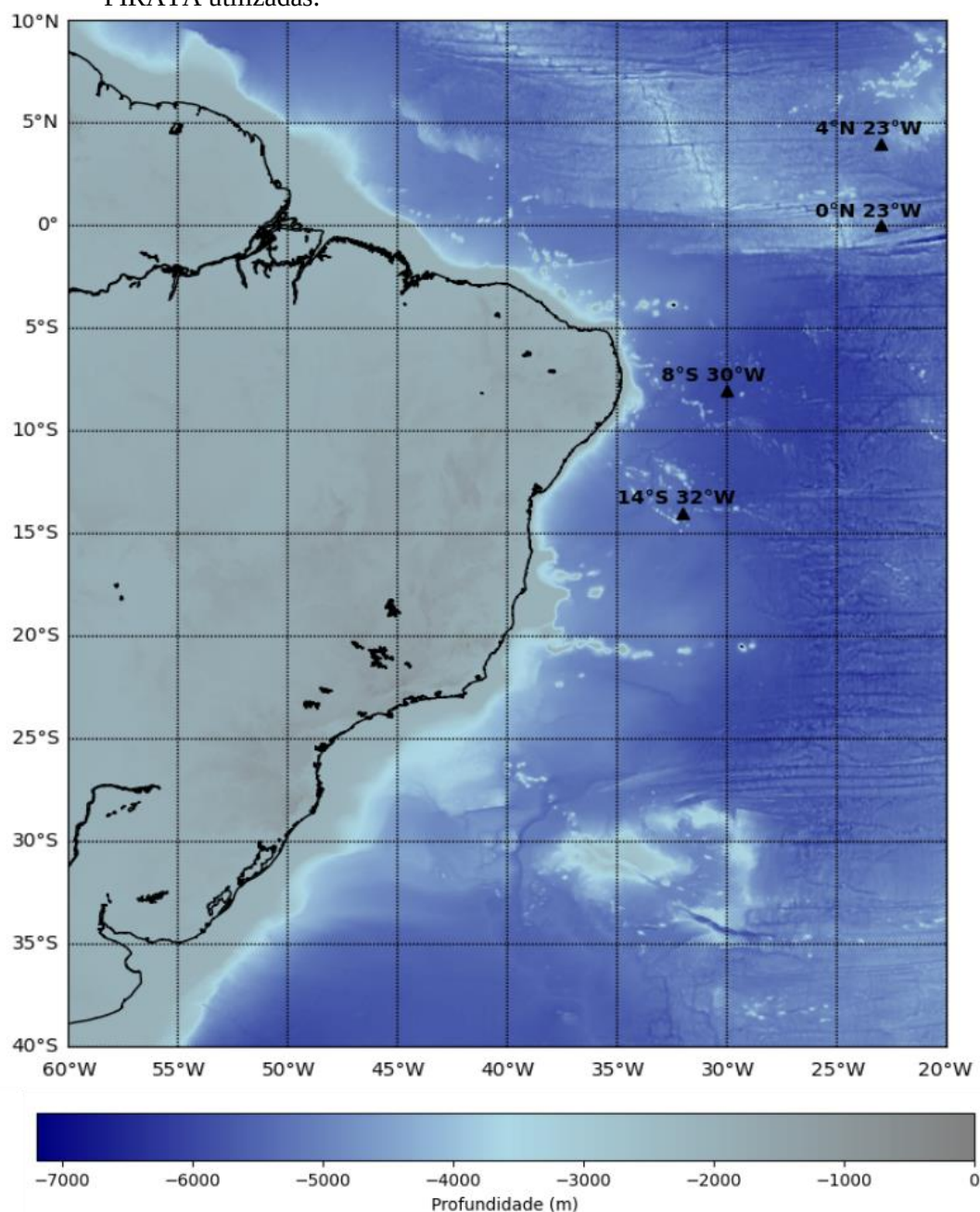
Foram utilizadas 6 bases de dados de  $U_{10}$ , que se dividem em dados de satélite, dados observados e do modelo atmosférico *Weather Research and Forecasting* (WRF).

Os dados de satélite correspondem a 4 bases de dados obtidos por dois sensores, sendo 2 bases de dados referentes ao sensor *Advanced Scatterometer* (ASCAT) a bordo das plataformas MetOP-B e C (ESA/EUMETSAT), e 2 referentes ao *HY Scatterometer* (HSCAT) a bordo dos satélites HY-2B e 2C (Agência Espacial Chinesa).

Em relação aos dados medidos *in situ*, estes foram obtidos do programa *Prediction and Researched Moored Array in the Atlantic* (PIRATA) (Figura 3.1). Outras fontes de dados como do programa PNBOIA da Marinha do Brasil e SiMCosta (FURG) não apresentaram dados existentes para o período analisado neste estudo (2022-2023). Em relação aos dados SiMCosta, foi verificado que as bóias do programa se encontram muito perto da costa onde o retroespalhamento da radiação de microondas é difuso gerando ruídos para as antenas dos escaterômetros que não conseguem realizar estimativas.

O modelo atmosférico selecionado para implementar esta metodologia de análise e correção de viés, foi o WRF, que está operacionalizado no Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC) - INPE. Este modelo foi escolhido devido à frequência horária dos campos de saída o que facilita o “pareamento” (*collocation*) com os dados obtidos pelos escaterômetros, para a determinação e correção do viés do modelo. Foram utilizadas somente as previsões de 24h para cada dia.

Figura 3.1 - Mapa da área de estudo (10°N-40°S; 60°-20°W) mostrando a localização das bóias PIRATA utilizadas.



Fonte: Produção da autora.

A janela temporal da análise foi de 01/04/2022 a 31/03/2023 para todas as bases de dados, e foi selecionada considerando-se um período recente de operação do WRF no INPE/CPTEC e de operação dos 4 escaterômetros, previamente citados. A Tabela 3.1 resume as características principais dos dados utilizados.

Tabela 3.1 - Características dos dados utilizados.

| <b>Produto</b> | <b>Resolução Espacial</b>                               | <b>Resolução Temporal</b> | <b>Altura de referência</b> |
|----------------|---------------------------------------------------------|---------------------------|-----------------------------|
| <b>ASCAT</b>   | 12,5 km                                                 | 12 horas                  | 10 m                        |
| <b>HSCAT</b>   | 25 km                                                   | 12 horas                  | 10 m                        |
| <b>WRF</b>     | 7 km                                                    | 1 hora                    | 10 m                        |
| <b>PIRATA</b>  | Pontual:<br>4°N 23°W, 0°N 23°W,<br>8°S 30°W, 14°S 32°W. | 1 hora                    | 3,5 m                       |

Fonte: Produção da autora.

Os dados provenientes dos escaterômetros e do modelo são referentes a altura de 10 m, enquanto que o vento medido *in situ* pelas bóias PIRATA é referente à altura de 3.5 m. Para que todas as bases de dados de  $U_{10}$  utilizadas estejam na mesma altura, foi aplicada uma correção de equivalência do vento neutro aos dados de  $U_{10}$  PIRATA, na qual foi feita uma extrapolação da altura das medições *in situ* das bóias (3,5 m) para a altura das observações dos escaterômetros e das simulações do modelo atmosférico (10 m), obtendo-se assim o vento neutro equivalente a 10 m, de acordo com a metodologia proposta por Smith (1988), mais detalhada na Seção 3.3.1.

### 3.2.1 Dados de satélite

Os dados de satélite utilizados neste trabalho são oriundos do centro *European Organisation for the Exploitation of Meteorological Satellites* (EUMETSAT), onde os dados ASCAT e HSCAT são recebidos, processados e distribuídos aos usuários pelo KNMI (Instituto Meteorológico da Holanda). Os dados ASCAT são recebidos, diretamente pelas antenas e sistemas de comunicação da EUMETSAT em arquivos brutos e os dados do HSCAT são fornecidos pelo *Chinese National Ocean Satellite Application Center* (NSOAS) em nível L1. Ambos são processados com o processador de ventos

*Pencil-beam* (PenWP) desenvolvido pelo *EUMETSAT Numerical Weather Prediction Satellite Application Facility* (NWP SAF) e *Ocean and Sea Ice Satellite Application Facility* (OSI SAF). Os produtos são operacionalizados e distribuídos pelo *Royal Netherlands Meteorological Institute* (KNMI) como parte do EUMETSAT OSI SAF. Os dados de vento do ASCAT e HSCAT são recebidos e armazenados pela Divisão de Satélites e Sensores Meteorológicos (DISSM) do CPTEC/INPE, desde 2010.

Foram utilizados os produtos de  $U_{10}$  ASCAT-B (a bordo do MetOP-B), ASCAT-C (a bordo do MetOP-C), HSCAT-2B (a bordo do HY-2B) e HSCAT-2C (a bordo do HY-2C) com processamento L2 utilizando o processador PenWP distribuídos pela KNMI/OSI SAF/EUMETSAT. O tempo local de passagem dos sensores ASCAT é 09:30 UTC (passagem descendente, no equador) e 21:30 UTC (passagem ascendente, no equador). Enquanto que o tempo local de passagem dos sensores HSCAT é 6:00 UTC (passagem descendente, no equador) e 18:00 UTC (passagem ascendente, no equador). O HSCAT-2D (a bordo do HY-2D) não tem um horário local de passagem “fixo” por não possuir órbita sol-síncrona, e por simplificação não foi utilizado no presente trabalho.

Os dados do ASCAT (HSCAT) possuem resolução espacial nominal de 25 km (50 km) a partir da qual, por meio de um processamento mais refinado, é possível gerar um produto otimizado para regiões costeiras (*coastal wind product*) com resolução espacial de 12,5 km (25 km) (VERHOEF *et al.*, 2012).

### **3.2.2 Dados *in situ***

Para fins de validação dos dados de  $U_{10}$ , estimados pelos sensores e pelo modelo (WRF), foram utilizados dados de 4 bóias do projeto PIRATA fixas operantes, localizadas na área de estudo (Figura 3.1). Estas 4 bóias são as únicas que possuem medições na resolução horária durante o período selecionado para a análise.

O projeto PIRATA é um programa de cooperação multinacional entre o Brasil, França e Estados Unidos que conta com uma rede de observação *in situ* com bóias fundeadas no oceano Atlântico Tropical (BOURLÈS *et al.*, 2008).

O vento *in situ* é medido por anemômetros (intensidade) e bússolas (direção) instalados nas bóias meteo-oceanográficas do projeto PIRATA, e os dados fornecidos incluem as componentes  $u_{10}$  e  $v_{10}$  à 3,5 m de altura.

### 3.2.3 Dados do modelo atmosférico

Foram utilizadas simulações do modelo *Weather and Research Forecasting Model* (WRF) em um período de 24 h (para cada dia) fornecidas pelo CPTEC/INPE do campo de  $U_{10}$  para a área de estudo referentes ao período 01/04/2022 a 31/03/2023, com resolução espacial de 7 km e temporal de 1 hora.

O WRF é um modelo numérico regional de previsão do tempo de última geração usado para simular e prever o tempo atmosférico em várias escalas espaciais e temporais, projetado para atender às necessidades de pesquisa atmosférica e previsão operacional. O WRF foi escolhido para o presente estudo por estar operacional no CPTEC/INPE no período analisado, e ter as saídas horárias. Inicialmente foi proposto aplicar esta correção ao modelo BAM-híbrido desenvolvido pelo INPE, mas este possui saídas a cada 6h, dificultando o casamento com as medidas dos escaterômetros. Uma vez, no entanto, que a metodologia de correção de viés do campo de vento na superfície do mar for desenvolvida no INPE, esta pode ser aplicada a qualquer modelo operacional do CPTEC, e poderá servir como ferramenta eficaz de avaliação e geração de produtos corrigidos de outros modelos como o *Model for Ocean-land-Atmosphere prediction* (MONAN) que está em fase de desenvolvimento pelo INPE e instituições parceiras nacionais e internacionais. Vale ressaltar que o MONAN está sendo desenvolvido com o MPAS, um core dinâmico desenvolvido pelo *National Center for Atmospheric Research* (NCAR), mesma instituição que desenvolveu o WRF, em parceria com outros centros.

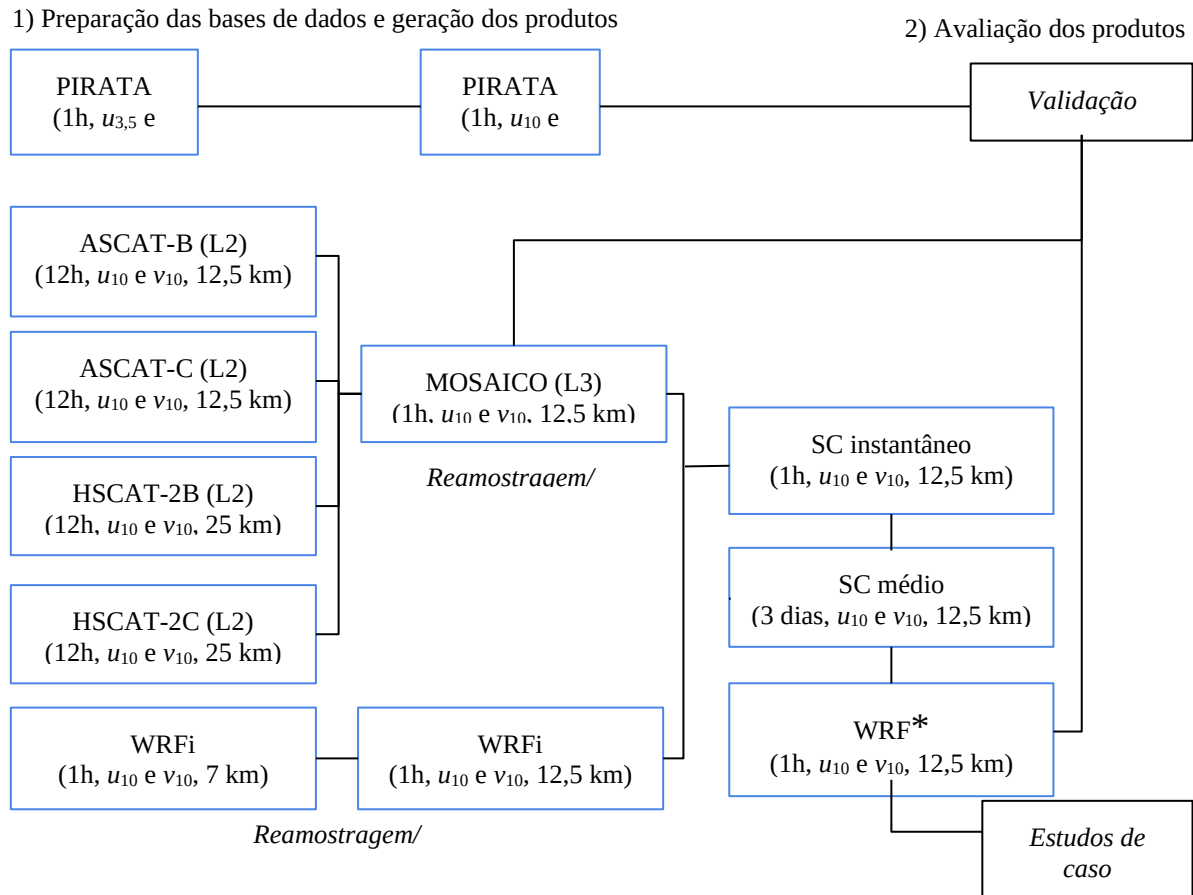
O WRF operacional no CPTEC/INPE calcula o  $U_{10}$  de forma diagnóstica, através da parametrização da camada superficial, levando em conta a estabilidade atmosférica e implicitamente os efeitos da densidade do ar. A formulação da camada superficial do WRF é baseada no modelo de quinta geração da *Pennsylvania State University/National Center for Atmospheric Research Mesoscale Model* (MM5) (GRELL *et al.*, 1994), com um esquema revisado das funções de parametrização de fluxos (JIMÉNEZ *et al.*, 2012) que foram substituídas pelas funções propostas por Fairall *et al.* (1996) e Cheng *et al.* (2005), a fim de fornecer ao esquema uma estrutura mais apropriada para condições fortemente estáveis/instáveis. A formulação revisada conduz a uma melhoria global nas estimativas de variáveis meteorológicas próximas da superfície (vento, temperatura e umidade) em termos de amplitude diurna, com alta resolução horizontal (2 a 54 km).

Entretanto, Jiménez *et al.* (2012) verificaram que ainda existem vieses importantes na determinação destas variáveis, como o vento superficial, o que sugere que novas melhorias vão além da formulação da camada superficial.

### **3.3 Metodologia**

Este estudo foi dividido em duas principais etapas: 1º) Preparação das bases de dados e geração dos produtos; e 2) Avaliação dos produtos (Figura 3.2). Na primeira etapa foi realizada: 1.1) a preparação dos dados PIRATA com a correção e extrapolação dos dados de ventos para a altura equivalente de 10 m; 1.2) a geração dos mosaicos dos escaterômetros integrando as passagens a cada 1h; 1.3) a estimativa do viés instantâneo e viés médio (com a janela de 3 dias) do WFR a partir dos mosaicos dos escaterômetros, gerando o produto SC; e 1.4) a aplicação da correção do viés médio (SC) ao WRF (WRFi) gerando o campo corrigido (WRF\*). A segunda etapa compreendeu: 2.1) a validação dos produtos: comparação dos mosaicos dos escaterômetros e do WRFi e WRF\* com os dados corrigidos das boias PIRATA; e 2.2) a análise de estudos de caso para a uma avaliação mais detalhada do produto de vento corrigido (WRF\*) na área de estudo (Figura 3.2).

Figura 3.2 - Fluxograma das etapas.



Fonte: Produção da Autora

### 3.3.1 Extrapolação dos dados de vento das boias *in situ* para a altura de 10 m

A extrapolação dos ventos para a altura de referência ( $z$ ) foi feita para a base de dados  $U_{10}$  PIRATA, de acordo com o método de Smith (1988), considerando a estabilidade atmosférica como neutra. Neste caso, o perfil do  $U_{10}$  depende da altura da rugosidade aerodinâmica da superfície e do gradiente vertical de densidade ou estratificação do ar. Os parâmetros utilizados nas equações a seguir são ajustados no cálculo de uma função amplamente difundida para extrapolação de dados de vento.

Para realizar o ajuste do vento, inicialmente foi calculado o coeficiente de arrasto ( $C_D$ ) para quantificar a resistência do ar sobre a água. Através disso é obtida uma medida adimensional dada por:

$$C_D = \frac{\tau}{\rho U_z^2} \quad (3.1)$$

Onde:

$\tau$  é a tensão de cisalhamento do vento;

$\rho$  é a densidade média do ar global (valor adotado como constante: 1,225 kg/m<sup>3</sup>);

$U_z$  é a velocidade do vento em uma determinada altura de referência  $z$ .

As ondas capilares podem aumentar ou diminuir a rugosidade aerodinâmica da superfície, portanto, esse ajuste também avalia o efeito das ondas capilares na superfície do oceano. Para isso, foi necessário calcular a altura da rugosidade aerodinâmica da superfície do mar ( $z_c$ ) (Equação 3.2), que depende da velocidade de fricção (Equação 3.3), do parâmetro de Charnock (CHARNOCK, 1955) e da gravidade.

A velocidade de fricção ( $u_*$ ) refere-se à velocidade do vento que está em contato direto com a superfície do oceano, portanto é necessário calculá-la.

$$z_c = \frac{a u_*^2}{g} \quad (3.2)$$

Onde:

$a = 0,011$  (parâmetro de Charnock);

$g = 9,8$  m/s<sup>2</sup>;

$$u_* = \tau / \rho \quad (3.3)$$

Também foi calculada a rugosidade de uma superfície suave ( $z_s$ ) (Equação 3.4) (BUSINGER, 1973), que, por sua vez, depende da viscosidade cinemática do ar ( $\nu$ ) (ANDREAS, 1989) (Equação 3.5) e da velocidade de fricção (Equação 3.3). A

viscosidade cinemática do ar varia com a temperatura ( $T_{a,z}$ ) na altura de referência (10 m).

$$z_s = \frac{0,11\nu}{u_*} \quad (3.4)$$

Onde:

$$\nu = 1,326 \cdot 10^{-5} (1 + 6,542 \cdot 10^{-3} T_{a,z} + 8,301 \cdot 10^{-6} T_{a,z}^2 - 4,84 \cdot 10^{-9} T_{a,z}^3) \quad (3.5)$$

Assim, o  $C_D$  em uma estratificação neutra ( $C_{DN}$ ) (Equação 3.7) é obtido utilizando a soma das alturas de rugosidade ( $z_0$ ) (Equação 3.6):

$$z_0 = z_c + z_s \quad (3.6)$$

$$C_{DN} = \left[ \frac{K}{\ln(z/z_0)} \right]^2 \quad (3.7)$$

Onde:

$K = 0,4$  é a constante de von Karman;

$z$  é a altura acima da superfície (10 m).

Seguindo as Equações (3.1), (3.3) e (3.7) o perfil logarítmico do vento neutro equivalente a 10 m ( $U_{10N}$ ) (Equação 3.8) é determinado por:

$$U_{10N} = \left( \frac{u_*}{K} \right) \ln \left( \frac{z}{z_0} \right) \quad (3.8)$$

### 3.3.2 Geração dos mosaicos dos escaterômetros

Para determinar o viés do campo de  $U_{10}$  do modelo de previsão do tempo (no caso o WRF) é preciso fazer um “pareamento” entre as medidas dos escaterômetros e as saídas do modelo, padronizando as resoluções espaciais e temporais. A fim de preservar os valores originais dos dados, os mesmos não são interpolados.

Os dados dos escaterômetros no nível L2 que configuram uma grade com faixas de passagens foram reamostrados espacialmente para uma grade regular de 12,5 km com nível L3. Os dados HSCAT, que possuíam resolução original de 25 km, foram reamostrados para serem utilizados na mesma grade com resolução de 12,5 km a fim de garantir uma comparação mais direta entre as bases de dados, enquanto que a resolução original do ASCAT foi mantida (12,5 km).

O horário local de passagem dos escaterômetros é no Equador (ascendente e descendente) e à medida que aumenta a latitude há uma variação desse horário até chegar aos pólos. A revisita do satélite é quase horária pois a duração de cada ciclo de órbita do satélite é de aproximadamente 1 hora e 20 minutos. O procedimento mais adotado é considerar uma janela temporal de  $\pm 30$  min entre o dado medido pelo escaterômetro e a saída do modelo (TRINDADE *et al.*, 2020).

Para tal foram gerados mosaicos contendo as passagens dos 4 escaterômetros operacionais (ASCAT-B, ASCAT-C, HY2-B e HY2-C) centrados nos horários das saídas do modelo (0, 1, 2 UTC, etc.) com uma janela de  $\pm 30$  min para qualquer um dos escaterômetros que tivesse passagem na área de estudo próximo àquele horário. Onde houvesse dados concomitantes, medidos em horários próximos no mesmo local com diferentes escaterômetros, foi determinado um valor médio.

O produto do mosaico portanto tem uma resolução temporal de 1h e uma grade de 12,5 km, e foi aqui denominado de SCAT. Dessa forma, foi possível combinar os dados dos 4 sensores utilizados e obter o máximo de informações possíveis espacialmente.

Estes mosaicos foram depois usados para estimar o viés instantâneo do modelo em cada ponto de grade (onde houvesse dados de escaterômetro para aquele horário) e o viés médio em uma janela de 3 dias, denominado de produto SC. Por fim, esse foi usado para fazer a correção do modelo para cada horário, centrado na janela de 3 dias ( $\pm 1,5$  dias), conforme explicado mais detalhadamente no próximo item.

### **3.3.3 Correção com escaterômetro aplicada às saídas do modelo atmosférico**

A estimativa do viés e correção com escaterômetro das componentes  $u_{10}$  e  $v_{10}$  do  $U_{10}$  utilizada no presente trabalho baseia-se na metodologia desenvolvida por Trindade *et al.* (2020), que resulta em um produto corrigido do viés do campo de  $U_{10}$  do produto de

reanálise ERA-Interim. Os campos de  $U_{10}$  do WRF a serem corrigidos foram denominados de WRFi, enquanto que os campos corridos foram denominados de WRF\*. O WRF\* é um produto de Nível 4 de processamento (L4) de alta resolução, ou seja, que reuni a integração de dados de diferentes sensores e dados de modelo.

Inicialmente, o WRFi que possuía uma resolução espacial de 7 km foi reamostrado para uma grade de 12,5 km para que o modelo ficasse de acordo com a resolução espacial do SCAT (12,5 km).

Para se obter a estimativa do viés médio e correção com escaterômetro ( $SC$ , do inglês *Scatterometer Correction*), foi feito o cálculo da diferença entre as componentes do  $U_{10}$  medidas pelo escaterômetro ( $u_{10}^{SCATk}; v_{10}^{SCATk}$ ) (onde  $k$  é o número de escaterômetros) e as componentes do  $U_{10}$  simuladas pelo modelo WRFi ( $u_{10}^{WRFi}; v_{10}^{WRFi}$ ), no ponto de grade  $(i,j)$  e tempo amostral  $(t)$ , conforme descrito nas Equações 3.9 e 3.10, onde  $SC^1$  e  $SC^2$  correspondem ao cálculo para  $u_{10}$  e para  $v_{10}$ , respectivamente.

$$SC^1(i, j, t_f) = \frac{1}{M} \sum_{t=1}^M \left( u_{10}^{SCATk}(i, j, t) - u_{10}^{WRFi}(i, j, t) \right) \quad (3.9)$$

$$SC^2(i, j, t_f) = \frac{1}{M} \sum_{t=1}^M \left( v_{10}^{SCATk}(i, j, t) - v_{10}^{WRFi}(i, j, t) \right) \quad (3.10)$$

O viés médio foi determinado para uma janela temporal de  $N$  dias, centrados em  $t_f$ , ou seja,  $t_f \pm N/2$  dias, onde  $M$  é o número de pareamentos entre o escaterômetro e o modelo WRFi no ponto da grade  $(i,j)$  dentro da janela de tempo definida em torno do WRFi no tempo  $t_f$ . Dessa forma, o  $SC$  foi determinado para uma janela temporal de  $N=3$  dias centrados em  $t_f \pm 3/2$  dias ( $t_f = \pm 1,5$  dias).

O uso de uma janela temporal maior que 1 dia é necessária para evitar erros no produto decorrentes da subamostragem do radar escaterômetro (denominados por *artifacts*), que estão relacionados à regiões oceânicas de tempo instável mais suscetíveis à ocorrência de sistemas meteorológicos e oceânicos de rápida evolução e alta variabilidade (na escala de algumas horas) onde ocorrem mudanças frequentes na direção e velocidade do vento na superfície do mar que causam variações extremas na rugosidade nessas regiões ao longo

da órbita do satélite, afetando o retroespalhamento para o radar e a captura do sinal de vento.

Essas mudanças frequentes estão associadas às regiões costeiras onde convecção na camada limite oceano-atmosfera devido aos fluxos verticais de correntes ascendentes e descendentes de ar (como nas zonas de convergência) causa instabilidade gera turbulência, que pode ainda ser intensificada pela passagem de sistemas frontais e pela formação de vórtices e ciclones associados a sistemas de baixa pressão em regiões de frentes termais oceânicas (i.e. CBM). Embora o processamento dos sensores seja projetado com funções ajustadas para minimizar esses erros (que estão abaixo de 1%), eles devem ser considerados.

Enquanto que janelas menores que 3 dias tornam o SC mais próximo do campo do escaterômetro, e implicam em um viés médio mais inconsistente devido ao maior impacto dos erros de amostragem nas regiões mais suscetíveis. Quanto menor for a janela temporal utilizada, maior deve ser a quantidade de sensores utilizados na correção para reduzir a presença de erros de suavização de processos que provocam irregularidades no campo do modelo corrigido (WRF\*). Dessa forma, o uso de apenas um sensor no SC requer uma janela temporal acima de 3 dias para que haja uma amostragem espacial suficiente, o que resulta em erros de suavização dos processos.

Trindade *et. al.* (2020) verificaram que, para esta metodologia, a janela temporal de 3 dias e o uso de um número considerável de sensores possibilita um aumento da amostragem dos sensores, resultando em uma média meteorológica mais consistente dos escaterômetros que é necessária para a estimativa de vieses persistentes sem que haja suavização de processos de menor escala, trazendo uma maior qualidade do produto corrigido.

Portanto, no presente trabalho foram utilizados os 4 sensores operacionais no período analisado (ASCAT-B, ASCAT-C, HSCAT-B e HSCAT-C) cujos dados se complementam, integrados no produto do mosaico descrito no item anterior (SCAT).

Como os escaterômetros possuem faixas de passagens e em diferentes horários, o campo de viés instantâneo possui lacunas, e há horários sem nenhum cálculo de viés em toda a área, mas isso é compensado pelo viés médio determinado para a janela de 3 dias. No

entanto, há de se notar que processos de curtíssimo prazo como de ciclos diurnos não são abordados nesta correção.

As Equações 3.11 e 3.12 foram utilizadas para obter o produto corrigido WRF\*, onde as correções do escaterômetro calculadas,  $SC^1(i, j, t_f)$  e  $SC^2(i, j, t_f)$ , foram adicionadas às previsões do WRFi,  $u_{10}^{WRFi}(i, j, t_f)$  e  $v_{10}^{WRFi}(i, j, t_f)$ , no tempo  $t_f$  da seguinte forma:

$$u_{10}^{WRF*}(i, j, t_f) = u_{10}^{WRFi}(i, j, t_f) + SC^1(i, j, t_f) \quad (3.11)$$

$$v_{10}^{WRF*}(i, j, t_f) = v_{10}^{WRFi}(i, j, t_f) + SC^2(i, j, t_f) \quad (3.12)$$

### 3.3.4 Validação: comparação dos produtos de satélite e modelo com dados *in situ*

Nesta etapa foi feita a comparação dos dados de vento nas componentes  $u_{10}$  e  $v_{10}$ , medidos pelos 4 escaterômetros e integrados do produto SCAT (mosaico), e do WRFi e WRF\* (sem e com a correção respectivamente), com dados medidos *in situ* pelas boias PIRATA. As medições das bóias foram filtradas para detectar valores discrepantes devido a erros de medição. As séries temporais de dados de vento medidos *in situ* foram consideradas como valor de referência nas comparações estatísticas.

As informações pontuais foram extraídas do SCAT, WRFi e WRF\* utilizando ferramentas da biblioteca GDAL (*Geospatial Data Abstraction Library*).

Como métrica de avaliação da concordância entre as bases de dados, os seguintes parâmetros estatísticos foram aplicados para as séries temporais de  $u_{10}$  e  $v_{10}$ : Correlação linear de Pearson ( $r$ ) (3.1), viés ou *bias* (3.2), e Raiz do Erro Médio Quadrático (em inglês, *Root Mean Square Error* - RMSE) (3.3.4.3), conforme as Equações:

$$r = \frac{\sum_{t=1}^N (x_{e,t} - \bar{x}_e)(x_{r,t} - \bar{x}_r)}{\sqrt{\sum_{t=1}^N (x_{e,t} - \bar{x}_e)^2} \cdot \sqrt{\sum_{t=1}^N (x_{r,t} - \bar{x}_r)^2}} \quad (3.13)$$

$$viés = \frac{1}{N} \sum_{t=1}^N (x_{e,t} - x_{r,t}) \quad (3.14)$$

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{t=1}^N (x_{e,t} - x_{r,t})^2}{N}} \quad (3.15)$$

Onde:

$x$  se refere aos valores de vento no instante de tempo  $t$ ;

$e$  se refere aos dados de satélite (a) ou do modelo (b);

$r$  se refere aos dados *in situ* (a) ou de satélite (b);

$N$  é o tamanho amostral.

Para determinar a intensidade das correlações obtidas entre as séries analisadas, foi utilizada a classificação descrita na Tabela 3.2, para os valores estatisticamente significativos.

Tabela 3.2 - Classificação da intensidade da correlação de Pearson entre duas variáveis.

| Valor ( $r$ )     | Intensidade da Correlação |
|-------------------|---------------------------|
| $ r  < 0,3$       | Fraca                     |
| $0,3 <  r  < 0,5$ | Moderada                  |
| $0,5 <  r  < 0,7$ | Moderada para Forte       |
| $ r  > 0,7$       | Forte                     |

Fonte: Adaptado de Figueiredo Filho e Silva Júnior (2009).

Também foram calculadas a magnitude ( $V$ ) (m/s) e a direção ( $\theta$ ) ( $^{\circ}$ ) do  $U_{10}$  a partir das componentes  $u_{10}$  e  $v_{10}$  para os dados *in situ*, de satélite e do modelo WRF (com e sem a correção) para cada bóia do PIRATA, conforme as Equações 3.16, 3.17, respectivamente. Para a direção do  $U_{10}$ , inicialmente foi calculado o ângulo direcional em radianos utilizando a função arco tangente ( $atan2$ ) (3.18), que posteriormente foi convertido para graus (3.6).

$$V = \sqrt{u^2 + v^2} \quad (3.16)$$

$$\theta_{rad} = atan2(u, v) \quad (3.17)$$

$$\theta_{graus} = \theta_{rad} \times \frac{180}{\pi} \quad (3.18)$$

Os dados de magnitude e direção foram plotados em forma de gráficos *Wind Rose* (Rosa dos ventos), a fim de verificar o padrão consistente dos ventos entre as diferentes bases de dados. As séries temporais também foram analisadas por meio de gráficos de dispersão para avaliar o ajuste entre as bases de dados.

A rosa dos ventos cria um histograma de ângulos e valores agrupados de acordo com a frequência na forma de um gráfico polar. Na distribuição dos ângulos direcionais 0° equivale a ventos vindos do norte, 90° são ventos vindos do leste, 180° são ventos vindos do sul e 270° são ventos vindos do oeste.

O PIRATA fornece os dados de vento seguindo a convenção meteorológica, que nomeia o vento para onde ele está indo. A rosa dos ventos, considera a convenção oceanográfica, que representa o sentido do vetor, ou seja, de onde o vento está vindo. Dessa forma, é necessária uma correção para converter os vetores de direção para onde o vento está indo (convenção oceanográfica) para a direção de onde ele está vindo o vento (convenção meteorológica), usando o ângulo de correção de 270° (oeste/noroeste) para ajustar as direções do vento que são predominantes de leste e sudeste para os pontos analisados. O vetor resultante será a subtração de  $\theta_{graus}$  do ângulo de correção, conforme a Equação 3.19.

$$\theta_{vento} = (270^\circ - \theta_{graus}) \bmod 360^\circ \quad (3.19)$$

### 3.3.5 Estudos de caso

Nesta etapa os campos de  $U_{10}$  corrigidos (WRF\*) e a versão original (WRFi) foram comparados qualitativamente a fim de explorar as diferenças em relação às regiões e processos atmosféricos com maiores incertezas na região ocidental do oceano Atlântico Tropical e Sul, bem como para avaliar a consistência geofísica do produto gerado. Para tal foram gerados mapas dos campos  $u_{10}$  e  $v_{10}$  sem (WRFi) e com (WRF\*) a correção para 2 estudos de caso.

Para auxiliar na análise qualitativa do viés do modelo foram plotados mapas com a direção e magnitude do vento a 10 m do produto do mosaico para a região de estudo, utilizando escala de Beaufort (Tabela 3.3) que classifica o vento em terra e no mar a partir de uma escala de cores conforme a força e seus efeitos observáveis (como a aparência das

ondas, a movimentação de árvores e outros objetos). A escala é dividida em categorias numeradas de 0 a 12, cada uma com uma faixa de magnitude associada e inclui um intervalo de valores de magnitude para cada grau de força e designação, que são classificados a partir de uma tabela de conversão da Diretoria de Hidrografia e Navegação da Marinha (DHN).

Tabela 3.3 - Escala Beaufort.

| <b>Força</b> | <b>Designação</b>            | <b>Magnitude do vento (m/s)</b> |
|--------------|------------------------------|---------------------------------|
| 0            | Calmaria (cinza)             | < 0,3                           |
| 1            | Bafagem (cinza escuro)       | 0,3 a 1,5                       |
| 2            | Aragem (azul claro)          | 1,6 a 3,3                       |
| 3            | Fraco (azul escuro)          | 3,4 a 5,4                       |
| 4            | Moderado (verde)             | 5,5 a 7,9                       |
| 5            | Fresco (verde escuro)        | 8,0 a 10,7                      |
| 6            | Muito fresco (amarelo)       | 10,8 a 13,8                     |
| 7            | Forte (amarelo escuro)       | 13,9 a 17,1                     |
| 8            | Muito forte (laranja)        | 17,2 a 20,7                     |
| 9            | Duro (vermelho)              | 20,8 a 24,4                     |
| 10           | Muito duro (vermelho escuro) | 24,5 a 28,4                     |
| 11           | Tempestuoso (roxo)           | 28,5 a 32,6                     |
| 12           | Furacão (lilás)              | ≥ 37,7                          |

Fonte: Adaptada da DHN (2024).

Nestes estudos de caso foram também utilizados dados auxiliares para analisar os fenômenos atuantes e o desempenho do produto de vento corrigido, com imagens do sensor *Advanced Baseline Imager* (ABI) do satélite GOES-16, e cartas sinóticas do INMET.

O primeiro estudo de caso selecionado foi no dia 16/04/2022 às 12:00 UTC quando houve a formação de uma frente fria intensa que se deslocou até o sul da Bahia causando a formação de áreas de instabilidade e fortes chuvas, de até 114,2 mm em Cruz das Almas (BA) (Instituto Nacional de Meteorologia - INMET, 2022).

O segundo estudo de caso selecionado foi no dia 18/02/2023 às 12:00 UTC quando um sistema ciclônico com categoria de tempestade subtropical (>50 knots) se formou no oceano Atlântico Sul, entre a costa da Argentina e a costa sul do Brasil (Centro Nacional de Monitoramento e Alertas de Desastres Naturais - CEMADEN). O temporal foi considerado o maior acumulado de chuva em 24 horas registrado na história do Brasil, com registro acumulado de até 682 milímetros no litoral norte de São Paulo.

## 4. RESULTADOS E DISCUSSÃO

Neste capítulo são apresentados os resultados para as estatísticas de validação dos produtos e análise dos estudos de caso.

### 4.1 Validação das estimativas de vento dos produtos

Foram calculadas a correlação ( $r$ ), a Raíz do Erro Quadrático Médio (RSME), o viés e a dispersão entre os dados de  $u_{10}$  e  $v_{10}$  dos produtos de satélite (SCAT) e modelo, sem (WRFi) e com a correção (WRF\*), e os dados medidos pelas bóias PIRATA. Os resultados são apresentados na Tabela 4.1.

Tabela 4.1 - Valores de correlação, RSME e Viés para  $u_{10}$  e  $v_{10}$  do U<sub>10</sub> PIRATA com as demais bases de dados.

|                      | Boias PIRATA |          |          |          |          |          |           |          |
|----------------------|--------------|----------|----------|----------|----------|----------|-----------|----------|
|                      | 4°N 23°W     |          | 0°N 23°W |          | 8°S 30°W |          | 14°S 32°W |          |
|                      | $u_{10}$     | $v_{10}$ | $u_{10}$ | $v_{10}$ | $u_{10}$ | $v_{10}$ | $u_{10}$  | $v_{10}$ |
| $r_{SCAT}$           | 0,72         | 0,89     | 0,82     | 0,84     | 0,73     | 0,87     | 0,77      | 0,88     |
| $r_{WRFi}$           | 0,49         | 0,81     | 0,73     | 0,61     | 0,45     | 0,59     | 0,55      | 0,72     |
| $r_{WRF*}$           | 0,61         | 0,86     | 0,77     | 0,66     | 0,49     | 0,66     | 0,62      | 0,78     |
| RSME (m/s) $_{SCAT}$ | 1,25         | 1,21     | 0,86     | 0,87     | 0,79     | 0,89     | 0,88      | 0,99     |
| RSME (m/s) $_{WRFi}$ | 1,76         | 1,96     | 1,24     | 1,61     | 1,21     | 1,83     | 1,25      | 1,75     |
| RSME (m/s) $_{WRF*}$ | 1,55         | 1,72     | 1,11     | 1,33     | 1,15     | 1,43     | 1,21      | 1,42     |
| viés (m/s) $_{SCAT}$ | -0,45        | -0,02    | -0,06    | 0,25     | -0,32    | 0,21     | -0,44     | 0,04     |
| viés (m/s) $_{WRFi}$ | -0,22        | 0,56     | 0,27     | 0,63     | 0,17     | 1,17     | -0,03     | 0,89     |
| viés (m/s) $_{WRF*}$ | -0,46        | -0,03    | -0,08    | 0,33     | -0,26    | 0,33     | -0,39     | 0,01     |

Fonte: Produção da autora.

As boias PIRATA possuem uma série de dados completa para as componentes  $u_{10}$  e  $v_{10}$  na janela temporal de 01/04/2024 a 31/03/2023 para os pontos 4°N 23°W e 0°N 23°W, totalizando o N de 31680, enquanto que a boia no ponto 8°S 30°W possui dados na janela entre 22/05/2022 a 31/03/2023 e a boia no ponto 14°S 32°W na janela de 04/06/2022 a 25/03/2023, o que reduz o N amostral para esses pontos. Além disso, o SCAT, o WRFi e o WRF\* possuem ausência de valores para esses pontos devido a erros nas medições dos sensores e nas previsões do modelo dentro da janela temporal de análise (01/04/2024 a 31/03/2023).

Dessa forma, o N amostral de cada comparação variou em função das bóias e das bases de dados, e foi de 1555, 2022, 1958 e 1341, que correspondem ao número de pareamentos entre as boias PIRATA com as demais bases de dados, para os pontos 4°N 23°W, 0°N 23°W, 8°S 30°W e 14°S 32°W, respectivamente.

As correlações encontradas foram moderadas a fortes ( $0,3 < r < 0,7$ ) para ambas as variáveis. A correlação para a variável  $u_{10}$  foi maior no ponto 0°N 23°W (para o SCAT), enquanto que para  $v_{10}$ , foi maior no ponto 4°N 23°W (para o SCAT). Em relação ao RSME, os maiores valores foram encontrados para o ponto 4°N 23°W (para o WRFi), tanto para  $u_{10}$  quanto para  $v_{10}$ . O viés foi maior nos pontos 4°N 23°W (WRF\*) e 8°S 30°W (WRFi), para  $u_{10}$  e  $v_{10}$ , respectivamente.

Em relação aos dados *in situ*, o SCAT teve o melhor desempenho, com  $r$  entre 0,72 e 0,89, RSME entre 0,79 e 1,25 m/s e viés com tendências negativas entre -0,45 e 0,21 m/s, para as componentes  $u_{10}$  e  $v_{10}$ . O WRFi apresentou o pior desempenho para todas as bóias, com correlações entre 0,45 e 0,81, RSME entre 1,21 e 1,96 m/s e vieses com tendências positivas entre -0,22 e 1,17 m/s, para as variáveis  $u_{10}$  e  $v_{10}$ . O WRF\* teve um desempenho superior ao WRFi, com  $r$  entre 0,49 e 0,86, RSME entre 1,11 e 1,72 m/s e diminuição das tendências de viés positivo com valores entre -0,46 e 0,33 m/s. De forma geral, os escaterômetros obtiveram os melhores resultados estatísticos em estimar o campo de  $U_{10}$ , com correlações maiores e menor RSME e viés em relação às medições *in situ*.

A localização dos pontos no hemisfério norte e equador (~4°N 23°W e 0°N 23°W) é caracterizada pela presença da ZCIT que causa uma maior variação na rugosidade da superfície do oceano por ação dos alísios de sudeste e nordeste e processos convectivos que geram uma contribuição da TSM e salinidade para os erros de amostragem dos

escaterômetros, causando limitações para as estimativas dos sensores (LIN; PORTABELLA, 2017; WANG, Z. *et al.*, 2017a; WANG, Z. *et al.*, 2017b). Isso se reflete nos valores de RMSE e viés do SCAT nesses pontos. Porém, esses valores são menores que os obtidos pelo WRFi e WRF\*.

Embora o vento simulado pelos modelos de PNT, incluindo o WRFi, levem em conta a estabilidade atmosférica e implicitamente os efeitos da densidade do ar, eles não consideraram o stress da superfície do oceano, que está relacionado com os fluxos de momentum, gases e calor na interface oceano-atmosfera. Portanto, o vento simulado pelo WRFi tende a ser mais afetado por erros nos processos físicos (e.g., convecção, formação de nuvens) relacionados à variabilidade do vento em menores escalas (SANDU *et al.*, 2013; KING *et al.*; 2017), o que se reflete nas menores correlações e maiores valores de RSME e viés encontrados para o WRFi em relação aos dados *in situ*.

As estimativas de vento na região de localização das bóias, principalmente para a banda Ku (HSCAT), é constantemente afetada por sistemas atmosféricos e oceânicos relacionados a condições atmosféricas instáveis, devido a atenuação e espalhamento do pulso de radar pelas gotas de chuva e a alteração da rugosidade da superfície do mar (PORTABELLA; STOFFELEN, 2001; STILES; DUNBAR, 2010).

Nos pontos 8°S 30°W e 14°S 32°W foram encontrados os menores valores de RSME e viés. Nessa região do Atlântico Tropical, a influência da ASAS é conhecida, contribuindo com a variação nos campos de vento, pressão e de outras variáveis, podendo causar saturação do sinal retornado para os escaterômetros, gerando ruídos ou ambiguidades e a não detecção do sinal retroespalhado. Entretanto, as estatísticas mostram a eficácia do produto SCAT em estimar o vento próximo da costa em relação aos demais produtos (WRFi e WRF\*). Isso pode ser atribuído ao feixe *fan-beam* que emprega várias antenas e fornece um número fixo de azimutes e medidas em diferentes ângulos de visada, e ao *swath* mais estreito do ASCAT que é mais preciso em áreas específicas fornecendo uma resolução mais detalhada para o produto SCAT.

Além disso, deve-se ressaltar a contribuição do GMF em processar o sinal de retroespalhamento para velocidades de vento maiores que 24 m/s ou menores que < 4 m/s, que é bastante contaminado por mudanças bruscas na direção de velocidade do vento afetando a tensão superficial da água e a formação das ondas capilares e

consequentemente a rugosidade da superfície do oceano, interferindo na atenuação e na dispersão da radiação eletromagnética que atravessa a superfície da água, bem como a absorção e a reflexão da radiação na interface oceano-atmosfera (AHRENS, 2015; ATBD OSI SAF/KNMI, 2018; OSI SAF/KNMI, 2022; ESA, 2022).

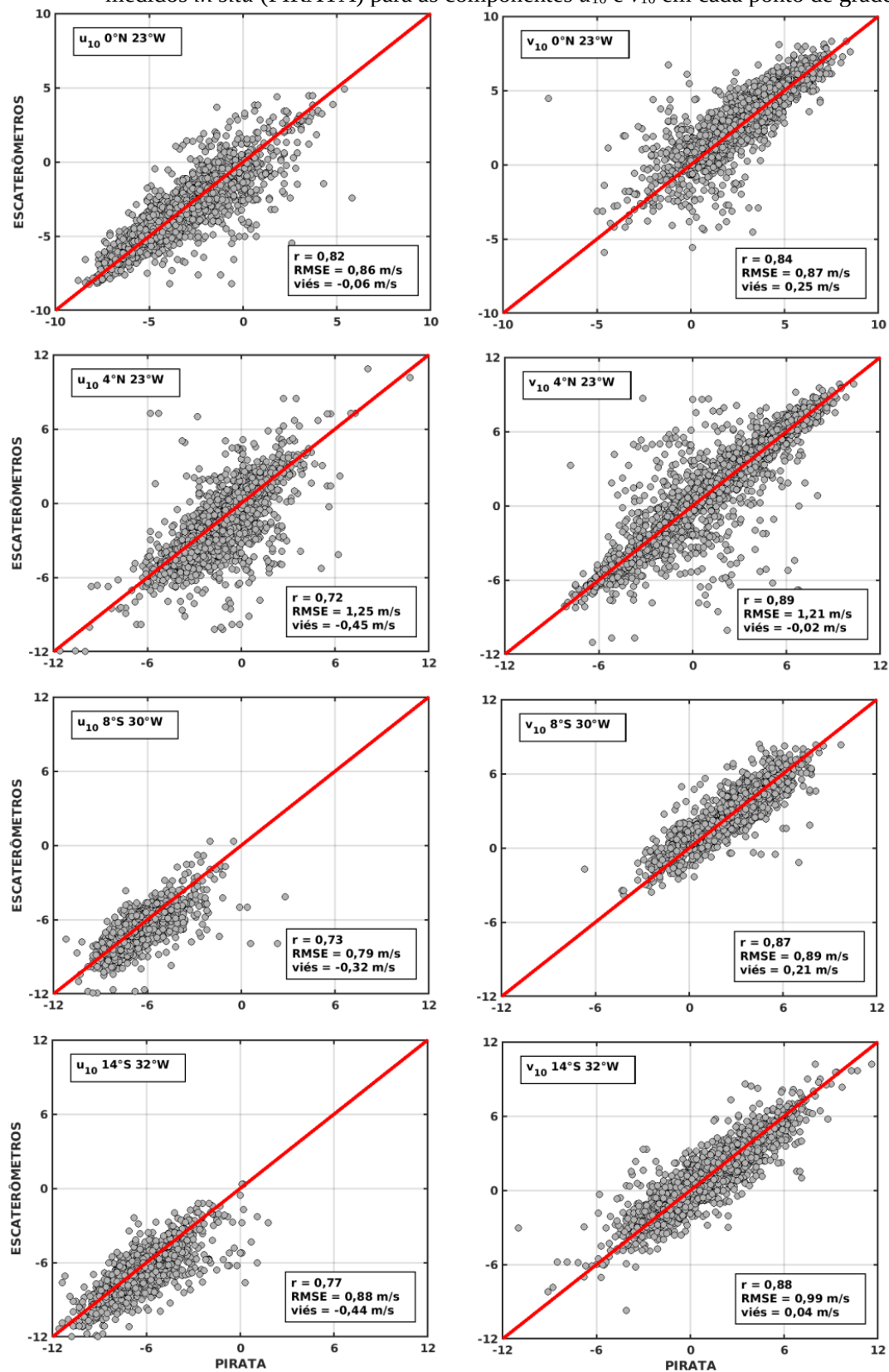
Para completar os indicadores estatísticos, foi elaborado o diagrama de dispersão dos produtos de satélite (SCAT) (Figura 4.1) e modelo, sem (WRFi) (Figura 4.2) e com a correção (WRF\*) (Figura 4.3), com os dados medidos pelas bóias PIRATA, onde a linha vermelha representa o ajuste entre as séries.

Nota-se que as séries obtiveram baixa dispersão e um bom ajuste entre si. Observa-se também a presença de pontos dispersos em relação a linha de melhor ajuste (*outliers*), que indicam a presença de dados pontuais com grande diferença entre os valores *in situ* e das demais bases de dados.

O WRFi apresentou maior dispersão entre os pontos (Figura 4.2) em relação ao SCAT (Figura 4.1), principalmente para a variável  $v_{10}$ , onde o ajuste entre as séries foi menor em relação aos escaterômetros com as boias, indicando uma maior quantidade de valores com grande diferença entre o WRFi e os dados *in situ*. O desempenho estatístico inferior do WRFi em relação ao SCAT, já é esperado pois é um dado produzido a partir de um modelo numérico com base em esquemas de parametrização, que podem introduzir incertezas e limitações para processos físicos complexos como os estudados aqui.

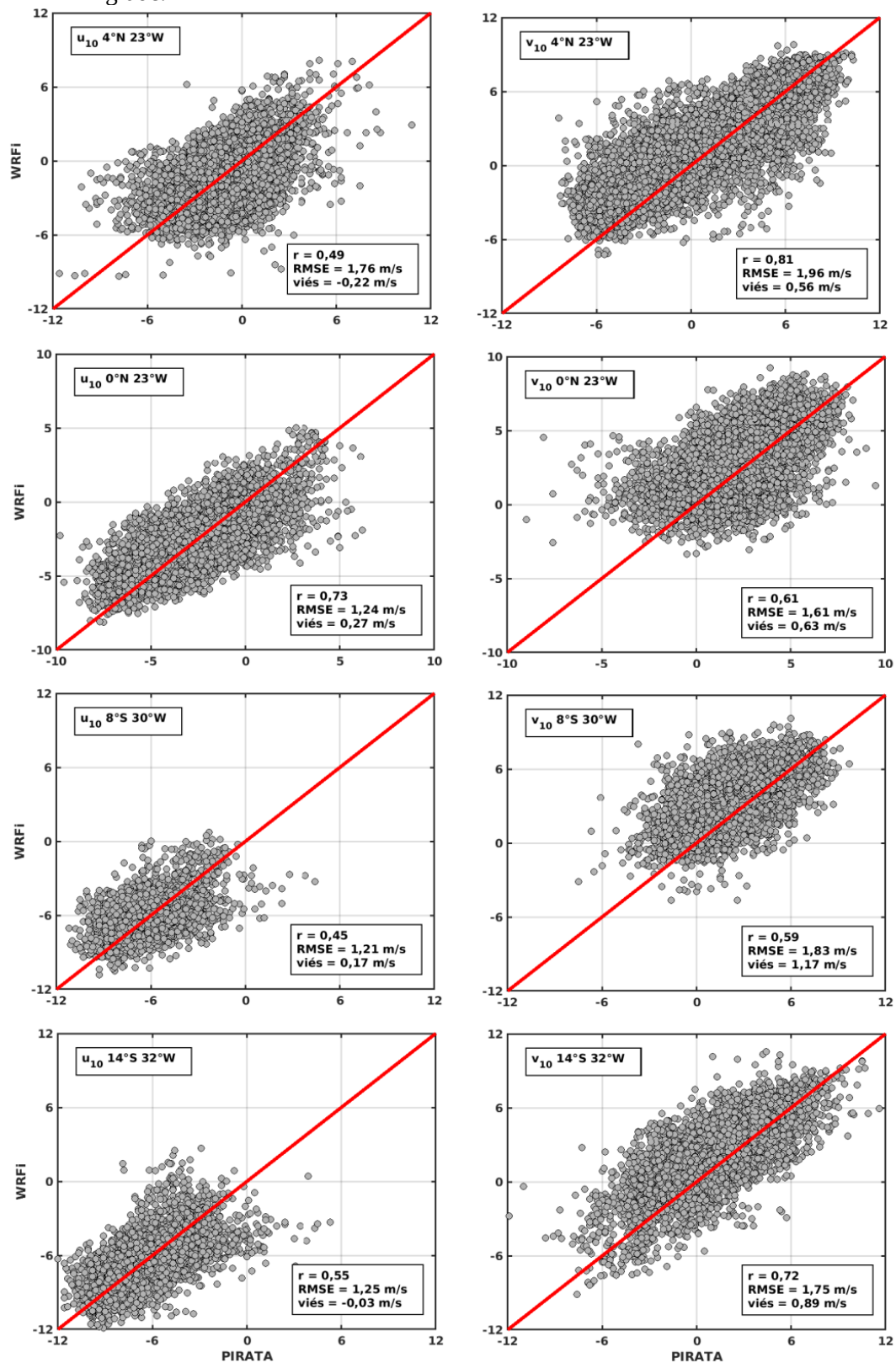
Ao comparar os gráficos de dispersão plotados para as séries temporais do WRFi versus o WRF\* (Figura 4.3), observa-se uma menor dispersão e um melhor ajuste com os dados *in situ* para o WRF\*. Os resultados da comparação estatística em ponto de grade com dados *in situ* para ambas as componentes mostram que houve aumento nas correlações e diminuição do RSME e do viés para o WRF\* devido a correção do SCAT nos campos do WRFi. Isso indica que a correção dos escaterômetros melhorou significativamente as saídas do modelo.

Figura 4.1 - Análise gráfica da dispersão dos dados de escaterômetros (SCAT) com os dados medidos *in situ* (PIRATA) para as componentes  $u_{10}$  e  $v_{10}$  em cada ponto de grade.



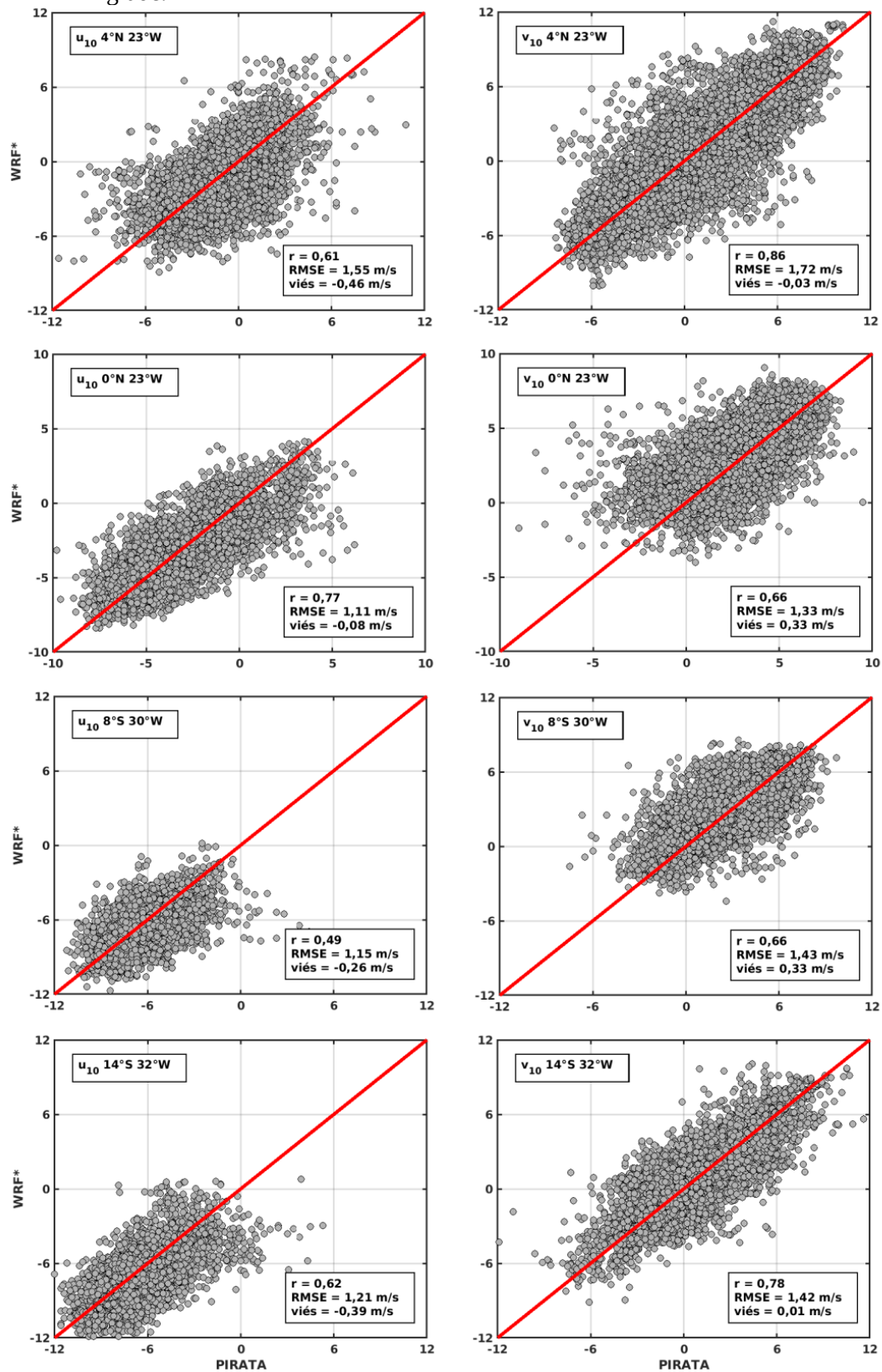
Fonte: Produção da autora.

Figura 4.2 - Análise gráfica da dispersão dos dados simulados sem a correção (WRFi) com os dados medidos *in situ* (PIRATA) para as componentes  $u_{10}$  e  $v_{10}$  em cada ponto de grade.



Fonte: Produção da autora.

Figura 4.3 - Análise gráfica da dispersão dos dados simulados com a correção (WRF\*) com os dados medidos *in situ* (PIRATA) para as componentes  $u_{10}$  e  $v_{10}$  em cada ponto de grade.



Fonte: Produção da autora.

As séries temporais plotadas para as componentes  $u_{10}$  e  $v_{10}$  do SCAT (Figuras 4.4 e 4.5, linha vermelha), WRFi (Figuras 4.6 e 4.7, linha vermelha) e WRF\* (Figuras 4.8 e 4.9, linha vermelha) com as boias PIRATAS (Figuras 4.4 a 4.9, linha preta) mostraram que não houve nenhuma inversão entre as séries de dados.

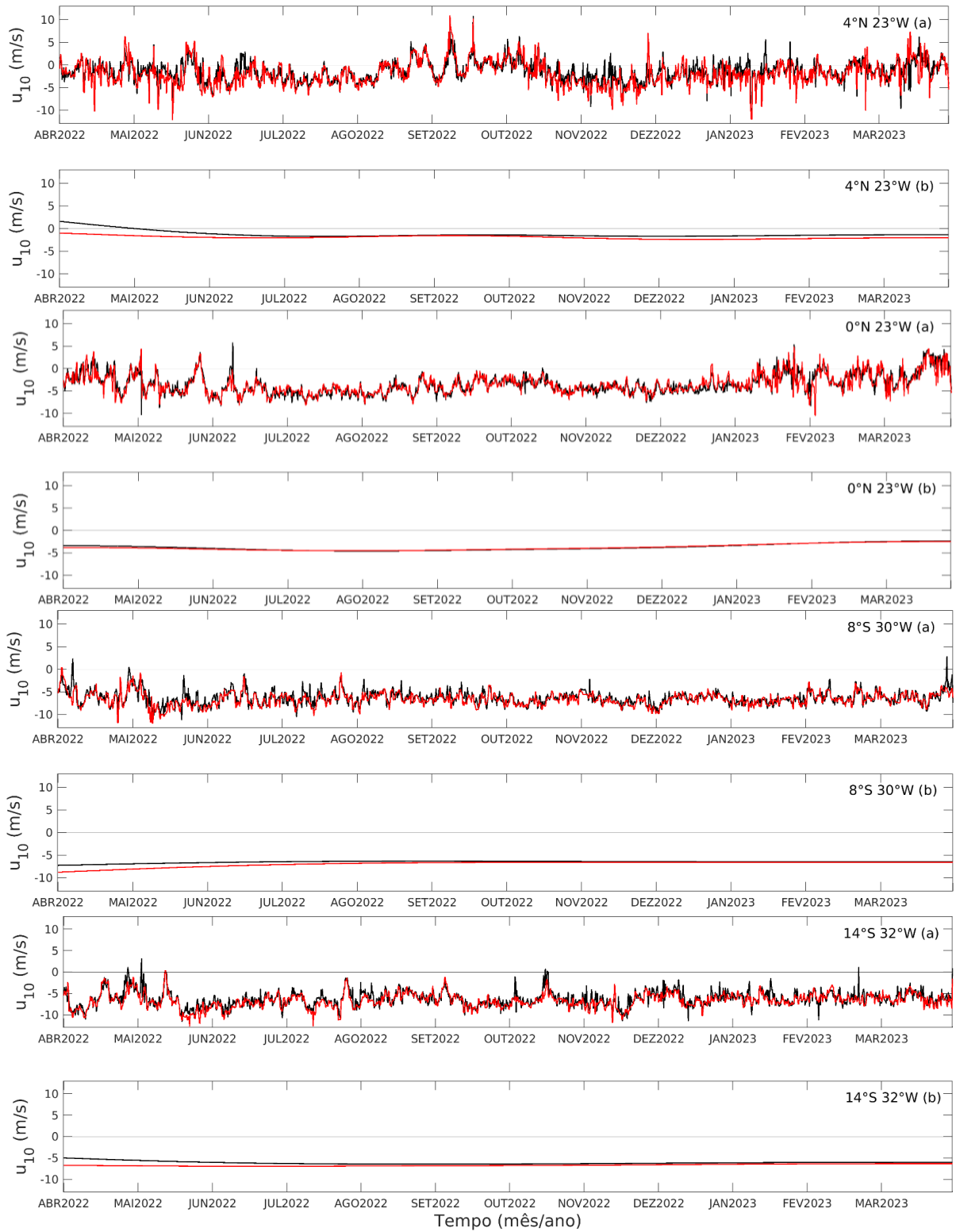
Analisando-se os dados brutos (Figuras 4.4 a 4.9, a) observou-se que ambas as séries de dados apresentam um padrão sazonal, com alguns picos positivos e negativos, porém sem grandes defasagens. Com a filtragem mensal (Figuras 4.4 a 4.9, b) foi possível observar melhor a variação do ciclo anual do vento em superfície na região de estudo.

Em relação ao SCAT, notou-se que os escaterômetros subestimaram em alguns períodos a componente  $u_{10}$  (Figura 4.4), exceto no ponto  $0^{\circ}\text{N } 23^{\circ}\text{W}$  onde as medições do SCAT se encontram mais próximas da boia PIRATA. Para a componente  $v_{10}$  (Figura 4.5), observou-se que em alguns períodos o SCAT subestimou o vento nos pontos  $4^{\circ}\text{N } 23^{\circ}\text{W}$  e  $8^{\circ}\text{S } 30^{\circ}\text{W}$  e superestimou o vento no ponto  $0^{\circ}\text{N } 23^{\circ}\text{W}$ .

Para o WRFi, foi observado que o modelo superestimou e subestimou a componente  $u_{10}$  (Figura 4.6) no ponto  $4^{\circ}\text{N } 23^{\circ}\text{W}$  e superestimou levemente nos demais pontos. Em relação a componente  $v_{10}$  (Figura 4.7) a notou-se que o WRFi hora superestimou e hora subestimou o vento no ponto  $0^{\circ}\text{N } 23^{\circ}\text{W}$  e superestimou os demais pontos.

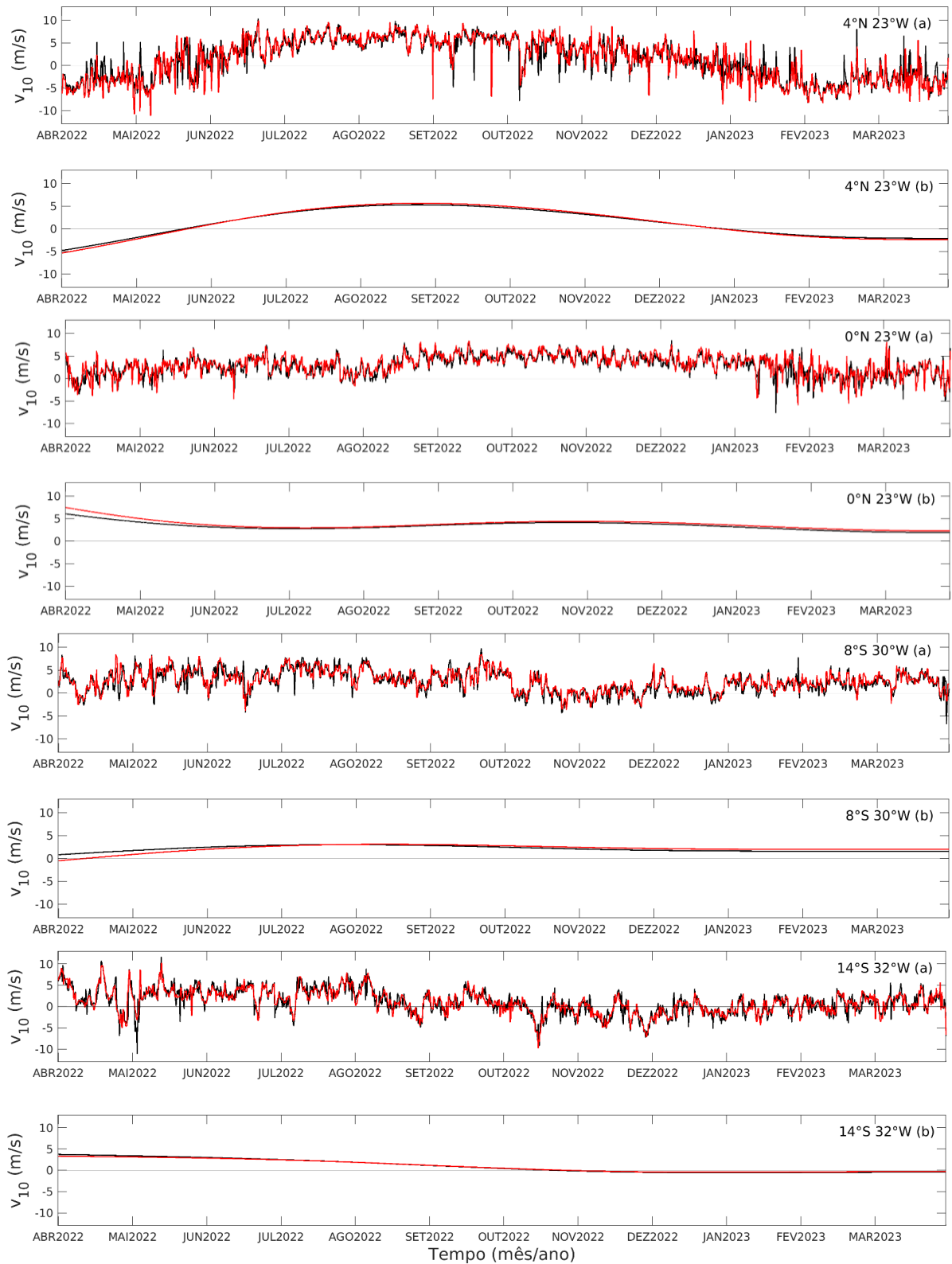
O WRF\* subestimou a componente  $u_{10}$  (Figura 4.8) no ponto  $4^{\circ}\text{N } 23^{\circ}\text{W}$ , enquanto que nos demais pontos houve um maior ajuste. Em relação a componente  $v_{10}$  (Figura 4.9) o WRF\* subestimou o vento no ponto  $0^{\circ}\text{N } 23^{\circ}\text{W}$  e superestimou nos pontos  $8^{\circ}\text{S } 30^{\circ}\text{W}$  e  $14^{\circ}\text{S } 32^{\circ}\text{W}$ , com um maior ajuste no ponto  $4^{\circ}\text{N } 23^{\circ}\text{W}$ .

Figura 4.4 - Séries temporais (abril de 2022 a março de 2023) da componente  $u_{10}$  estimada pelo SCAT (linha vermelha) e medidas pelas bóias PIRATA (linha preta): (a) sem filtro e (b) com filtro passa baixa mensal.



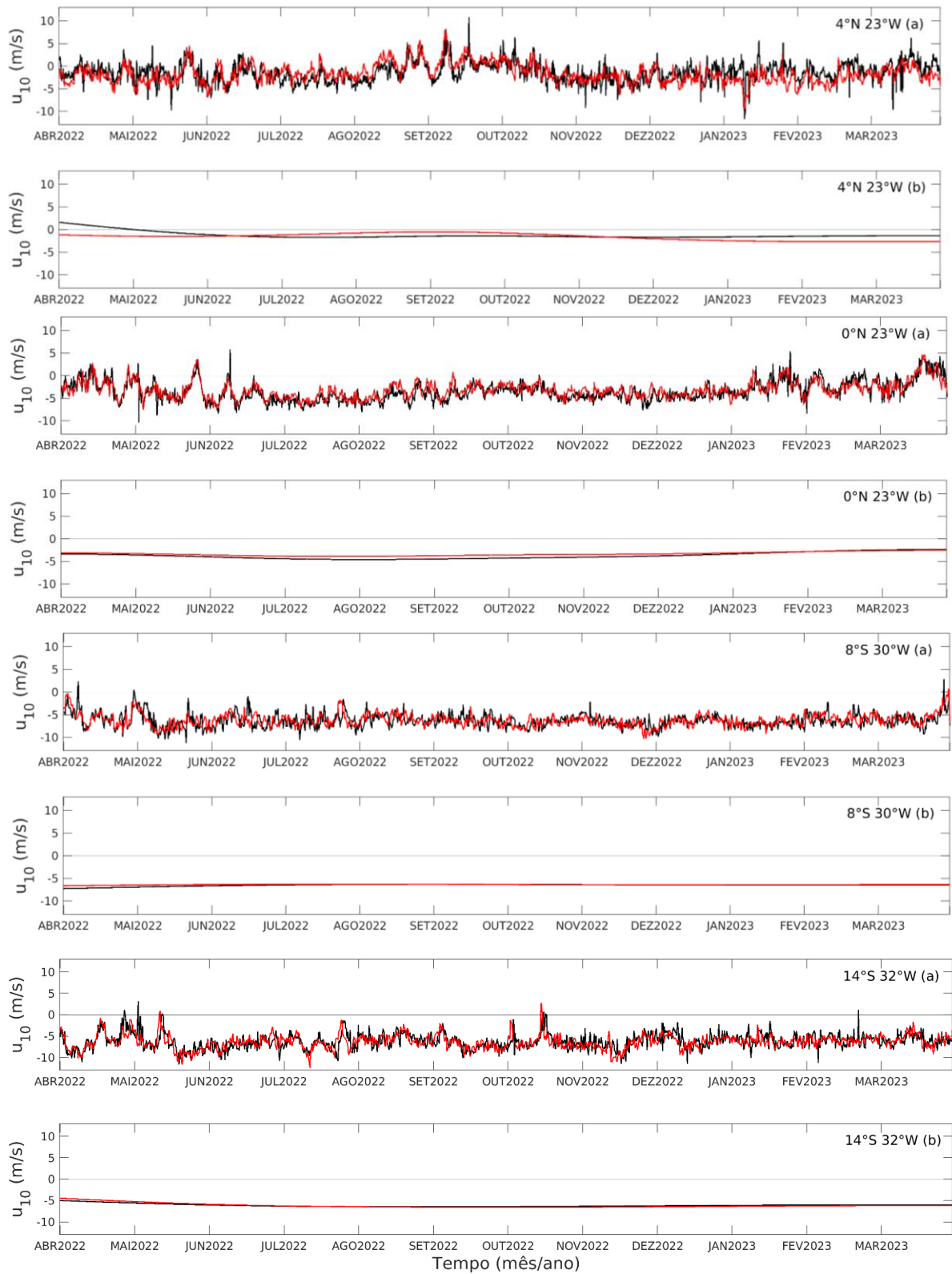
Fonte: Produção da autora.

Figura 4.5 - Séries temporais (abril de 2022 a março de 2023) da componente  $v_{10}$  estimada pelo SCAT (linha vermelha) e medidas pelas bóias PIRATA (linha preta): (a) sem filtro e (b) com filtro passa baixa mensal.



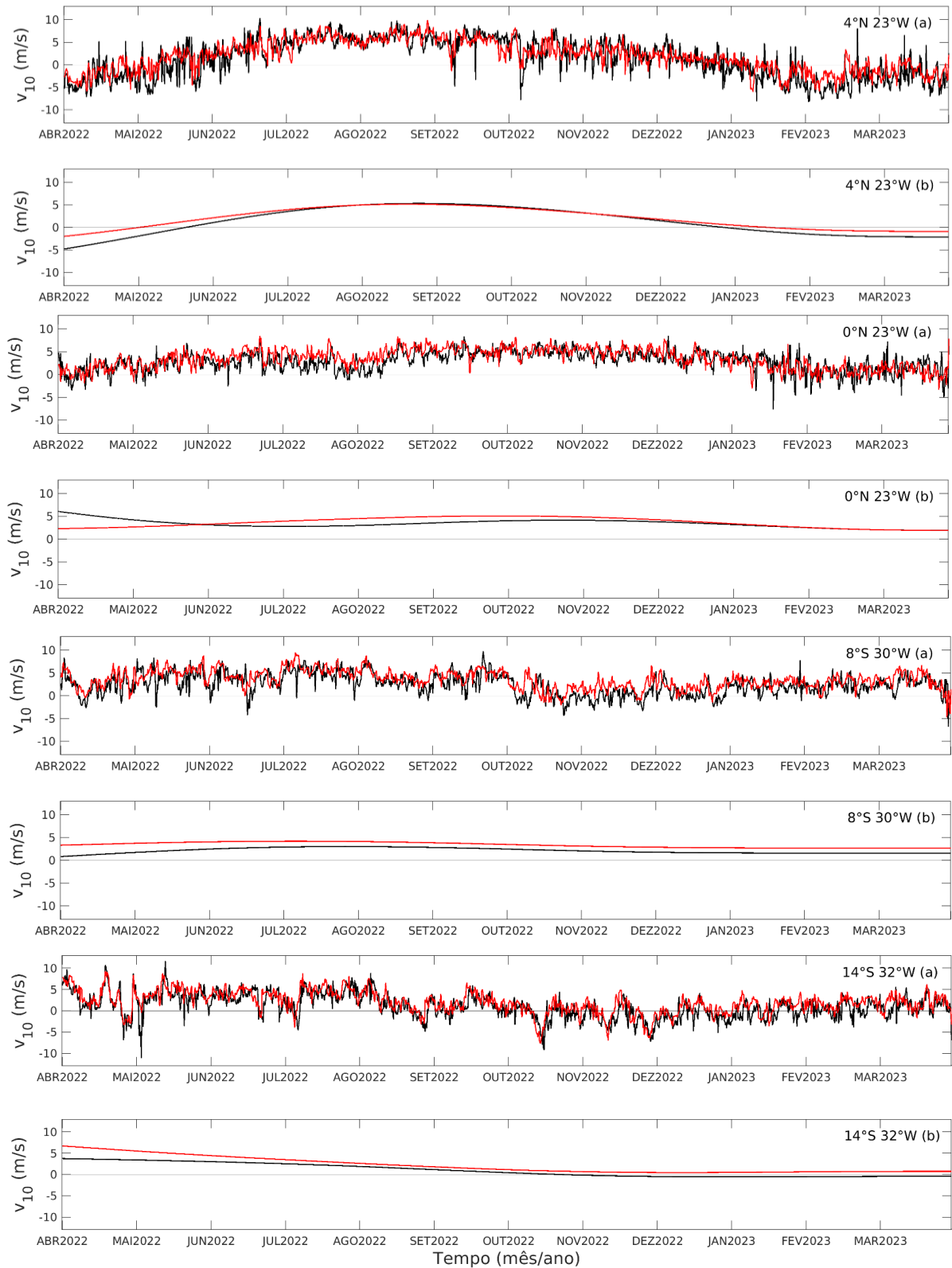
Fonte: Produção da autora.

Figura 4.6 - Séries temporais (abril de 2022 a março de 2023) da componente  $u_{10}$  simulada pelo WRFi (linha vermelha) e medidas pelas bóias PIRATA (linha preta): (a) sem filtro e (b) com filtro passa baixa mensal.



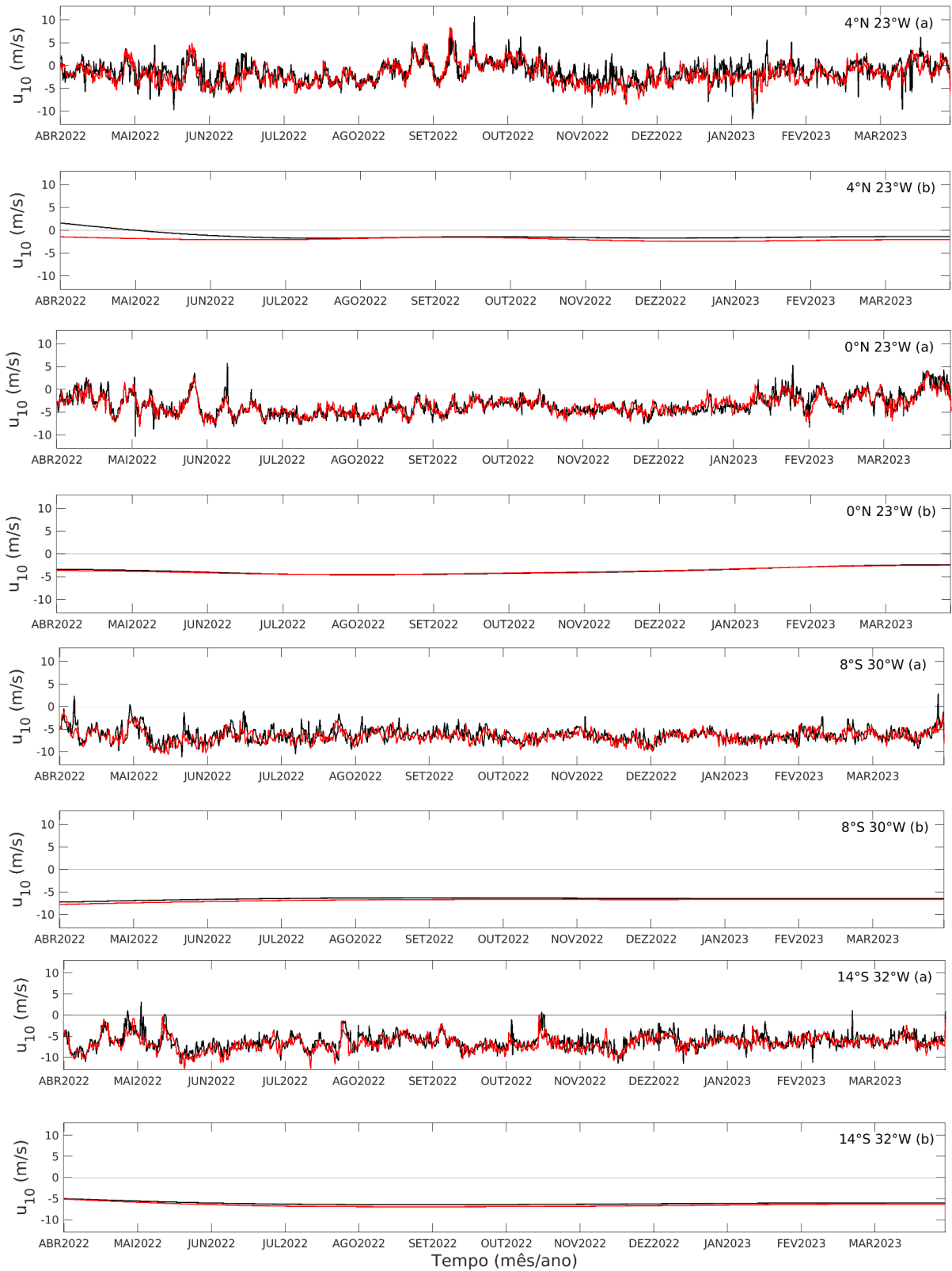
Fonte: Produção da autora.

Figura 4.7 - Séries temporais (abril de 2022 a março de 2023) da componente  $v_{10}$  simulada pelo WRFi (linha vermelha) e medidas pelas bóias PIRATA (linha preta): (a) sem filtro e (b) com filtro passa baixa mensal.



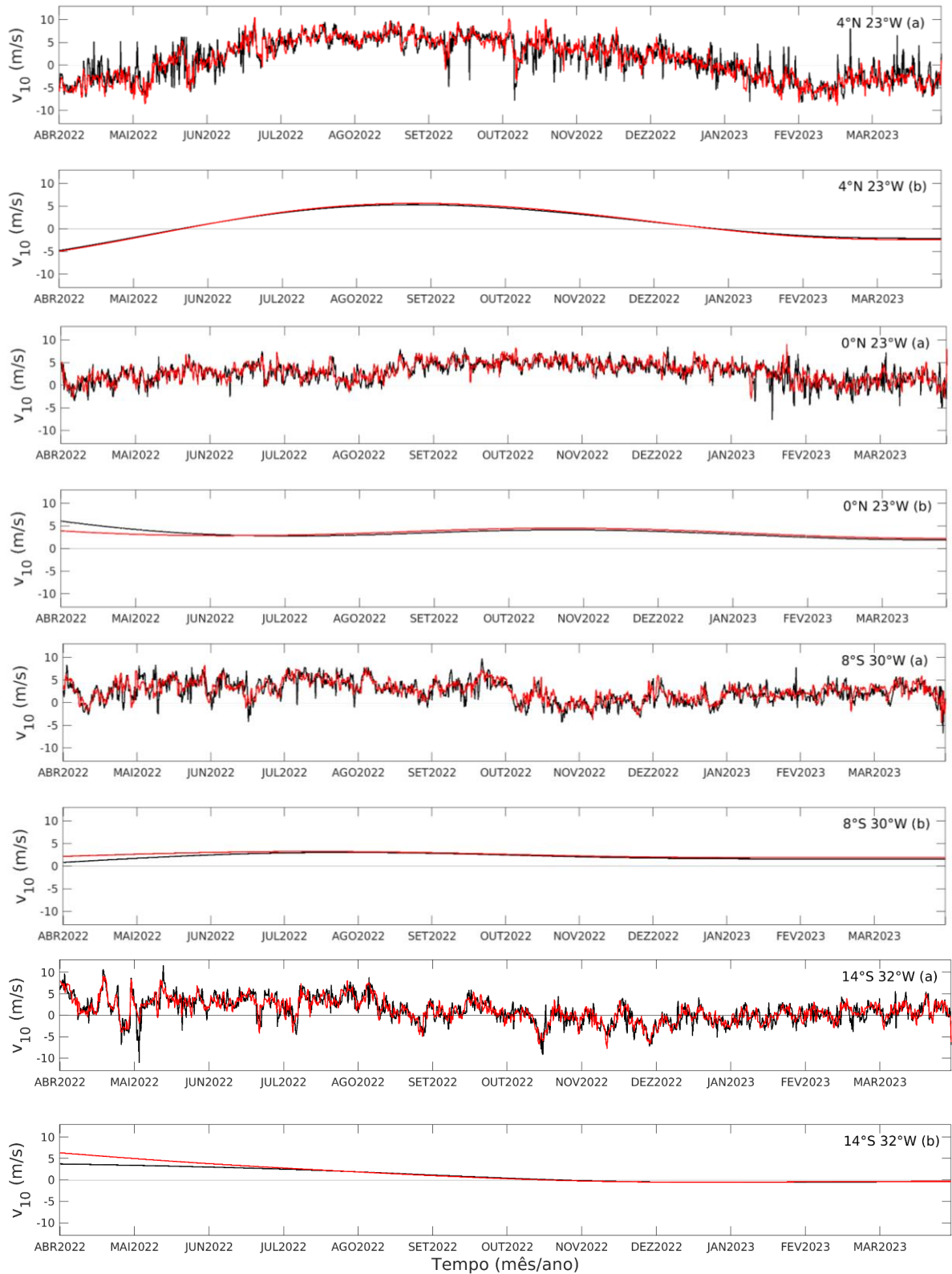
Fonte: Produção da autora.

Figura 4.8 - Séries temporais (abril de 2022 a março de 2023) da componente  $u_{10}$  simulada pelo WRF\* (linha vermelha) e medidas pelas bóias PIRATA (linha preta): (a) sem filtro e (b) com filtro passa baixa mensal.



Fonte: Produção da autora.

Figura 4.9 - Séries temporais (abril de 2022 a março de 2023) da componente  $v_{10}$  simulada pelo WRF\* (linha vermelha) e medidas pelas bóias PIRATA (linha preta): (a) sem filtro e (b) com filtro passa baixa mensal.



Fonte: Produção da autora.

A rosa dos ventos plotada para as séries temporais pontuais dos escaterômetros, WRFi e WRF\* em comparação às medições das boias PIRATA (Figura 4.10, Figura 4.11, Figura 4.12 e Figura 4.13), mostraram que a intensidade do vento variou entre magnitudes  $> 0$  e de até 12 m/s ao longo da direção predominante para cada ponto de grade. As porcentagens nos gráficos representam a frequência do vento nos eixos radiais.

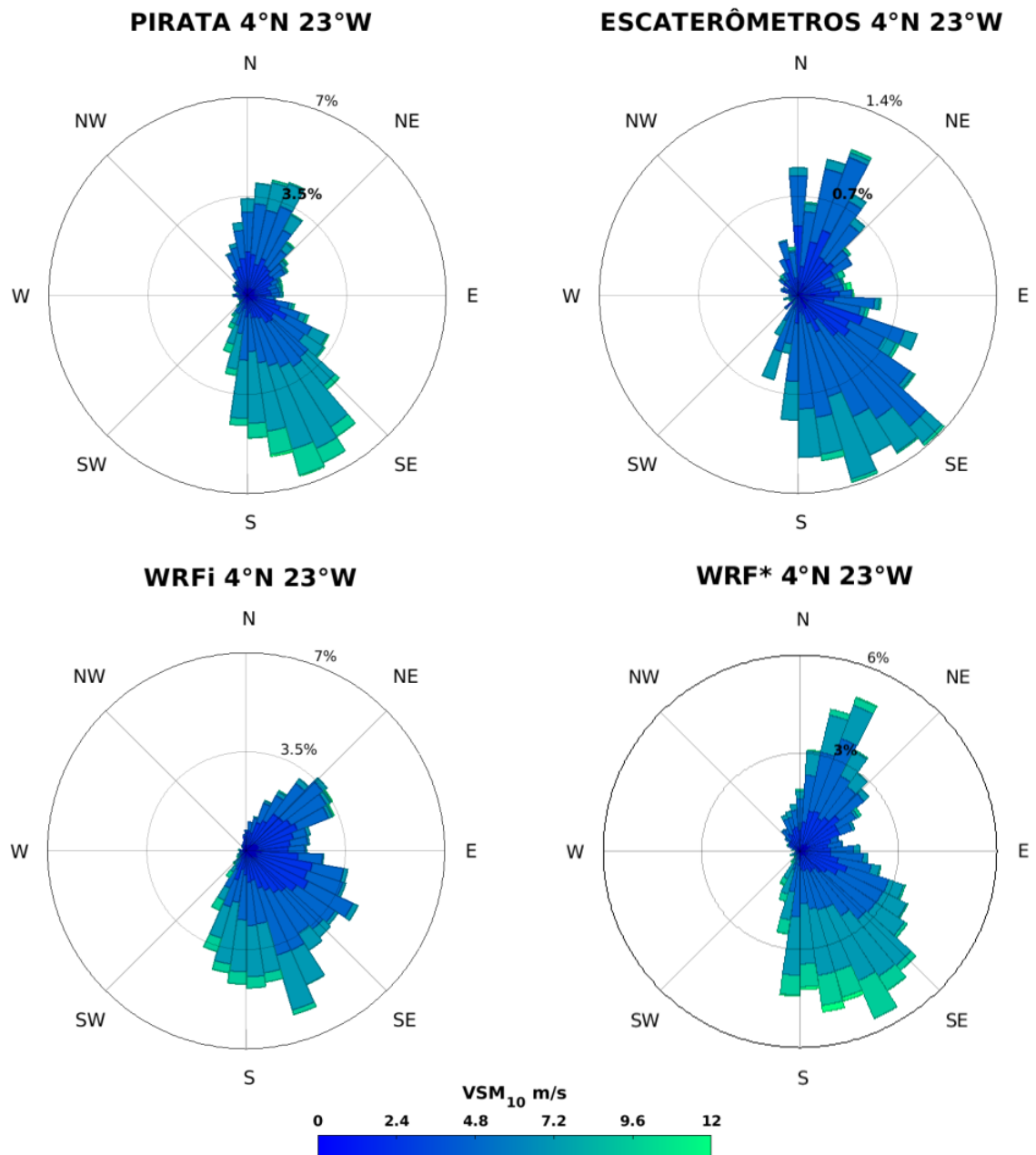
No ponto 4°N 23°W (Figura 4.10) a direção do vento apresentou variação de nordeste e sudeste, que é uma característica típica do oceano Atlântico Tropical onde ocorre a convergência dos ventos alísios de nordeste e sudeste formando a ZCIT (CAVALCANTI *et al.*, 2009). Devido a variação sazonal da posição média da ZCIT (MELO *et al.*, 2009), hora a bóia está sob influência dos ventos de quadrante NE e hora está sob influência dos ventos de SE. As demais boias apresentam direção predominante de ventos de sudeste, principalmente no ponto 0°N 23°W (Figura 4.11).

Observa-se que os escaterômetros apresentaram boas concordâncias com os dados *in situ* de referência (PIRATA) e obtiveram direções e intensidades dos ventos semelhantes ao PIRATA, indicando que o uso dos sensores provocará impacto significativo no produto final WRF\*.

O WRFi apresentou maiores diferenças, exceto nos pontos 0°N 23°W (Figura 4.11) e 14°S 32°W (Figura 4.13), onde o modelo conseguiu representar bem a variação dos ângulos das direções principais do vento. O modelo sem a correção (WRFi) apresentou o pior desempenho no ponto 8°S 30°W (Figura 4.12) onde o WRFi subestimou a direção do vento vindos de leste e sudeste.

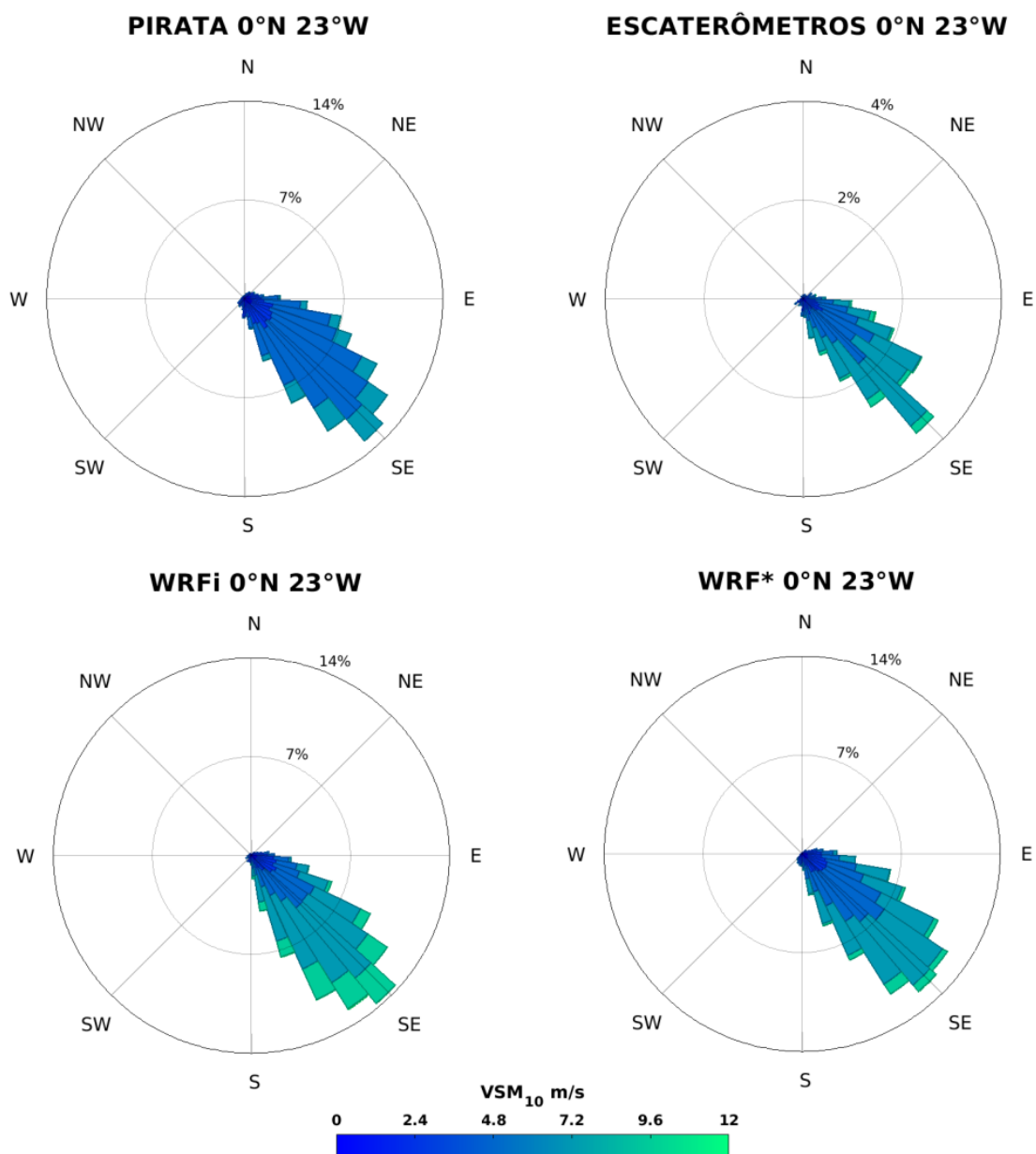
Em comparação ao WRFi, o WRF\* obteve direções e intensidades do vento mais ajustadas aos dados *in situ*, o que mostra a melhora da correção dos escaterômetros nas saídas pontuais do modelo, auxiliando em um aumento da precisão dos dados WRFi.

Figura 4.10 - Histograma Direcional da direção e magnitude do vento no ponto 4°N 23°W: PIRATA, escaterômetros, WRFi e WRF\*.



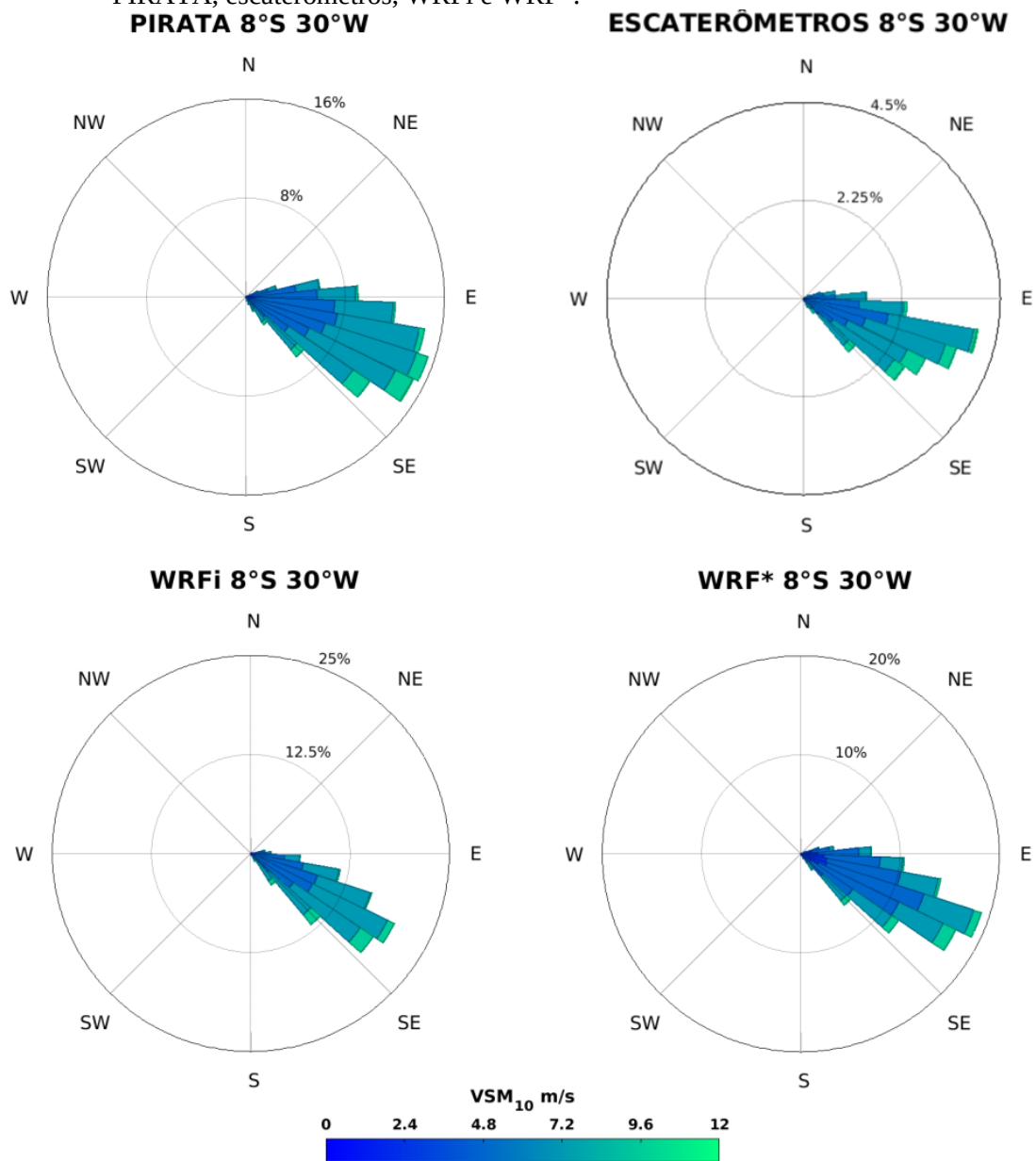
Fonte: Produção da autora.

Figura 4.11 - Histograma Direcional da direção e magnitude do vento no ponto 0°N 23°W: PIRATA, escaterômetros, WRFi e WRF\*.



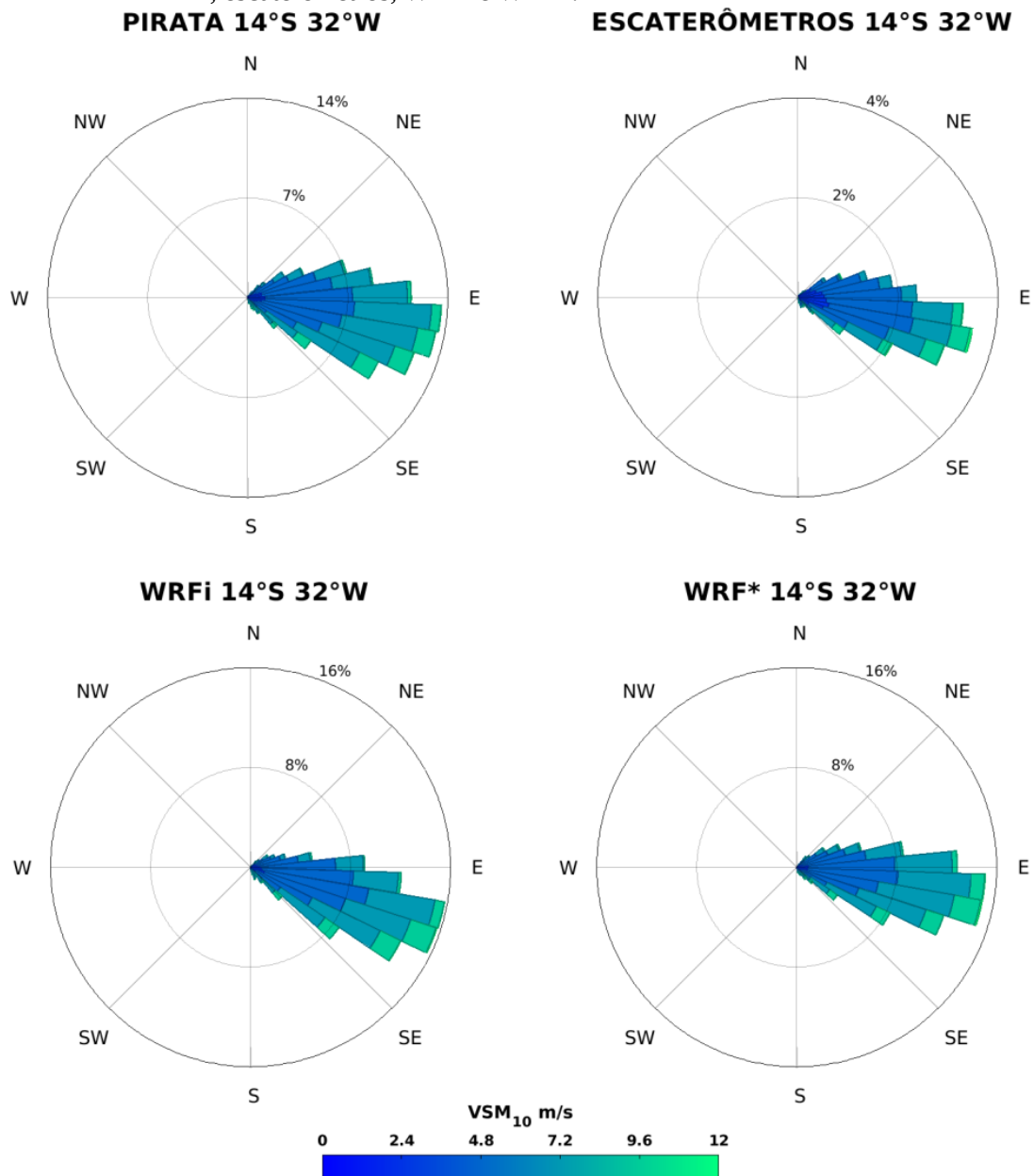
Fonte: Produção da autora.

Figura 4.12 - Histograma Direcional da direção e magnitude do vento no ponto 8°S 30°W: PIRATA, escaterômetros, WRFi e WRF\*.



Fonte: Produção da autora.

Figura 4.13 - Histograma Direcional da direção e magnitude do vento no ponto 14°S 32°W: PIRATA, escaterômetros, WRFi e WRF\*.



Fonte: Produção da autora.

## 4.2 Análise de viés

A correção com escaterômetro aplicada às saídas do modelo atmosférico resultou em dados com correções para todos os horários do campo inicial (com previsão de 24h) a partir do viés médio (SC) para a janela temporal de 3 dias. Para avaliar a correção, foram selecionados 2 casos de eventos meteorológicos.

Os mapas de viés instantâneo do modelo atmosférico foram analisados a partir do posicionamento dos sistemas meteorológicos atuantes na região ocidental do oceano Atlântico Tropical e Sul com base em imagens de reflectância no topo da atmosfera do satélite GOES 16 (ABI, canal 02: 0,64  $\mu\text{m}$ ) e cartas de pressão ao nível do mar elaboradas pela Marinha do Brasil.

O campo de direção e magnitude do vento na Escala Beaufort plotado para o mosaico dos dados estimados pelos escaterômetros também serviu como referência para o posicionamento dos sistemas de tempo e clima atuantes na região nos dias selecionados para o estudo de caso.

Para ter uma imagem diurna da reflectância no topo da atmosfera com maior detalhamento das nuvens foi selecionado o horário de 12:00 UTC para análises dos campos espaciais. Lembrando que o produto SC corresponde a uma média diária em uma janela temporal de 3 dias.

O Apêndice A contém os campos de diferença entre o WRFi e os escaterômetros para os casos analisados.

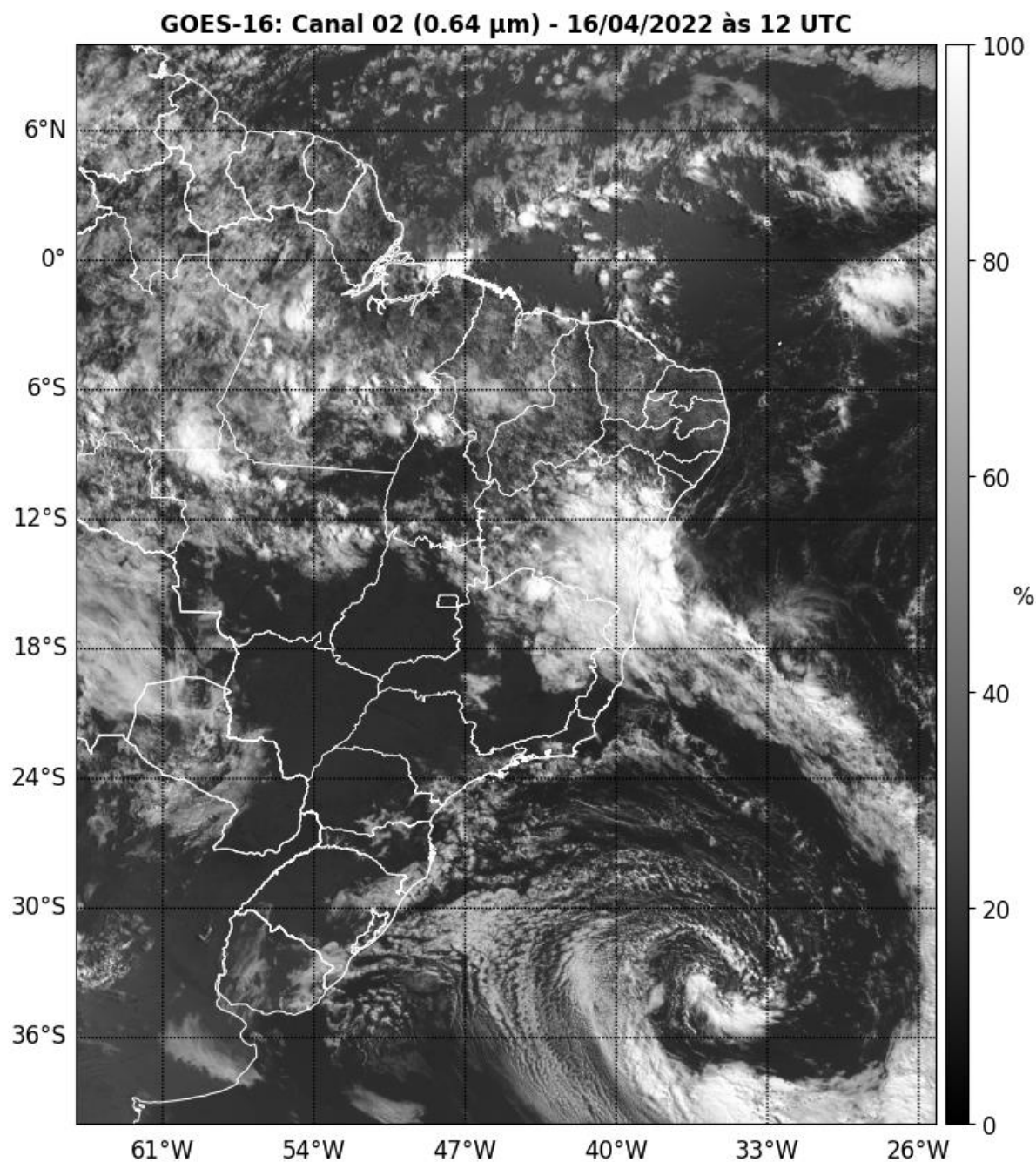
#### **4.2.1 Estudo de caso 1: Campos espaciais do dia 16/04/2022 às 12:00 UTC**

Entre os dias os dias 17 e 18 de abril de 2022, segundo o relatório “Estado do clima no Brasil” (Instituto Nacional de Meteorologia - INMET, 2022), houve a formação de uma frente fria intensa que avançou até o sul da Bahia causando a formação de áreas de instabilidade e fortes chuvas, de até 114,2 mm em Cruz das Almas (BA) entre os dias 17 e 18 de abril de 2022.

Conforme a Figura 4.14 (onde a escala com as porcentagens representa a fração da radiação solar incidente refletida), é possível observar o alinhamento e disposição das nuvens indicando que a frente fria está posicionada entre  $\sim 11\text{-}30^\circ\text{S}$  e  $45\text{-}25^\circ\text{W}$ .

Nota-se também a presença da ZCIT com banda dupla de nebulosidade entre as costas norte e nordeste, com a primeira banda localizada entre  $\sim 7^\circ\text{S}\text{-}1^\circ\text{S}$  e  $50\text{-}25^\circ\text{W}$ , e a segunda entre  $\sim 1^\circ\text{N}\text{-}3^\circ\text{S}$  e  $42\text{-}38^\circ\text{W}$ .

Figura 4.14 - Imagem de reflectância no topo da atmosfera do satélite GOES 16 (Canal 02: 0,64  $\mu\text{m}$ ) gerado no dia 16/04/2022 às 12:00 UTC.



Fonte: Produção da autora.

Observa-se também um aglomerado de nuvens com estrutura característica a formação de um ciclone extratropical no oceano Atlântico Sul entre  $\sim 28\text{-}45^{\circ}\text{S}$  e  $43\text{-}30^{\circ}\text{W}$ , com o centro localizado em  $\sim 34^{\circ}\text{S}\text{-}34^{\circ}\text{W}$  (Figura 4.14).

Entre  $\sim 30\text{-}36^\circ\text{S}$  e  $54\text{-}47^\circ\text{W}$ , observa-se uma região de nebulosidade indicando convecção e turbulência em superfície causando a formação de nuvens na região da CBM no oceano Atlântico Sudoeste (Figura 4.14).

A carta de pressão ao nível do mar elaborada pela Marinha do Brasil para o dia 16/04/2022 às 12 UTC (Figura 4.15) mostra a distribuição da pressão atmosférica indicando o posicionamento dos sistemas de alta e baixa pressão atmosférica (i.e. ZCIT, ASAS, frente fria e o ciclone extratropical) em concordância com a imagem ABI (Figura 4.14).

A Figura 4.16 mostra o campo de magnitude (cores) e direção (vetores) do vento superficial a 10 m, calculado a partir das componentes  $u_{10}$  e  $v_{10}$  estimadas pelos escaterômetros contendo três passagens do SCAT. A magnitude máxima do vento estimada pelos escaterômetros foi de 17,86 m/s, enquanto que a magnitude mínima foi de 0,01 m/s com direções variadas.

Entre  $\sim 25\text{-}40^\circ\text{S}$  e  $45\text{-}33^\circ\text{W}$  (Figura 4.16), nota-se o padrão circular dos vetores de direção do vento a 10 m, indicando a presença do sistema ciclônico no oceano Atlântico Sul, visto nas Figuras 4.14 e 4.15, para essas mesmas coordenadas, com ventos de sudeste e oeste. Nesta mesma região é observado um aumento dos valores de magnitude que, conforme a escala Beaufort (Tabela 3.3), recebe a designação com o grau de força variando entre “aragem” e “muito forte”, variando entre  $\sim 1,6$  a 20,7 m/s.

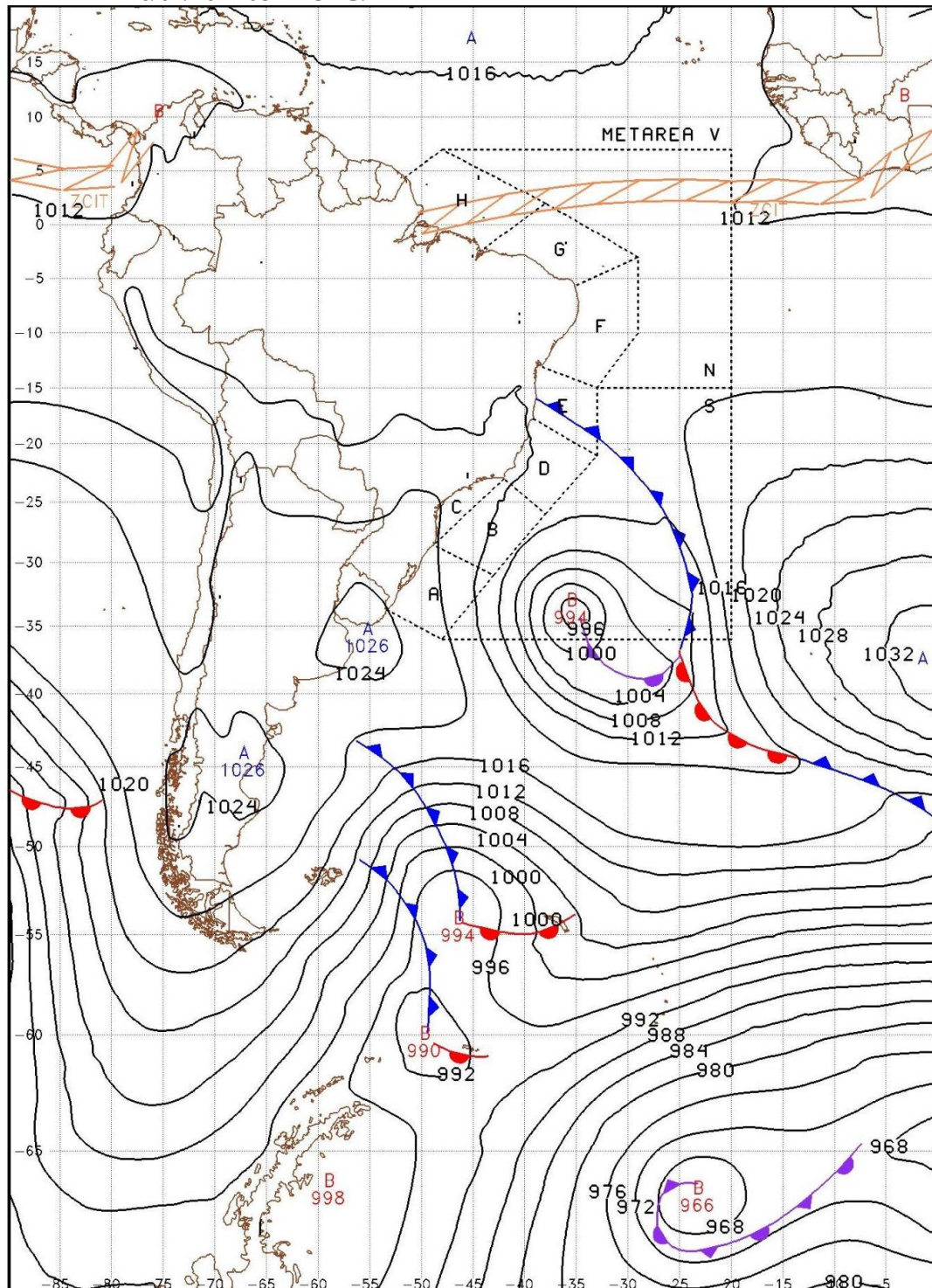
Observa-se também (Figura 4.16) a presença da ZCIT, entre  $\sim 3^\circ\text{N}\text{-}2^\circ\text{S}$  e  $43\text{-}38^\circ\text{W}$ , com a convergência dos alísios de nordeste e sudeste indicada pelos vetores de direção, com magnitudes  $> 0$  até  $\sim 2$  m/s no limite da convergência recebendo a designação de “calmaria”. Na zona de propagação dos alísios ( $\sim 10^\circ\text{N}\text{-}8^\circ\text{S}$  a  $60\text{-}20^\circ\text{W}$ ) observa-se velocidades de até  $\sim 11$  m/s, que recebem designações variando entre “aragem” e “fresco” ( $\sim 1,6$  a 13,8 m/s).

Entre  $\sim 30\text{-}40^\circ\text{S}$  e  $57\text{-}49^\circ\text{W}$  (Figura 4.16), na região da CBM no oceano Atlântico Sudoeste, os vetores de direção indicam ventos vindos de oeste e sudeste, com velocidades  $> 0$  até 11 m/s, recebendo designações entre “calmaria” e “fresco” ( $\sim > 0$  a 10,7 m/s).

Entre  $\sim 14\text{-}23^\circ\text{S}$  e  $39\text{-}31^\circ\text{W}$  (Figura 4.16) observa-se uma convergência dos vetores de direção do vento de nordeste e sudeste, com magnitudes de até  $\sim 12$  m/s recebendo as designações entre “aragem” e “muito fresco”. Os vetores de sudeste mostram a direção

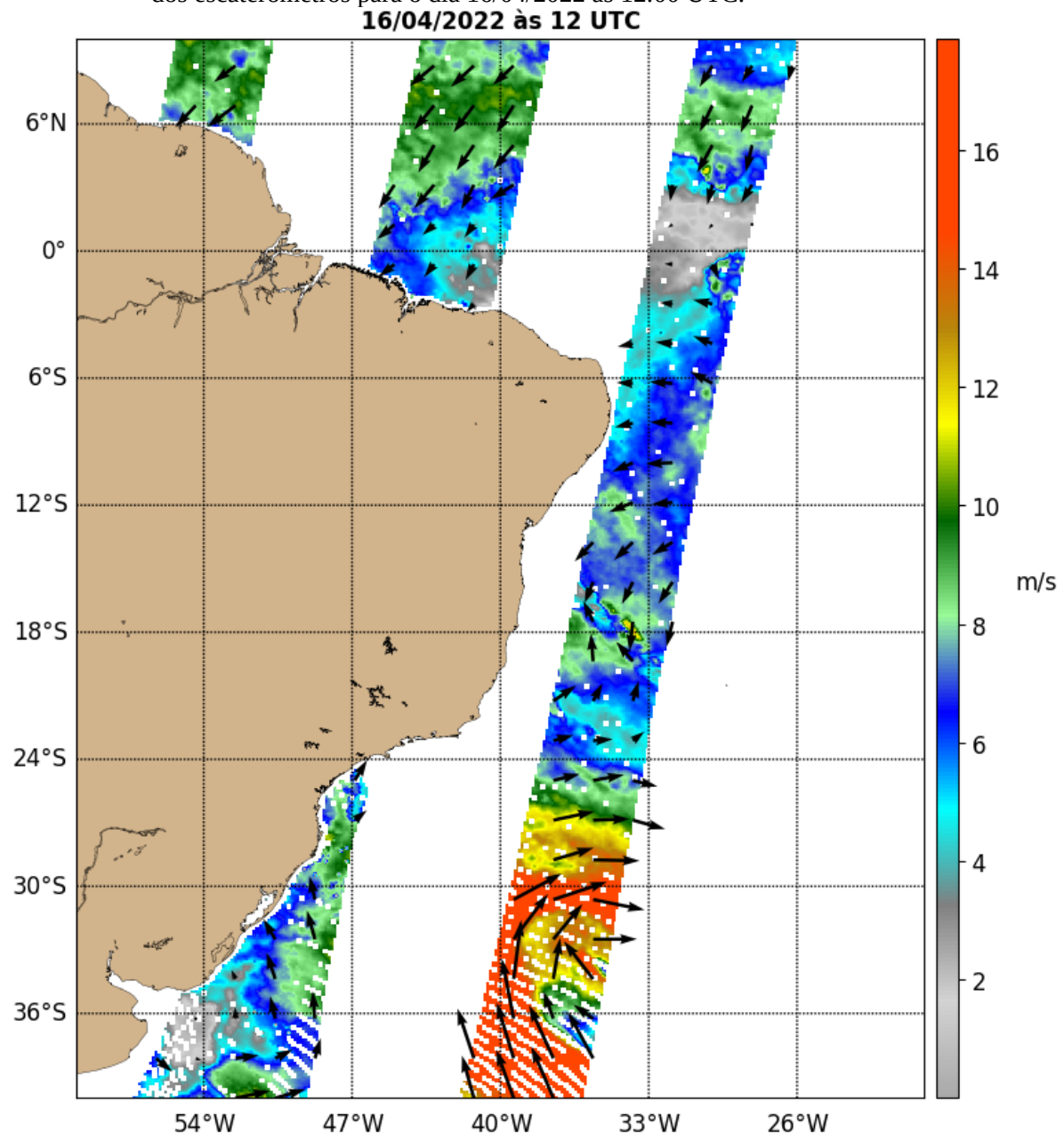
de propagação da frente fria até a região costeira do sul da Bahia indicando a direção do vento frontal.

Figura 4.15 - Carta de pressão ao nível do mar elaborada pela Marinha do Brasil para o dia 16/04/2022 às 12 UTC.



Fonte: Adaptado do Centro de Hidrografia da Marinha (2022).

Figura 4.16 - Magnitude (cores) e direção (vetores) do vento superficial a 10 m a partir de dados dos escaterômetros para o dia 16/04/2022 às 12:00 UTC.



Fonte: Produção da autora.

Os padrões de vento encontrados na Figura 4.16 correspondem aos sistemas analisados na imagem de reflectância do topo das nuvens (Figura 4.14) e da carta pressão ao nível do mar (Figura 4.15), mostrando uma boa concordância com as medições dos escaterômetros em indicar o posicionamento e intensidade dos sistemas analisados.

A Figura 4.17 mostra os mapas do campo inicial (WRFi) e corrigido (WRF\*) pela estimativa de viés instantâneo a partir do viés médio (SC) para as variáveis  $u_{10}$  (Figura

4.17, a e b) e  $v_{10}$  (Figura 4.17, c e d), para o dia 16/04/2022 às 12:00 UTC. O mapa WRFi é o campo inicial do modelo, enquanto que o WRF\* é baseado na correção do campo de viés médio estimado a partir de dados correspondentes (com local e horário aproximado) dos escaterômetros ASCAT-A, ASCAT-B, HY-2B e HY-2C em uma janela temporal de 3 dias.

A comparação entre os campos do modelo sem a correção (WRFi) e do modelo corrigido (WRF\*) permite uma análise da localização geográfica das diferenças relacionadas ao viés do modelo WRF.

A componente  $u_{10}$  (Figura 4.17, a e b) representa a variação zonal (leste-oeste) do vento à 10m da superfície do mar, na qual valores positivos indicam ventos predominantes do leste para o oeste, enquanto que os negativos indicam ventos predominantes do oeste para o leste.

Para o WRFi (Figura 4.17, a), em toda a área de estudo (região ocidental do oceano Atlântico Tropical e Sul), o  $u_{10}$  variou espacialmente entre -19,15 m/s (maior valor na escala negativa, ou seja, de oeste para leste) e 12,91 m/s (maior valor na escala positiva, ou seja, de leste para oeste). Enquanto que para o WRF\* (Figura 4.17, b) o resultado foi uma variação de -17,65 a 13,71 m/s. Nota-se que o modelo subestimou (superestimou) os valores máximos (mínimos) da componente zonal.

Na Figura 4.17 (a e b), é possível observar entre  $\sim 8^{\circ}\text{N}$ - $3^{\circ}\text{S}$  e  $44$ - $20^{\circ}\text{W}$  (regiões em branco) uma área com predominância de ventos de valores próximos de 0 m/s indicando que não há uma direção predominante do vento zonal, que é característica da ZCIT. Nas regiões adjacentes a essa zona, observa-se que entre  $\sim$  as latitudes  $10^{\circ}\text{N}$ - $20^{\circ}\text{S}$  e longitudes  $60$ - $20^{\circ}\text{W}$  ocorrem valores positivos (regiões em vermelho), indicando um movimento predominantemente de leste-oeste, que é resultado da circulação geral da atmosfera onde na região do oceano Atlântico Tropical ocorre a convergência dos ventos alísios de nordeste e de sudeste em direção ao equador. Na ZCIT, o ar úmido é forçado a subir, formando nuvens e precipitação.

Entre  $\sim 18$ - $40^{\circ}\text{S}$  e  $60$ - $26^{\circ}\text{W}$  (Figura 4.17, a e b) é possível observar algumas áreas com distribuição espacial de valores negativos da escala da componente  $u_{10}$  (regiões em azul), indicando um movimento predominantemente de oeste-leste, que pode estar associado à formação do ciclone (Figuras 4.14, 4.15 e 4.16), configurando uma zona de baixa pressão.

Nos sistemas de baixa pressão o movimento do ar é em direção ao centro da baixa pressão, e devido ao efeito de Coriolis esse movimento tende a ser desviado para esquerda no hemisfério sul, resultando em um padrão de vento zonal predominantemente de oeste para leste nesta região (HOLTON; HAKIM, 2013).

Na região central da costa leste da América do Sul, entre  $\sim 14-20^{\circ}\text{S}$  e  $40-33^{\circ}\text{W}$ , nota-se uma predominância de ventos de leste que ocorre devido à passagem da frente fria na região, como foi visto nas Figuras 4.14, 4.15 e 4.16. À medida que a frente fria se dissipa e enfraquece, ela pode sofrer mudanças na direção predominante de propagação devido à interação com outros sistemas meteorológicos como a ASAS, na qual a direção predominante é de leste-oeste.

Entre  $34-40^{\circ}\text{S}$  e  $42-31^{\circ}\text{W}$ , observa-se uma predominância de ventos de leste, podendo ser causada pelo cisalhamento do vento durante à interação do sistema ciclônico com a ASAS.

Próximo à costa do sul da América do Sul, entre  $\sim 30-37^{\circ}\text{S}$  e  $54-48^{\circ}\text{W}$ , a direção predominante da componente  $u_{10}$  é de leste. Nessa região do oceano Atlântico Sul, um dos principais mecanismos que afetam a dinâmica oceânica e atmosférica superficialmente é a confluência Brasil-Malvinas (CBM).

Na região da CBM ocorre a interação entre duas correntes oceânicas de propriedades físicas distintas, que é responsável por criar um forte gradiente térmico e de pressão na camada mais superficial do oceano e na atmosfera acima, causando instabilidade e consequentemente modificando/intensificando as frentes frias e os sistemas ciclônicos que passam por ali. A instabilidade atmosférica acontece à medida que o ar mais quente e úmido da Corrente do Brasil encontra o ar frio e seco da Corrente das Malvinas. Isso também afeta os padrões de vento na região, criando áreas de cisalhamento do vento, com redemoinhos e turbulência atmosférica (PEZZI *et al.*, 2009; SOUZA *et al.*, 2021).

A proximidade dessa área com o sistema de baixa pressão (i.e., ciclone) (Figuras 4.14, 4.15 e 4.16), que se encontra a leste da CBM e paralelo a mesma, também contribui para que a direção dos ventos da região seja de leste, seguindo um gradiente de pressão atmosférica e o efeito de Coriolis no hemisfério sul. Assim, a componente  $u_{10}$  tem sua direção (oeste) desviada para a direção oposta (leste) nesta região próxima à costa que se encontra adjacente ao ciclone.

O WRF\* para a componente  $u_{10}$  (Figura 4.17, b) apresentou algumas melhorias pontuais em relação ao WRFi (Figura 4.17, a), incluindo melhor definição dos limites da ZCIT e melhor captura na escala de variação dos alísios de sudeste e nordeste. No WRF\* a ZCIT obteve uma maior distribuição espacial. Melhorias também podem ser vistas na região da CBM, onde a componente  $u_{10}$  foi subestimada pelo modelo, bem como na circulação ciclônica que está melhor delimitada, indicando melhorias na direção do vento. A frente fria na costa sul da Bahia, também obteve uma maior distribuição espacial no modelo corrigido.

Nota-se também uma menor suavidade na escala espacial do campo WRF\* da componente  $u_{10}$ , que é indicativo do aumento na variabilidade em pequena escala e consequentemente a melhora na captura dos processos físicos mal representados no WRFi. Esse aumento na variabilidade indica melhorias em representar características do vento acopladas às mesoescalas oceânicas (como a turbulência oceânica que tem um ciclo de vida de dias), assim como os fluxos em grande escala (RIVAS; STOFFELEN, 2019).

A componente  $v_{10}$  (Figura 4.17, c e d) corresponde à variação meridional norte-sul do vento. Os valores positivos indicam ventos predominantes do sul para o norte, enquanto que os valores negativos indicam ventos predominantes do norte para o sul.

A Figura 4.17 (c e d) mostra que a distribuição de valores se deu entre -15,66 a 17,93 m/s (WRFi) e -15,92 a 21,72 m/s (WRF\*). Nota-se principalmente uma subestimativa da escala máxima positiva do campo de  $v_{10}$  do WRFi (Figura 4.17, c), cujo valor máximo foi de 21,72 m/s no campo corrigido, assim como uma leve subestimativa do WRFi em relação ao valor máximo da escala negativa do WRF\* (Figura 4.17, d).

Em duas regiões do mapa nota-se a variação norte-sul (regiões em azul) da componente  $v_{10}$ . A primeira delas fica entre  $\sim 10^{\circ}\text{N}$ - $0^{\circ}$  e  $60$ - $20^{\circ}\text{W}$  (Figura 4.17, c e d), onde o fluxo norte-sul ocorre em razão da propagação dos alísios de nordeste em direção ao equador. Percebe-se também a ZCIT, delimitada entre  $\sim 5^{\circ}\text{N}$ - $2^{\circ}\text{S}$  e  $49$ - $20^{\circ}\text{W}$  (regiões em branco com intensidade do vento próximo à zero). A segunda região com predominância de ventos de norte é entre  $\sim 3$ - $40^{\circ}\text{S}$  e  $36$ - $20^{\circ}\text{W}$  (Figura 4.17, c e d), onde o movimento norte-sul é influenciado pela baixa pressão atmosférica relacionada ao ciclone e pela passagem da frente fria. Essa zona de baixa pressão também está associada, em maior escala, à

célula de Ferrel, onde os ventos convergentes causam ascensão do ar afetando a direção do vento meridional (HUANG; MCELROY, 2014).

Entre  $\sim 3^{\circ}\text{N}$ - $17^{\circ}\text{S}$  e  $40$ - $20^{\circ}\text{W}$  (Figura 4.17, c e d) os alísios de sudeste contribuem para que o sentido predominante do vento meridional a 10 m seja de sul-norte. Além disso, a proximidade com a alta pressão subtropical (ASAS) influencia esse movimento pela atuação da força gradiente de pressão e da força Coriolis.

Na região, entre  $\sim 13$ - $40^{\circ}\text{S}$  e  $54$ - $28^{\circ}\text{W}$  (Figura 4.17, c e d), observa-se um movimento sul-norte que mostra a propagação do ciclone e o deslocamento da frente fria até o sul da Bahia no litoral do NEB.

Para o WRF\* da componente  $v_{10}$  (Figura 4.17, d) também houve aumento na variabilidade em pequena escala. Entre  $\sim 16$ - $40^{\circ}\text{S}$  e  $54$ - $31^{\circ}\text{W}$  o campo corrigido (i.e., WRF\*) apresentou algumas linhas que são estruturas denominadas como “artefatos de processamento” ou “ruídos de correção”. Os artefatos de processamento costumam ser gerados no processo de correção de dados em regiões muito energéticas, caracterizadas pela presença de sistemas de rápida evolução para os quais o modelo tende a apresentar vieses em relação a intensidade e direção do vento (TRINDADE *et al.*, 2020). Uma forma de contornar isso é por meio do uso de filtros.

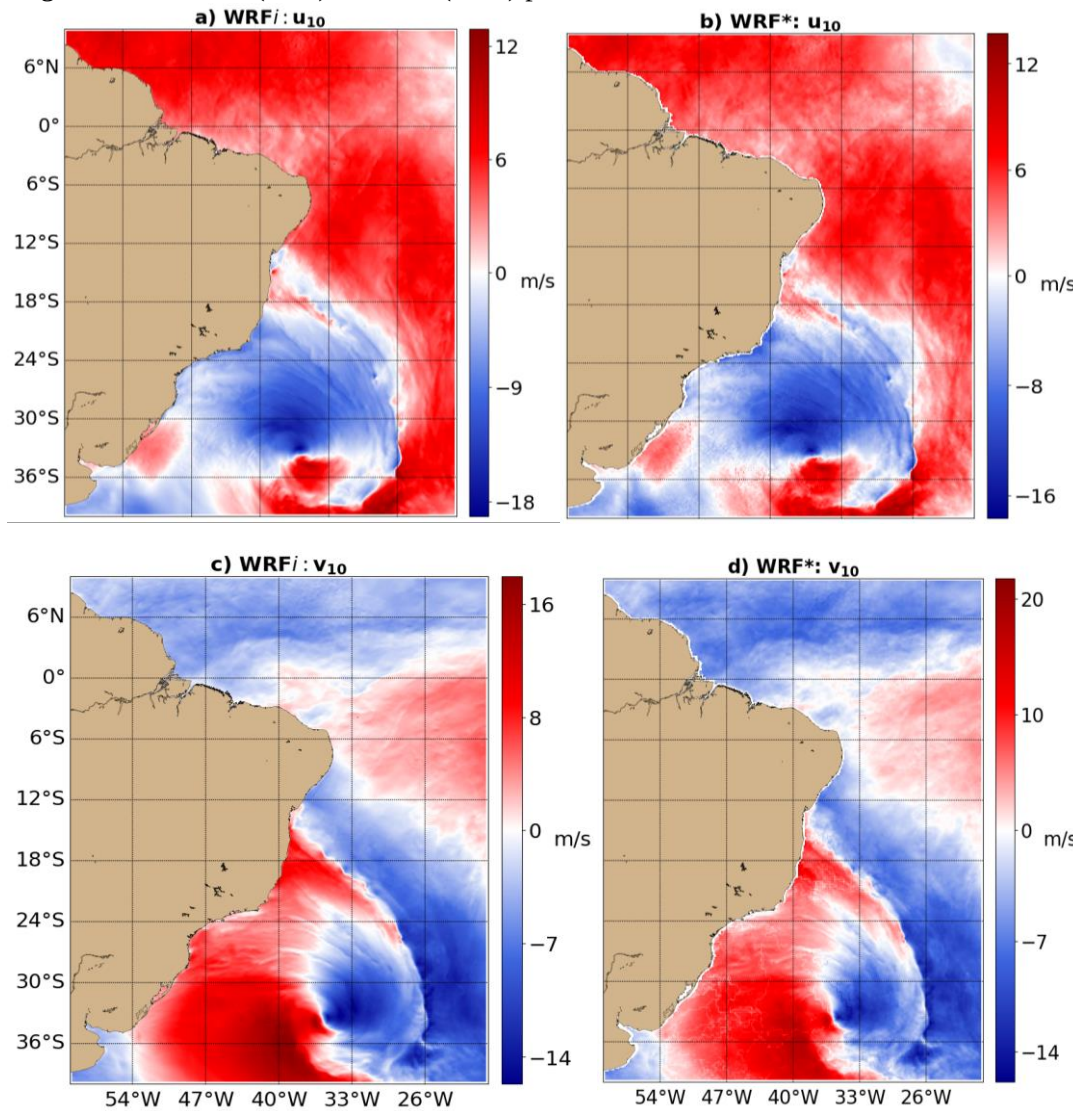
A área mencionada ( $\sim 16$ - $40^{\circ}\text{S}$  e  $54$ - $31^{\circ}\text{W}$ ) abrange em grande parte a região ocidental do oceano Atlântico Sul onde os padrões de vento são bastante afetados sazonalmente pela formação de frentes frias e ciclones. A presença de tais artefatos no campo corrigido indica neste caso que o WRFi superestimou a componente  $v_{10}$ , e mostra que a estimativa de viés médio a partir do SC melhorou a saída inicial do modelo atmosférico, corrigindo as áreas com intensidades de vento superestimadas.

Foi relatado (Trindade *et al.*, 2020) que as observações do HSCAT são mais precisas em relação às correntes superficiais oceânicas (ao contrário das bóias), podendo auxiliar em uma melhor resolução para análise de processos costeiros. Na região costeira da América do Sul, entre as latitudes  $16$ - $40^{\circ}\text{S}$ , observa-se uma maior concentração dos artefatos de processamento, indicando uma região de maior atividade de mesoescala, captada pelos escaterômetros.

De forma geral, notaram-se algumas diferenças entre o WRFi em relação às Figuras 4.14, 4.15 e 4.16. A correção melhorou o posicionamento dos sistemas analisados entre os

campos WRF (com e sem correção), mas ainda foi possível notar algumas diferenças para a localização dos sistemas no WRF\* em relação às imagens de referência (Figuras 4.14, 4.15 e 4.16) devido à complexidade do viés do modelo. A Figura 4.14 mostra que a ZCIT teve banda dupla, porém, não foi observado isso para os campos WRFi e WRF\*. Entretanto, para o WRFi e WRF\*, o sistema ciclônico teve um posicionamento próximo do que é visto na imagem de referência, com a localização do centro em  $\sim 34^{\circ}\text{S}$ - $34^{\circ}\text{W}$  para os campos analisados. A frente fria na costa sul da Bahia também está com posicionamento próximo da imagem de referência, assim como os sistemas atuantes na costa sul-sudeste do Brasil.

Figura 4.17 - WRFi (a e c) e WRF\* (b e d) para  $u_{10}$  e  $v_{10}$  no dia 16/04/2022 às 12:00 UTC.



Fonte: Produção da autora.

Para analisar em maior detalhe as diferenças entre o modelo e o campo de vento dos escaterômetros, a Figura 4.18 mostra o viés médio (SC) para  $u_{10}$  e  $v_{10}$ , com as diferenças médias colocadas entre o modelo e os escaterômetros para (a)  $u_{10}$  e (b)  $v_{10}$ , ao longo de uma janela temporal de 3 dias centrada em torno de 12:00 UTC. Foi utilizada uma escala máxima de 2 m/s para ressaltar as diferenças.

O SC para o estudo de caso 1 apresentou valores máximos de 8,92 e 12,74 m/s e mínimos de -10,41 e -11,11 m/s, para as componentes  $u_{10}$  e  $v_{10}$ , respectivamente, que estão relacionados aos erros na intensidade e direção do vento do WRFi.

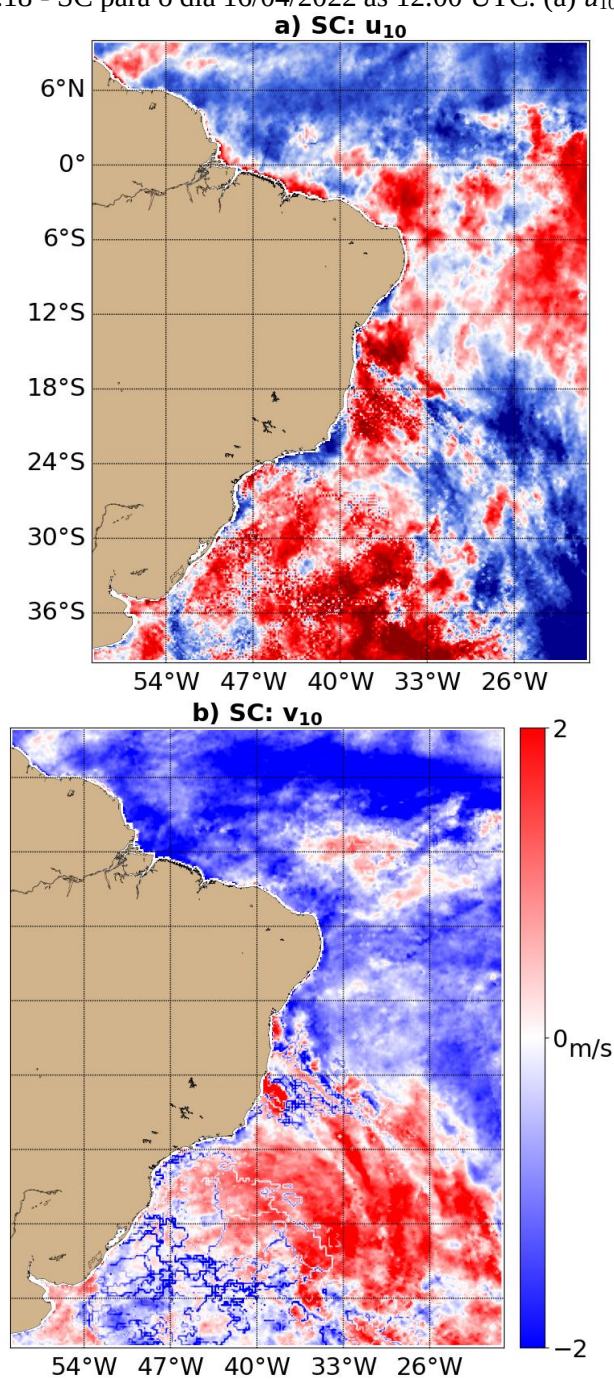
Na Figura 4.18 (a e b) erros positivos (cores vermelhas) indicam uma subestimativa ou mudança na direção dos ventos na direção leste para a componente  $u_{10}$  e sul para a componente  $v_{10}$ , enquanto que os erros negativos indicam uma superestimativa ou mudança na direção dos ventos na direção oeste para a componente  $u_{10}$  e norte para a componente  $v_{10}$ . Na região tropical, esses erros indicam falhas do modelo nos fluxos em direção ao equador, e em latitudes médias esses erros indicam falhas nos fluxos em direção aos pólos (RIVAS; STOFFELEN, 2019).

Em relação à componente  $u_{10}$  os erros positivos podem ser notados nas latitudes tropicais sul ( $0^{\circ}$ - $23^{\circ}$ S) indicando falhas do WRFi em representar os fluxos em direção ao equador do vento zonal que é predominante de leste nesta região. O vento nessa região é bastante afetado por fenômenos como a ZCIT e a Ressurgência Equatorial do Atlântico que geram convecção, brisas marítimas e terrestres, frentes de rajada e ondas de gravidade atmosféricas, causando turbulência devido ao cisalhamento do vento e a um gradiente de temperatura vertical que desestabilizam a parte da atmosfera mais próxima da superfície do oceano (camada limite planetária - CLP) e modificam a dinâmica dos ventos superficiais (SKYLLINGSTAD *et al.*, 2007).

Em relação à componente  $v_{10}$  (Figura 4.18, b), observa-se que o SC apresentou artefatos de processamento na região equatorial associados a ZCIT ( $\sim 2^{\circ}$ N- $2^{\circ}$ S e  $33$ - $24^{\circ}$ W) e em maior quantidade nas regiões costeiras das latitudes abaixo de  $14^{\circ}$ S, na região da frente fria e da CBM, indicando a dificuldade do modelo em representar os padrões de advecção.

Diferentemente do modelo, os escaterômetros fazem medições *cross-wind* e *downwind*, relacionadas a menor escala do vento e corrigidas para o impacto dos gradientes de temperatura (O'NEILL *et al.*, 2003), dessa forma conseguem capturar a convecção úmida ao longo do banda tropical devido a correntes ascendentes e descendentes de vento (KING *et al.*, 2017; LIN *et al.*, 2015a; LIN *et al.*, 2015b) que contribuem para a captura da troca de momentum oceano-atmosfera (CHIANG; SOBEL, 2002), logo esses erros tendem a ser mais perceptíveis no SC.

Figura 4.18 - SC para o dia 16/04/2022 às 12:00 UTC: (a)  $u_{10}$  e (b)  $v_{10}$ .



Fonte: Produção da autora.

Os ventos nos modelos de PNT podem ser sub representados nas regiões costeiras devido aos efeitos do gradiente de TSM, causando ventos fracos (fortes) sobre as frentes frias (quentes). Na frente fria a velocidade do vento deve ser maior que na frente quente, uma vez que o ar frio, que é mais denso, empurra o ar quente para cima mais rapidamente,

enquanto que o ar quente avança mais gradualmente sobre o ar frio, resultando em ventos geralmente menos intensos.

Essas diferenças indicam os erros do modelo no transporte meridional tanto nos fluxos em direção aos polos quanto em direção ao equador, que ocorrem mediante a falhas em resolver a turbulência de mesoescala e efeitos do vento como divergência, convergência, subsidência e ascendência de ar, bem como a formação de vórtices ou redemoinhos em condições chuvosas nas regiões tropicais e subtropicais, gerando problemas na circulação atmosférica em grande escala, em resolver as dinâmicas de pequena escala, apresentando também deslocamento de sistemas, e direções do vento enviesadas em relação aos ventos observados como pode ser observado nos campos de viés médio (HERSBACH, 2010; BROWN *et al.*, 2005; SANDU *et al.*, 2013; RIVAS; STOFFELEN, 2019; KING *et al.*, 2017).

#### **4.2.2 Estudo de caso 2: Campos espaciais do dia 18/02/2023 às 12:00 UTC.**

O segundo estudo de caso selecionado foi para o dia 18/02/2023 às 12:00 UTC, quando um sistema ciclônico com categoria de tempestade subtropical (>50 knots) se formou no oceano Atlântico Sul, entre a costa da Argentina e a costa sul do Brasil, gerando uma frente fria.

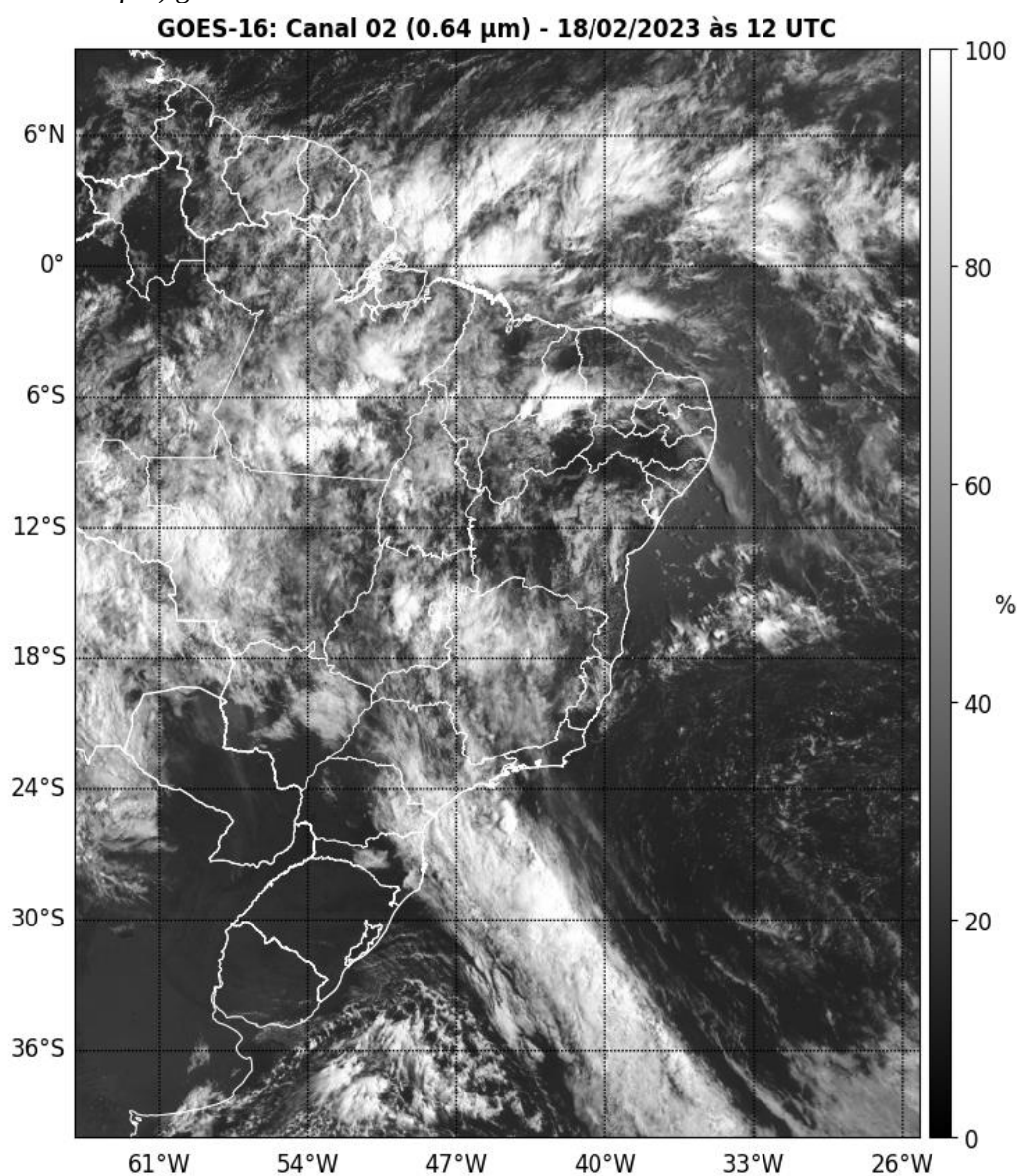
Segundo informações do Centro Nacional de Monitoramento e Alertas de Desastres Naturais (CEMADEN), houve a formação de uma baixa pressão sobre a região do oceano Atlântico Sudoeste adjacente ao litoral paulista devido a um aumento anormal da TSM, o que causou a intensificação da frente fria que se deslocava do oceano Atlântico Sudoeste em direção a região da costa sudeste do Brasil, gerando uma precipitação volumosa com chuva de natureza orográfica (METSUL, 2023). O temporal foi considerado o maior acumulado de chuva em 24 horas registrado na história do Brasil, com registro acumulado de até 682 milímetros, e causou problemas como deslizamentos de terra e alagamentos de regiões (CEMADEN, 2023).

Conforme a Figura 4.19, analisando-se as estruturas dos topos das nuvens na imagem ABI/GOES-16 (canal 02: 0,64  $\mu\text{m}$ ), foi possível notar a presença da frente fria oceânica (entre  $\sim 24\text{-}40^\circ\text{S}$  e  $51\text{-}33^\circ\text{W}$ ) com nebulosidade que se estende em partes do litoral sul e sudeste do Brasil até a região do oceano Atlântico Sudoeste. O centro de baixa pressão com o ciclone não aparece na imagem pois estava ainda em latitudes mais altas ( $>40^\circ\text{S}$ ).

Nota-se também algumas regiões com nebulosidade entre 30-40°S e 61-42°W, associada à CBM no oceano Atlântico Sudoeste, que pode ter sido intensificada devido ao aumento anormal da TSM nas águas do oceano Atlântico sudoeste.

Entre 13-21°S e 41-29°W, região do oceano Atlântico Tropical, na imagem nota-se também bandas de nuvens orientadas de nordeste a sudoeste, indicando a ocorrência de ondas de leste, trazendo ventos de leste para oeste à medida que se movem (BURPEE, 1972).

Figura 4.19 - Imagem de reflectância no topo da atmosfera do satélite GOES 16 (Canal 02: 0,64  $\mu\text{m}$ ) gerado no dia 18/02/2023 às 12:00 UTC.



Fonte: Produção da autora.

Foi possível observar que a ZCIT encontra-se delimitada entre as latitudes 3°N-1°S e longitudes 51°-25°W com um grande aglomerado de nuvens convectivas no oceano Atlântico Tropical e a margem equatorial brasileira.

Entre 3-16°S e 33-26°W, nota-se mais uma região com formação de nuvens, que dessa vez estão orientadas no sentido sudeste-noroeste devido à propagação dos alísios de sudeste que alteram os campos de pressão e temperatura, causando convecção.

A Figura 4.20 mostra a carta de pressão ao nível do mar a distribuição da pressão atmosférica elaborada pela Marinha do Brasil para o dia 18/02/2023 às 12 UTC. A carta sinótica (Figura 4.20) mostra a distribuição da pressão atmosférica indicando o posicionamento dos sistemas de alta e baixa pressão atmosférica (i.e. ZCIT, ASAS, frente fria e o ciclone extratropical) em concordância com a imagem ABI (Figura 4.19).

De acordo com a Figura 4.21 que mostra o campo de magnitude e direção do vento superficial a 10 m na escala de Beaufort a partir de dados dos escaterômetros para o dia 18/02/2023 às 12:00 UTC contendo duas passagens do SCAT, a magnitude máxima do vento estimada pelos escaterômetros foi de 21,17 m/s, enquanto que a magnitude mínima foi de 0,19 m/s com direções variadas.

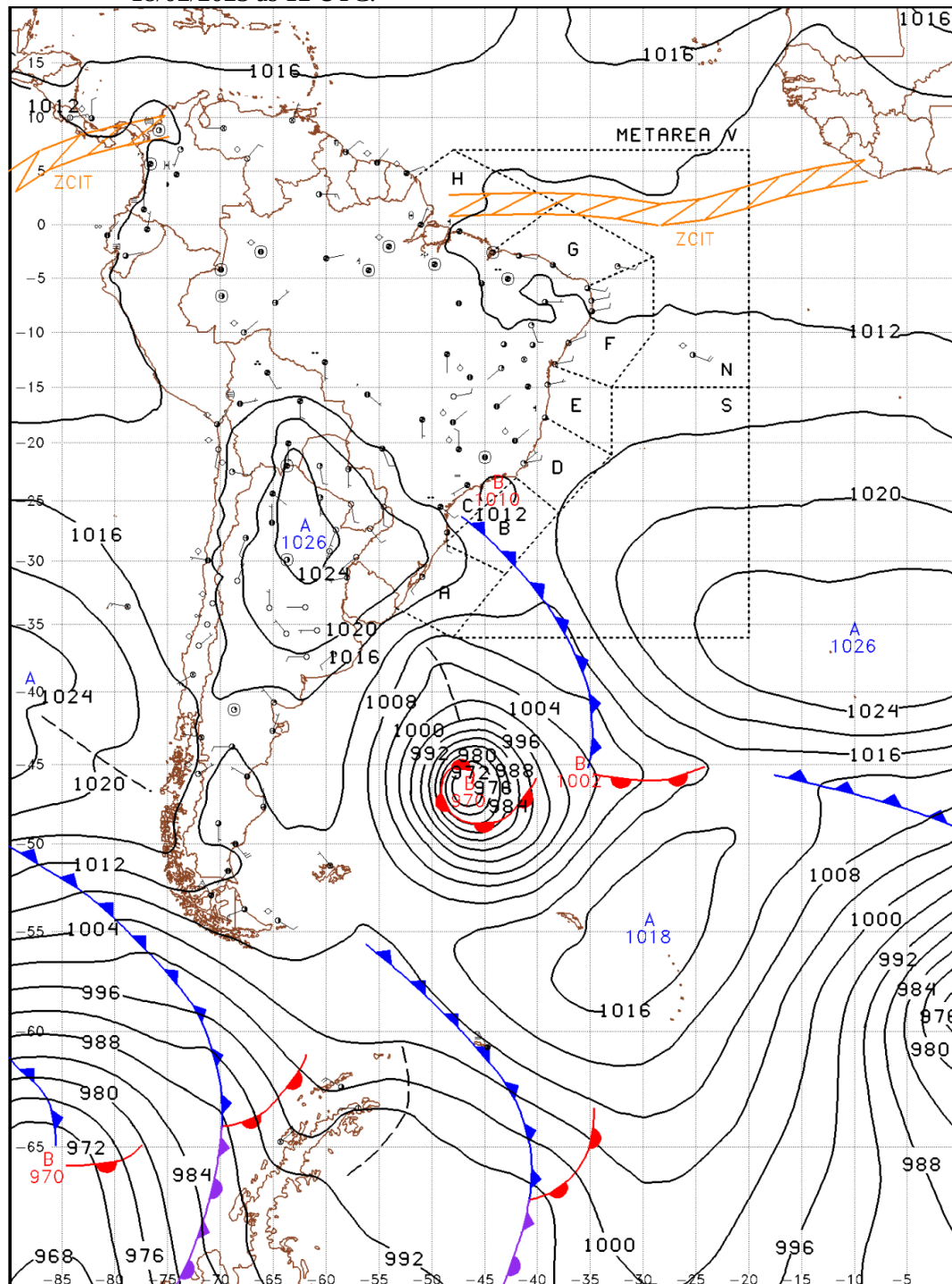
Nota-se a presença da ZCIT, entre ~ 2°N-3°S e 39-22°W, com a convergência dos alísios de nordeste e sudeste indicada pelos vetores de direção, com magnitudes > 0 até ~ 2 m/s no limite da convergência recebendo a designação de “calmaria”. Na zona de propagação dos alísios (~ 10°N-10°S a 39-20°W) observa-se velocidades de até ~ 12 m/s, que recebem designações variando entre “aragem” e “muito fresco” (~ 1,6 a 10,7 m/s).

Entre ~ 22-31°S e 48-40°W observa-se a convergência dos vetores de direção vindos de nordeste e sudoeste, devido a influência da CBM e da frente fria. As magnitudes variaram entre ~ 3 a 13 m/s recebendo as designações de “fraco” e “muito fresco” (~ 3,4 a 13,8 m/s).

Na região da CBM (entre ~ 31-40°S e 51-43°W) nota-se magnitudes de até 21,17 m/s, onde o vento recebe a designação entre “fraco” e “duro” (~ 8,0 a 24,4 m/s) e os vetores possuem direção de oeste e sudoeste, causando nuvens e convecção como visto na Figura 4.19.

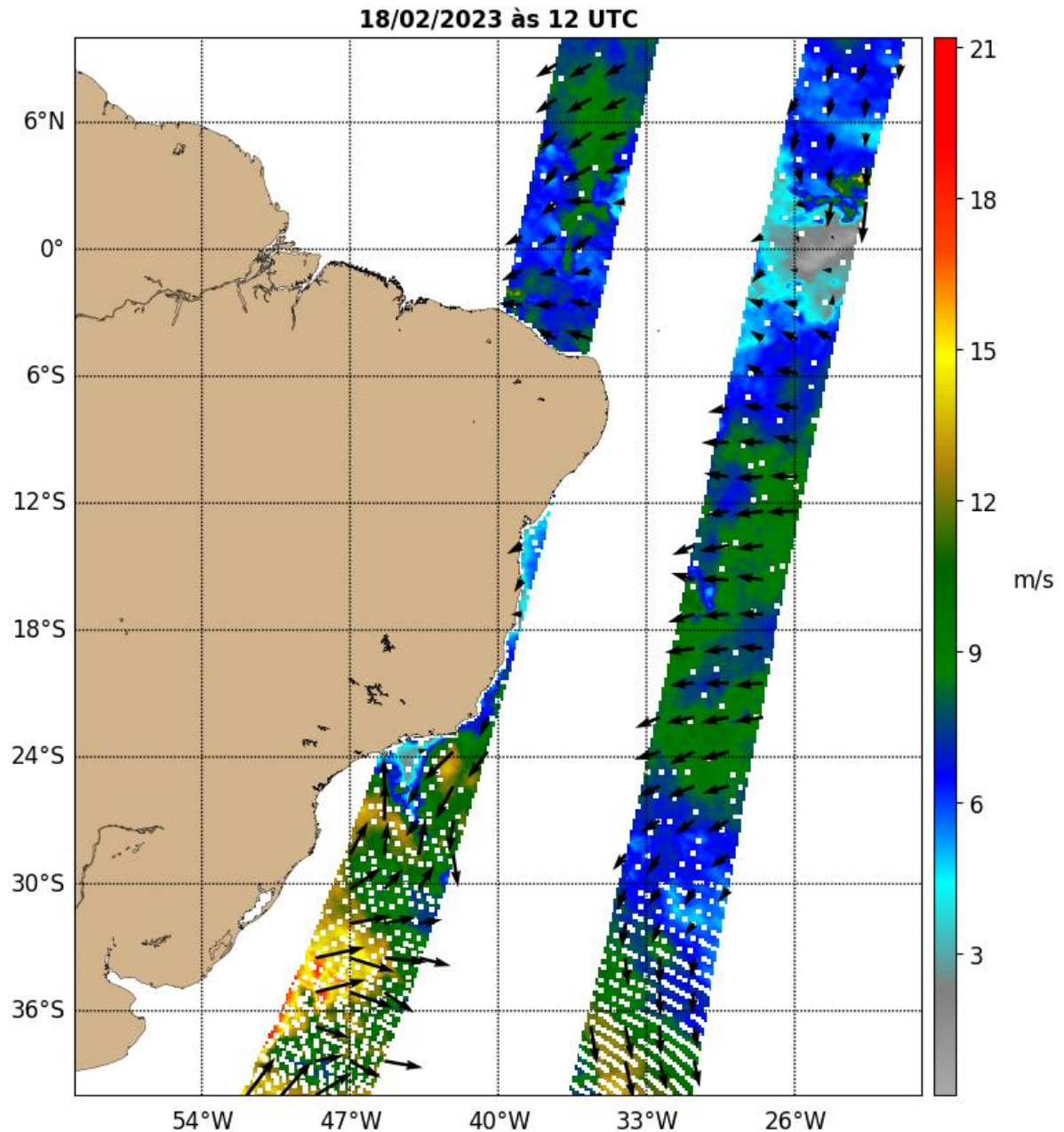
Entre  $\sim 8-21^{\circ}\text{S}$  e  $32-26^{\circ}\text{W}$ , na região do oceano Atlântico Tropical Sul, observa-se vetores de direção do vento com predominância de leste (devido à ASAS e às ondas de leste) e magnitudes de 6 a 10 m/s, recebendo a designação de “fraco” a “fresco” (3,4 a 10,7 m/s).

Figura 4.20 - Carta de pressão ao nível do mar elaborada pela Marinha do Brasil para o dia 18/02/2023 às 12 UTC.



Fonte: Adaptado do Centro de Hidrografia da Marinha (2023).

Figura 4.21 - Magnitude (cores) e direção (vetores) do vento superficial a 10 m a partir de dados dos escaterômetros para o dia 18/02/2023 às 12:00 UTC.



Fonte: Produção da autora.

Na região adjacente ( $\sim 24\text{-}40^\circ\text{S}$  e  $36\text{-}28^\circ\text{W}$ ) (Figura 4.21) ocorre uma transição dos vetores e os ventos adquirem direção predominante de nordeste ( $\sim 24\text{-}32^\circ\text{S}$  a  $34\text{-}28^\circ\text{W}$ ), norte ( $\sim 33\text{-}36^\circ\text{S}$  a  $35\text{-}30^\circ\text{W}$ ) e uma leve inclinação para noroeste ( $\sim 37\text{-}40^\circ\text{S}$  a  $36\text{-}31^\circ\text{W}$ ) devido à interação das ondas de leste com o anticiclone permanente do oceano Atlântico Sul (ASAS), causando variações significativas na direção e na velocidade do vento de superfície.

A análise dos campos de magnitude e direção na escala Belford, mostrou que os escaterômetros conseguiram capturar a ocorrência dos sistemas atmosféricos e oceânicos em relação à estimativa da intensidade e direção dos ventos esperada para as regiões com maior nebulosidade analisadas na imagem ABI (Figura 4.19), com posicionamento dos sistemas em concordância também com a carta de pressão ao nível do mar (Figura 4.20).

A Figura 4.22 mostra os mapas do campo inicial (WRFi) e corrigido (WRF\*) pela estimativa de viés instantâneo a partir do viés médio (SC) para as variáveis  $u_{10}$  (Figura 4.22, a e b) e  $v_{10}$  (Figura 4.22, c e d), para o dia 18/02/2023 às 12:00 UTC.

A componente  $u_{10}$  para o WRFi (Figura 4.22, a) obteve uma variação espacial com valores entre -11,28 m/s (maior valor na escala negativa, ou seja, de oeste para leste) e 11,76 m/s (maior valor na escala positiva, ou seja, de leste para oeste). Enquanto que para o WRF\* (Figura 4.22, b) o resultado foi uma variação de -24,63 a 22,14 m/s. Nota-se que o WRFi apresentou as escala positiva e negativa com uma amplitude menor que o WRF\*, mostrando que o modelo sem a correção subestimou a componente  $u_{10}$ .

Na maior parte da região ocidental do oceano Atlântico Tropical e Sul os ventos foram de leste para o caso da componente zonal analisada (Figura 4.22, a e b), devido aos ventos alísios, à ASAS e às ondas de leste.

No campo espacial do WRFi referente a componente  $u_{10}$  (Figura 4.22, a), é possível notar a ZCIT (entre  $\sim 6^{\circ}\text{N}$ - $2^{\circ}\text{S}$  e  $51$ - $20^{\circ}\text{W}$ ) caracterizada pelas regiões em branco com velocidades próximas de 0 m/s indicando convecção no oceano Atlântico Tropical e na margem equatorial brasileira. Entre  $\sim 5$ - $1^{\circ}\text{N}$  e  $43$ - $40^{\circ}\text{W}$ , onde os ventos são de leste, observa-se uma maior intensidade dos mesmos, possivelmente devido à proximidade com a zona de convergência (SMALL *et al.*, 2023) onde ocorrem processos relacionados às massas de ar que se encontram e se movem em direções opostas.

Na região entre  $\sim 12$ - $24^{\circ}\text{S}$  e  $40$ - $20^{\circ}\text{W}$ , a direção predominante do vento é de leste devido aos alísios de sudeste, à ASAS e às ondas de leste, que por sua vez, causaram uma região de convergência de ar entre  $\sim 12$ - $22^{\circ}\text{S}$  e  $31$ - $20^{\circ}\text{W}$ , formando a banda de nebulosidade observada na imagem ABI. Entre  $\sim 10$ - $8^{\circ}\text{N}$  e  $60$ - $50^{\circ}\text{W}$  observa-se os valores mais altos na escala positiva (ventos de leste) devido a maior intensidade do vento nas proximidades da zona de convergência.

A partir da latitude de 24°S até a latitude de 40°S disposta entre 60-20°W, ocorre transição entre ventos com predominância de leste e ventos com predominância de oeste, delimitada por uma convergência (regiões em branco). Entre ~ 24-31°S e 47-40°W observa-se a ocorrência dos maiores valores na escala positiva, devido à maior intensidade do vento na direção leste. A partir da latitude de ~ 30°S, a direção predominante do vento passa a ser de oeste, como normalmente ocorre para as latitudes médias e também associado à passagem da frente fria (pós frente), com as maiores intensidades do vento ocorrendo entre ~ 35-40°S e 60-54°W.

Analisando o campo corrigido WRF\* da componente  $u_{10}$  (Figura 4.22, b), observa-se que o WRFi subestimou os vento de leste com valores máximos na escala positiva de 11,76 m/s, enquanto que o WRF\* obteve o valor máximo de 22,14 m/s.

Em relação aos ventos de oeste nota-se que o WRFi subestimou os valores máximos da escala negativa em até -11,28 m/s, enquanto que o WRF\* apresentou valores de até -24,63 m/s que podem ser vistos principalmente na região entre ~ 34-40°S e 60-53°W.

Entre ~ 10°N-0° e 40-20°W WRF\* houve uma subestimativa da região de domínio da ZCIT que apresenta uma maior abrangência espacial no campo corrigido.

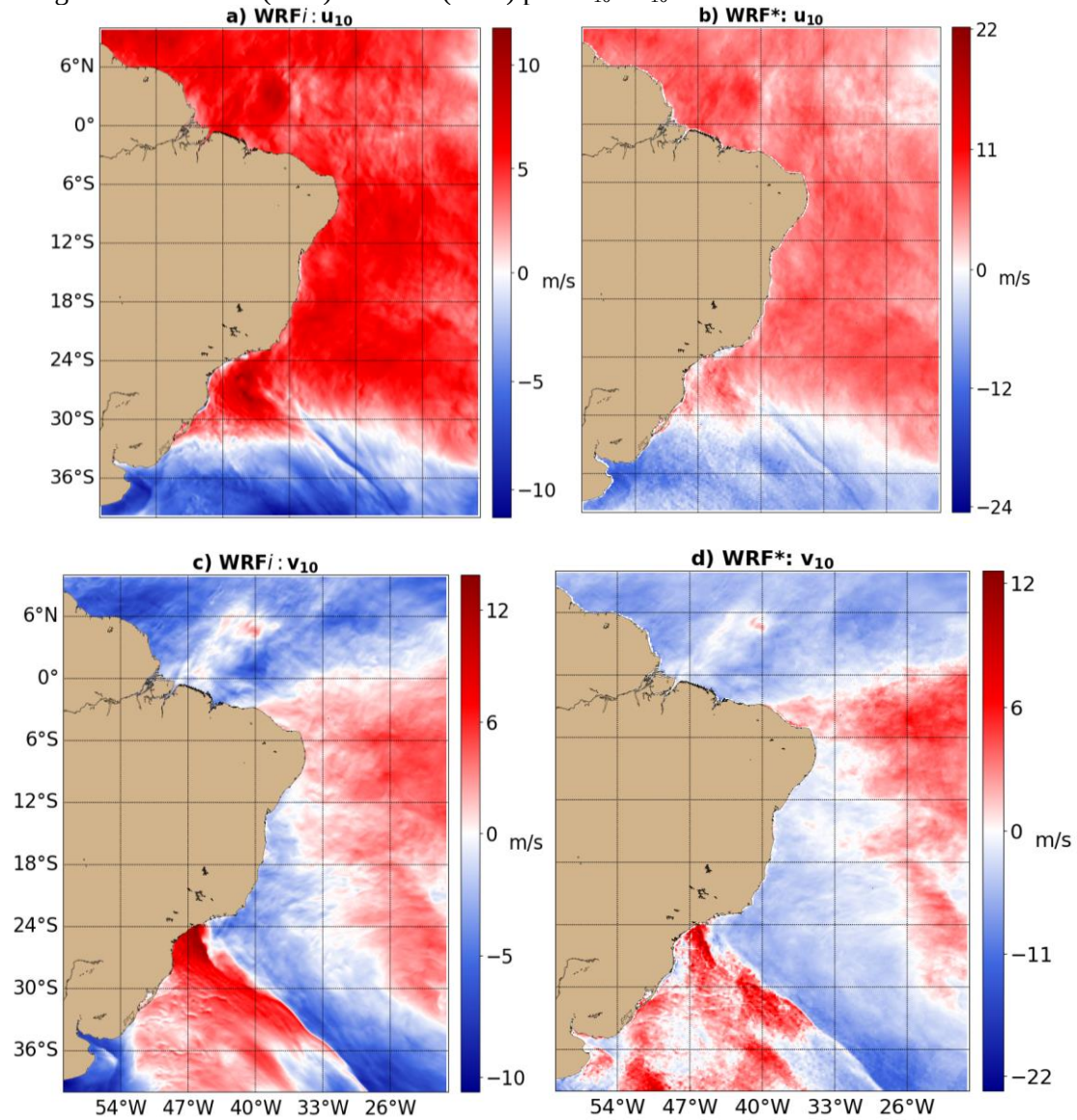
A região de transição entre a direção de leste para oeste nas latitudes médias obteve um posicionamento diferente para o modelo corrigido, encontrando-se a partir de ~ 29°S.

O WRF\* para a componente  $u_{10}$  apresentou algumas melhorias pontuais em relação ao WRFi, incluindo aumento na variabilidade em pequena escala, indicada pela menor suavização dos processos, e consequentemente a melhora na captura dos processos físicos de mesoescala como a turbulência e fluxos de vento em grande escala, que nota-se pela melhor definição dos limites da ZCIT e melhor captura na escala de variação dos ventos alísios e ventos de leste. Assim como para a região de transição dos ventos de leste para oeste que teve um posicionamento diferente para o modelo sem a correção, indicando um viés direcional do vento do WRFi nesta região. A componente  $u_{10}$  na região da CBM foi subestimada pelo WRFi.

A Figura 4.22 (c e d) mostra a distribuição espacial da componente  $v_{10}$  que variou entre -10,61 a 13,84 m/s (WRFi) e -23,33 a 12,57 m/s (WRF\*). Nota-se principalmente uma subestimativa da escala máxima negativa do campo de  $v_{10}$  do modelo que chegou a 23,33

m/s no campo corrigido (Figura 4.22, d), e também uma subestimativa do WRFi (Figura 4.22, c) em relação ao valor máximo da escala positiva do WRF\*.

Figura 4.22 - WRFi (a e c) e WRF\* (b e d) para  $u_{10}$  e  $v_{10}$  no dia 18/02/2023 às 12:00 UTC.



Fonte: Produção da autora.

Entre  $\sim 10^{\circ}\text{N}$ - $2^{\circ}\text{S}$  e  $60$ - $20^{\circ}\text{W}$  nota-se a predominância de ventos de norte devido a propagação dos alísios de nordeste em direção ao equador, exceto na coordenada  $5^{\circ}\text{N}$ ;  $40^{\circ}\text{W}$  onde ocorrem ventos de sul em razão de falhas nos fluxos direcionais do modelo.

Na área entre  $\sim 2^{\circ}\text{N}$ - $34^{\circ}\text{S}$  e  $40$ - $20^{\circ}\text{W}$  observa-se uma predominância de ventos de sul devido aos alísios de sudeste e à ASAS. Outra região do campo da componente meridional com predominância de ventos de sul é entre  $\sim 24$ - $40^{\circ}\text{S}$  e  $53$ - $27^{\circ}\text{W}$ , que ocorrem devido a frente fria e a CBM.

Entre  $\sim 12$ - $40^{\circ}\text{S}$  e  $45$ - $20^{\circ}\text{W}$  também ocorrem ventos com predominância de norte que pode estar associada, em maior escala, à célula de Ferrel, onde os ventos convergentes causam ascensão do ar afetando a direção do vento meridional (HUANG; MCELROY, 2014). Entre  $\sim 35$ - $40^{\circ}\text{S}$  e  $60$ - $52^{\circ}\text{W}$  ocorrem ventos de norte devido a CBM.

Nota-se que as regiões mais subestimadas pelo WRFi foram a área da CBM e da frente fria sobre o litoral norte, bem como a região da ASAS e de propagação de ondas de leste. Na região da CBM o WRFi foi incapaz de prever com precisão os campos de vento meridional no caso analisado devido à complexidade do viés.

Essas diferenças entre o modelo sem a correção e o modelo corrigido indicam que houve um aumento na variabilidade em pequena escala, uma vez que, no WRF\* foi possível notar processos ausentes para o WRFi.

Em relação à imagem GOES 16 de referência (Figura 4.19) e a carta de pressão ao nível do mar (Figura 4.20) nota-se que o modelo obteve um posicionamento similar dos sistemas analisados, com algumas falhas principalmente para a componente  $v_{10}$  onde modelo sub-representou e apresentou maior viés na intensidade e direção do vento em maior escala.

A Figura 4.23 mostra o viés médio (SC) para  $u_{10}$  e  $v_{10}$ , com as diferenças médias colocadas entre o modelo e os escaterômetros para (a)  $u_{10}$  e (b)  $v_{10}$ , ao longo de uma janela temporal de 3 dias centrada em torno de 12:00 UTC. Foi utilizada uma escala máxima de 2 m/s para ressaltar as diferenças.

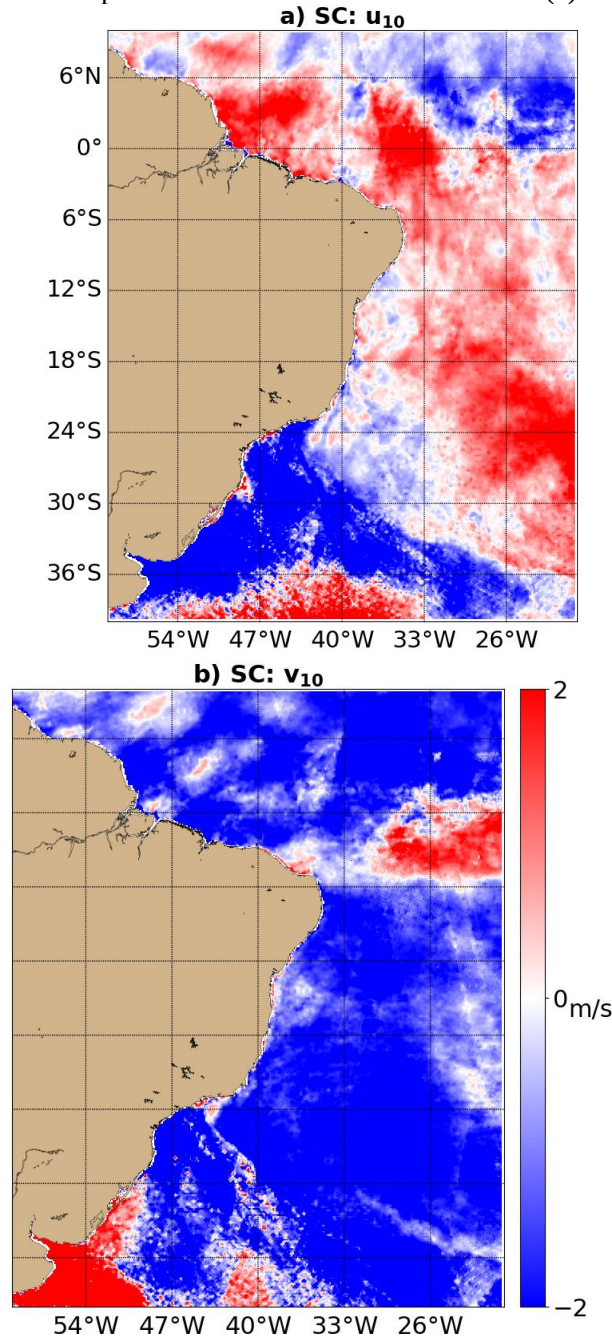
Para o estudo de caso 2 o SC obteve os valores máximos de 18,65 e 17,34 m/s, e mínimos de -21,84 e -22,33 m/s, para as componentes  $u_{10}$  e  $v_{10}$ , respectivamente.

Para a componente  $u_{10}$  (Figura 4.23, a), tanto nos trópicos quanto em latitudes médias, a maior parte dos erros foram positivos indicando uma subestimativa ou mudança na direção dos ventos na direção leste. Os erros negativos ocorreram nas latitudes

subtropicais e na porção nordeste do oceano Atlântico Tropical, indicando uma superestimativa ou mudança na direção dos ventos na direção oeste.

Os erros positivos relacionados à região tropical refletem uma sub-representatividade de processos turbulentos na ZCIT, na ASAS e nas ondas de leste. Para a região subtropical, a sub-representação ocorre mediante aos processos relacionados à CBM e a frente fria.

Figura 4.23 - SC para o dia 18/02/2023 às 12:00 UTC: (a)  $u_{10}$  e (b)  $v_{10}$ .



Fonte: Produção da autora.

Já para a componente  $v_{10}$  (Figura 4.23, b) a maior parte dos erros foram negativos indicando uma superestimativa ou mudança na direção dos ventos na direção norte, exceto para região equatorial sul e região da CBM, com alguns erros positivos pontuais nos trópicos devido aos alísios de sudeste e nos subtrópicos na região da frente fria, que indicam uma subestimativa ou mudança na direção dos ventos na direção sul.

Os erros na região tropical indicam falhas nos fluxos em direção ao equador em razão da sub-representação dos processos turbulentos relacionados a ZCIT, à ASAS e também devido às ondas de leste. Enquanto que nas latitudes subtropicais o modelo apresentou falhas na representação dos processos de mesoescala relacionados a CBM e a frente fria.

Isso reflete o maior detalhe espacial e precisão do vento na superfície do mar obtido pelos escaterômetros em capturar a convecção e outros processos já mencionados em meso e micro escala, bem como a troca de momentum oceano-atmosfera.

## 5. CONCLUSÕES

O presente estudo propõe um método de análise e correção do viés do vento na superfície do mar estimado por um modelo de PTC, o WRF, a partir de escaterômetros, permitindo realizar uma análise de viés do modelo na região ocidental do oceano Atlântico Tropical e Sul.

Ao avaliar-se a base de dados de escaterômetros (SCAT) foi possível concluir que as estimativas dos sensores se encontram próximas das medições *in situ* das bóias PIRATA, indicando boa calibração e qualidade dos dados. O modelo corrigido (WRF\*) obteve melhores resultados nas comparações estatísticas em relação ao modelo sem a correção (WRFi). A estatística mostrou que há uma correlação significativa, baixo erro e baixa diferença entre os valores simulados e os valores medidos pelas bóias, indicando que o produto SCAT teve impacto significativo na correção das componentes zonal e meridional do vento a 10 m do WRF.

Portanto, os campos corrigidos se mostram úteis para compor as condições iniciais e de contorno em experimentos numéricos para a geração e propagação de ondas, a circulação oceânica, a dispersão de organismos, a dispersão óleo e outros poluentes no oceano, e também para os estudos de interação oceano-atmosfera e climatologia. Além disso, o uso do SCAT através da metodologia de correção utilizada na presente pesquisa poderá ser aplicada para qualquer modelo numérico da atmosfera, resultando em uma melhor qualidade para os dados.

Em relação à análise de viés, foram analisadas as diferenças entre o modelo inicial (WRFi) e o modelo corrigido (WRF\*) a partir da identificação das regiões e processos atmosféricos com maiores incertezas a partir de campos espaciais plotados para a região ocidental do oceano Atlântico Tropical e Sul. As melhorias foram vistas nas regiões de alta variabilidade de processos relacionados ao vento (i.e. ZCIT e CBM) onde os modelos não capturam bem a interação complexa entre a atmosfera e o oceano, o que gera vieses na representação da intensidade e direção das componentes zonal e meridional do vento superficial. Houve uma redução significativa dos erros do modelo, o que mostra que os escaterômetros conseguem eficientemente mensurar o vento na superfície do mar, que está mais associado aos processos de interação.

O WRFi apresentou os maiores vieses para a componente  $v_{10}$ , principalmente na região da CBM e da frente fria, onde foi observado que o modelo subrepresentou o vento nessa região, indicando um maior viés do WRFi em representar os fluxos meridionais.

O produto WRF\* apresentou variância adicional em pequena escala quando comparado com o WRFi, indicando que o WRF\* é capaz de resolver escalas menores que o WRFi. Esses resultados indicam que o WRF\* pode auxiliar na melhora da representação de processos físicos nos modelos e a sua parametrização em grande escala em experimentos numéricos.

O SC mostrou as regiões onde o modelo obteve mais falhas em capturar turbulência relacionada aos processos de mesoescala, principalmente para a componente zonal, que apresentou mais erros. Os erros positivos (negativos) revelaram uma subestimativa (superestimativa) dos ventos de leste (oeste) no caso da componente  $u_{10}$ , e uma subestimativa (superestimativa) dos ventos de sul (norte) no caso da componente  $v_{10}$ .

Ambos os erros estão relacionados à resolução incorreta da variabilidade do vento em menores escalas no WRFi, que está associada a problemas com os fluxos de ar devido a turbulência de mesoescala e convecção úmida que ocorrem mediante a atuação dos sistemas analisados. Esses erros também estão relacionados a problemas nos fluxos meridionais de calor na camada limite atmosférica marinha que, por sua vez, variam em função das correntes superficiais do oceano, causando erros nas estimativas de intensidade e direção das componentes  $u_{10}$  e  $v_{10}$  do WRFi.

Recomenda-se melhorar as parametrizações do modelo para corrigir erros relacionados a variabilidade do vento em mesoescala, que pode contribuir com os erros nos fluxos meridionais, associados a subestimativa da dinâmica dos ventos na camada limite atmosférica marinha e em maior escala ao enfraquecimento das células de circulação atmosféricas com possíveis implicações para o movimento vertical atmosférico.

### **5.1 Sugestões para trabalhos futuros**

Para trabalhos futuros, sugere-se o uso deste produto de correção como forçante atmosférica para a modelagem oceânica devido à alta qualidade e resolução espaço-temporal dos dados.

Como sugestão, recomenda-se realizar experimentos numéricos com o acoplamento do modelo corrigido (WRF\*) com um modelo de geração e propagação de ondas como o *Simulating Waves Nearshore* (SWAN). O acoplamento do produto WRF\* deverá melhorar a integração dos processos físicos na interação oceano-atmosfera, e portanto aumentar a precisão das previsões do modelo sobre os parâmetros de ondas oceânicas como altura significativa, período de pico e direção de onda média.

Recomenda-se ampliar a área de estudo para incluir todo o oceano Atlântico Tropical e Sul, para avaliar o viés para o setor leste do oceano e região costeira do continente Africano, bem como as regiões de latitudes mais altas.

Em trabalhos futuros, dependendo do modelo de PTC utilizado, deve-se também aplicar uma correção para efeitos de estabilidade atmosférica e densidade de massa de ar nas saídas iniciais do modelo que podem corresponder a ventos neutros, a fim de torná-los ventos equivalentes a tensão (*stress equivalence*) que são mais compatíveis com as medições do escatrômetros e avaliar o impacto do uso de diferentes janelas temporais em resolver a descontinuidade nos campos dos sensores a fim de melhorar a correção do modelo.

Uma outra correção que pode ser realizada nas saídas do modelo atmosférico para avaliar o impacto nos fluxos de ar não resolvidos devido a convecção de mesoescala e às implicações da variação meridional de temperatura no oceano, é o uso de dados de correntes, incluindo correntes geostróficas de superfície e correntes Ekman.

Outra sugestão é implementar técnicas mais avançadas como *machine learning* para operacionalizar o SC na previsão de tempo e clima do CPTEC/INPE, através do processo de assimilação, onde as saídas corrigidas são integradas como condição inicial, juntamente com as observações disponíveis, nas previsões subsequentes a fim de melhorar as previsões do modelo.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ADLER, R. F. et al. The version-2 Global Precipitation Climatology Project (GPCP) monthly precipitation analysis (1979-present). **Journal of Hydrometeorology**, v. 4, p. 1147-1167, 2003.

AGUIAR, A. L. et al. Forcing mechanisms of the circulation on the Brazilian Equatorial Shelf. **Continental Shelf Research**, v. 247, e104811, 2022.

AHRENS, C. **Essentials of meteorology: an invitation to the atmosphere**. 7. ed. Stamford: Cengage Learning, 2015.

ALGORITHM THEORETICAL BASIS DOCUMENT (ATBD). **OSI SAF wind products**. [S.l.]: NMI, 2018.

ALGORITHM THEORETICAL BASIS DOCUMENT (ATBD). **Scatterometer wind products**. [S.l.]: NMI, 2022.

AMANI, M. *et al.* Ocean remote sensing techniques and applications: a review (part I). **Water**, v. 14, n. 21, e 3400, 2022.

ANDERSON, C. et al. Analysis of ASCAT ocean backscatter measurement noise. **IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing**, v. 50, n. 7, p. 2449-2457, 2012.

ANDREAS, E. **Thermal and size evolution of sea spray droplets**. [S.l.: s.n.], 1989.

ASCAT. **European Space Agency (ESA)**. Disponível em: [https://www.esa.int/Applications/Observing\\_the\\_Earth/Meteorological\\_missions/MetOp/Scanning\\_principle](https://www.esa.int/Applications/Observing_the_Earth/Meteorological_missions/MetOp/Scanning_principle). Acesso em: 22 jun. 2024.

ASCAT. **European Organisation for the Exploitation of Meteorological Satellites (EUMETSAT)**. Darmstadt: EUM, 2022.

ASCAT. **OSI SAF/Royal Netherlands Meteorological Institute**. [S.l.]: NMI, 2018.

- BOURASSA, M. A. et al. Remotely sensed winds and wind stresses for marine forecasting and ocean modeling. **Frontiers in Marine Science**, v. 6, 2019.
- BOURLÈS, B. et al. The pirata program. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 89, n. 8, p. 1111-1126, 2008.
- BRASIL. MINISTÉRIO DO MEIO AMBIENTE. **Eólica Offshore é a aposta do Brasil para consolidar a transição energética**. Disponível em: <https://www.gov.br/mma/pt-br/assuntos/noticias/eolica-offshore-e-a-aposta-do-brasil-para-consolidar-a-transicao-energetica>. Acesso em: 6 abr. 2023.
- BRASILIENSE, C. S. et al. Synoptic analysis of an intense rainfall event in Paraíba do Sul river basin in southeast Brazil. **Meteorological Applications**, v. 25, p. 66-77, 2017.
- BROWN, A. R. et al. Wind turning across the marine atmospheric boundary layer. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 131, n. 607, p. 1233-1250, 2005.
- BROWN, R. On satellite scatterometer model functions. **Journal of Geophysical Research**, v. 105, p. 29195-29205, 2000.
- BURPEE, R. W. The origin and structure of easterly waves in the lower troposphere of North Africa. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 29, n. 1, p. 77-90, 1972.
- BUSINGER, J. A. Turbulence transfer in the atmospheric surface layer. In: WORKSHOP ON MICROMETEOROLOGY, 1973. **Proceedings...** AMS, 1973. p. 67-100.
- CAMPBELL, J. B. **Introduction to remote sensing**. 2. ed. [S.l.]: Taylor and Francis, 1996.
- CASARIN, D. P.; KOUSKY, V. E. Precipitation anomalies in the southern part of Brazil and variations of the atmospheric circulation. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.1, p. 83-90, 1986.

CARVALHO, L. M. V.; JONES, C.; LIEBMANN, B. Extreme precipitation events in southeastern South America and large-scale convective patterns in the South Atlantic convergence zone. **Journal of Climate**, v. 15, p. 2377-2382, 2002.

CARVALHO, L. M. V.; JONES, C.; LIEBMANN, B. The South Atlantic convergence zone: intensity, form, persistence, and relationships with intraseasonal and interannual activity and extreme rainfall. **Journal of Climate**, v.17, p. 88-108, 2004.

CARVALHO, M. A. V.; OYAMA, M. D. Variabilidade da largura e intensidade da Zona de Convergência Intertropical Atlântica: aspectos observacionais. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 28, n. 3, p. 305-316, 2013.

CAVALCANTI, I. F. A. et al. **Tempo e clima no Brasil**. São Paulo: Oficina de Textos, 2009.

CAVALCANTI, I. F. A.; KOUSKY, V. E. Frentes frias sobre o Brasil. In: CAVALCANTI, I. F. A. et al. (Ed.). **Tempo e clima no Brasil**. São Paulo: Oficina de Textos, 2009.

CENTRO NACIONAL DE MONITORAMENTO E ALERTAS DE DESASTRES NATURAIS (CEMADEN). **CEMADEN**. 2023. Disponível em: <https://www.gov.br/cemaden/pt-br>.

CHARNOCK, H. Wind stress on a water surface. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 81, n. 350, p. 639-640, 1955.

CHAVES, R. R.; NOBRE, P. Interactions between sea surface temperature over the South Atlantic Ocean and the South Atlantic Convergence Zone. **Geophysical Research Letters**, v. 31, p. L03204, 2004.

CHENG, Y., W. BRUTSAERT, W. Flux-profile relationships for wind speed and temperature in the stable atmospheric boundary layer. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 114, v.3, p. 519-538, 2005.

CHELTON, D. B. et al. Observations of coupling between surface wind stress and sea surface temperature in the Eastern Tropical Pacific, **Journal of Climate**, v. 14, p. 1479–1498, 2001.

CHELTON, D. B. et al. Satellite measurements reveal persistent small-scale features in ocean winds. **Science**, v. 303, n. 5660, p. 978-983, 2004.

CHELTON, D. B.; FREILICH, M. H. Scatterometer-based assessment of 10-m wind analyses from the operational ECMWF and NCEP numerical weather prediction models. **American Meteorological Society**, v. 133, n. 2, p. 409-429, 2005.

CHIANG, J. C. H.; SOBEL, A. H. Tropical tropospheric temperature variations caused by ENSO and their influence on the remote tropical climate, **Journal of Climate**, v. 15, p. 2616–2631, 2002.

CIRILO, J. A. et al. Caracterização do semiárido brasileiro. In: CIRILO, J. A. et al. (Org.). **O uso sustentável dos recursos hídricos em regiões semi-áridas**. Porto Alegre: ABRH, 2007. p. 33-63.

DATA DISPLAY AND DELIVERY. **Global tropical moored buoy array**. Disponível em: <https://www.pmel.noaa.gov/tao/drupal/disdel>. Acesso em: 6 abr. 2023.

DIAS, P. S.; MARENGO J. A. Águas atmosféricas. In: UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO. (Org.). **Águas doces no Brasil-capital ecológico, usos múltiplos, exploração racional e conservação**. São Paulo: USP, 2002. p. 65-116.

DONELAN, M. A.; PIERSON, W. J. Radar scattering and equilibrium ranges in wind-generated waves with application to scatterometry. **Journal of Geophysical Research**, v. 92, p. 4971-5029, 1987.

ELETROBRAS. **Atlas do potencial eólico brasileiro - simulações 2013**. 2017. 52 p. Disponível em: <http://bases.bireme.br/cgi-bin/wxislind.exe/iah/online/?IsisScript=iah/iah.xis{%&}src=google{%&}base=REPIDISCA{%&}lang=p{%&}nextAction=lnk{%&}exprSearch=27089{%&}indexSearch=ID{%&}5Cnfil es/658/online.html>. Acesso em: 3 maio 2023.

FAIRALL, C. W. et al. Bulk parameterization of air-sea fluxes for tropical ocean global atmosphere coupled-ocean atmosphere response experiment. **Journal of Geophysical Research**, v.101, n. C2, p. 3747-3764, 1996.

FERNANDEZ, J. P. R. et al. Simulation of the summer circulation over South America by two regional climate models. part i: mean climatology. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 86, n. 1-4, p. 247–260, 2006.

FERNANDEZ, J. P. R. et al. **Relatório de avaliação do modelo CPT-WRF v1.2**. [S.l.: s.n.], 2021.

FERREIRA, N. J.; SANCHES, M; SILVA, M. A. F. D. Composição da Zona de Convergência do Atlântico Sul em períodos de El Niño e La Niña. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 19, n. 1, p. 89-98, 2004.

FIGUEIREDO FILHO, D. B; SILVA JÚNIOR, J. A. Desvendando os mistérios do coeficiente de correlação de Pearson (r). **Revista Política Hoje**, v. 18, n. 1, p. 115-146, 2009.

FIGUEROA, S. N. et al. The Brazilian Global Atmospheric Model (BAM): performance for tropical rainfall forecasting and sensitivity to convective scheme and horizontal resolution. **American Meteorological Society**, v. 31, n. 5, p. 1547–1572, 2016.

FREILICH, M. H. **SeaWinds algorithm theoretical basis document**. Washington: NASA, 1996.

GAN, M. A.; RODRIGUES, L. R., RAO, V. B. Monção na América do Sul. In: CAVALCANTI, I. F. A. et al. (Ed.). **Tempo e Clima no Brasil**. São Paulo: Oficina de Textos, 2009. p.297-316.

GAN, M. A. et al. Ciclones e ciclogênese. In: FERREIRA, N. J.; CAVALCANTI, I. F. A. (Ed.). **Sistemas meteorológicos atuantes no Brasil**. São Paulo: Oficina de Textos, 2022.

GOMES, H. B. et al. Easterly wave disturbances over northeast Brazil: an observational analysis. **Advances in Meteorology**, v. 2015, p. 1–20, 2015.

GOMES, H. B. et al. Climatology of easterly wave disturbances over the tropical South Atlantic. **Climate Dynamics**, v. 53, n. 3-4, p. 1393–1411, 2019.

GRAMCIANINOV, C. B. **Variabilidade da corrente do Brasil na região da Confluência Brasil-Malvinas através de simulações numéricas**. Dissertação (Mestrado em Ciências do Programa de Oceanografia) - Universidade de São Paulo, São Paulo, 2012.

GRAMCIANINOV, C. B. et al. Extreme waves generated by cyclonic winds in the western portion of the South Atlantic Ocean. **Ocean Engineering**, v. 213, e107745, 2020.

GRIMM, A. M. Interannual climate variability in South America: impacts on seasonal precipitation, extreme events and possible effects of climate change. **Stochastic Environmental Research and Risk Assessment**, v. 25, n. 4, p. 537-554, 2011.

HASTENRATH, S.; LAMB, P. J. **Climatic atlas of the tropical Atlantic and eastern Pacific Oceans**. [S.l.]: University of Wisconsin Press, 1977.

HERSBACH, H. Comparison of C-band scatterometer CMOD5.N equivalent neutral winds with ECMWF. **Journal of Atmospheric Ocean Technology**, v. 27, n. 4, p. 721-736, 2010.

HOLTON, J. R.; HAKIM, G. J. **An introduction to dynamic meteorology**. Amsterdam: Elsevier, 2013.

HUANG, J.; MCELROY, M. B. Contributions of the Hadley and Ferrel circulations to the energetics of the atmosphere over the past 32 years. **Journal of Climate**, v. 27, n. 7, p. 2656-2666, 2014.

INSTITUTO NACIONAL DE METEOROLOGIA (INMET). **Estado do clima no Brasil em 2022**. Brasília: INMET, 2023. 19 p.

- JIMÉNEZ, P. A. et al. A revised scheme for the WRF surface layer formulation. **Monthly Weather Review**, v. 140, n. 3, p. 898-918, 2012.
- JONES, L. W.; ZEC, J. Evaluation of rain effects on NSCAT wind retrievals. In: OCEANS CONFERENCE, 1996. **Proceedings...** 1996. p. 1171-1176.
- JONES, N. How machine learning could help to improve climate forecasts. **Nature**, v. 548, n. 7668, p. 379–379, 2017.
- JORGETTI, T.; SILVA, P. L. D.; FREITAS, E. D. The relationship between South Atlantic SST and SACZ intensity and positioning. **Climate Dynamics**, v. 42, p. 3077-3086, 2014.
- KELLY, K. A. et al. Ocean currents evident in satellite wind data. **Geophysical Research Letters**, v. 28, n. 12, p. 2469-2472, 2001.
- KING, G. P. et al. **Correlating extremes in wind and stress divergence with extremes in rain over the Tropical Atlantic**. [S.l.]: Ocean and Sea Ice SAF, 2017.
- KLOE, J. et al. Improved use of scatterometer measurements by using stress-equivalent reference winds. **IEEE Journal of Selected Topics Applied Earth Observatory Remote Sensing**, v. 10, n. 5, p. 2340-2347, 2017.
- KODAMA, Y. Large-scale common features of subtropical precipitation zones (the Baiu Frontal Zone, the SPCZ, and the SACZ). part i: characteristics of subtropical frontal zones. **Journal of the Meteorological Society of Japan**, v. 70, n. 4, p. 813-841, 1992.
- KODAMA, Y. Large-scale common features of sub-tropical convergence zones (The Baiu Frontal Zone, The SPCZ, and the SACZ). part II: conditions of the circulation for generating the STCZs. **Journal of the Meteorological Society of Japan**, v. 71, n. 5, p. 581-610, 1993.
- KODAMA, Y. M.; SUZUKI, T.; TAKEUCHI, Y. Cloud clusters over the South Pacific, the South America and South Atlantic. **Journal of the Meteorological Society of Japan**, p. 329, 1997.

- LI, Z. et al. A generalized simulation capability for rotating-beam scatterometers. **Atmospheric Measurement Techniques**, v. 12, n. 7, p. 3573-3594, 2019.
- LIN, W. et al. ASCAT Wind quality control near rain. **IEEE Transactions on Geoscience Remote Sensing**, v. 53, n. 8, p. 4165-4177, 2015a.
- LIN, W. et al. ASCAT wind quality under high subcell wind variability conditions. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 120, p. 1-16, 2015b.
- LIN, W. et al. On the improvement of the HY-2A scatterometer wind quality control. In: INTERNATIONAL GEOSCIENCE REMOTE SENSING SYMPOSIUM, 2016. **Proceedings...** IEEE, 2016. p. 407-410.
- LIN, W.; PORTABELLA, M. Toward an improved wind quality control for RapidScat. **IEEE Transactions on Geoscience Remote Sensing**, v. 55, n. 7, p. 3922-3930, 2017.
- LINDSLEY, R. D.; BLODGETT, J. R.; LONG, D. G. Analysis and Validation of High-Resolution Wind From ASCAT. **IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing**, v. 54, n. 10, p. 5699-5711, 2017.
- LONG, D.G. Polar applications of spaceborne scatterometers. **IEEE Journal of Selected Topics Applied Earth Observation Remote Sensing**, v. 10, p. 2307-2320, 2016.
- LORENZZETTI, J.A. **Princípios físicos de sensoriamento remoto**. São Paulo: Blucher, 2015.
- MARTIN, S. **An introduction to ocean remote sensing**. [S.l.]: Cambridge University Press, 2014.
- MCCREARY JUNIOR, J. P.; YU, Z. Equatorial dynamics in the Atlantic Ocean. **Progress in Oceanography**, v. 28, n. 3/4, p. 211-244, 1992.
- MELO, A. B. C. et al. Zona de Convergência Intertropical do Atlântico. In: CAVALCANTI, I. F. A. et al (Ed.). **Tempo e clima no Brasil**. São Paulo: Oficina de Textos, 2009.

MEISSNER, T.; WENTZ, F. J. The complex dielectric constant of pure and sea water from microwave satellite observations. **IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing**, v. 42, n. 9, p. 1836-1849, 2004.

METSUL. **Meteorologia**. Disponível em: <https://metsul.com/>. Acesso em: 6 abr. 2023.

NOVO, E. M. L. M. **Sensoriamento remoto: princípios e aplicações**. São Paulo: Edgard Blücher, 1989.

OSI SAF. **Observing oceans from space**. Disponível em: <https://osi-saf.eumetsat.int/>. Acesso em: 6 abr. 2023.

OSI SAF. **Product user manual (pum) for the hy-2 winds**. [S.l.]: NMI, 2022.

O'NEILL, L. W.; CHELTON, D. B.; ESBENSEN, S. K. Observations of SST-induced perturbations of the wind stress field over the Southern Ocean on seasonal timescales. **Journal of Climate**, v. 16, p. 2340– 2354, 2003.

PAIVA, V. G. **Estimativa do potencial de geração de energia eólica offshore na margem continental brasileira**. Dissertação (Mestrado em Sensoriamento Remoto) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2019.

PAIVA, V.; KAMPEL, M.; CAMAYO, R. Comparison of multiple surface ocean wind products with buoy data over blue Amazon (Brazilian Continental Margin). **Advances in Meteorology**, v. 2021, p. 1-19, 2021.

PEZZI, L. P. et al. Multiyear measurements of the oceanic and atmospheric boundary layers at the Brazil-Malvinas confluence region. **Journal of Geophysical Research**, 2009.

PEZZI, L. P; SOUZA, R. B. Variabilidade de meso-escala e interação oceano-atmosfera no Atlântico Sudoeste. In: CAVALCANTI, I. F. A. et al. (Ed.). **Tempo e clima no Brasil**. São Paulo: Oficina de Textos, 2009.

PEZZI, L. P. et al. The effect of Oceanic South Atlantic Convergence Zone episodes on regional SST anomalies: the roles of heat fluxes and upper-ocean dynamics. **Climate Dynamics**, v. 59, p. 2041-2065, 2022.

PHILLIPS, O. M. Radar returns from the sea surface bragg scattering and breaking waves. **Journal of Physical Oceanography**, v. 18, n. 8, p. 1065-1074, 1988.

PONTES DA SILVA, B. F. **Contribuição dos distúrbios ondulatórios de leste para a chuva no leste do nordeste do Brasil: evolução sinótica média e simulações numéricas**. Dissertação (Mestrado em Ciências Atmosféricas) - Universidade de São Paulo, São Paulo, 2011.

PORTABELLA, M.; STOFFELEN, A. Rain detection and quality control of SeaWinds. **Journal of Atmospheric Ocean Technology**, v. 18, n. 7, p. 1171-1183, 2001.

PORTABELLA, M.; STOFFELEN, A. A probabilistic approach for SeaWinds data assimilation. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 130, n. 596, p. 127-152, 2004.

PORTABELLA, M.; STOFFELEN, A. Scatterometer backscatter uncertainty due to wind variability. **IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing**, v. 44, n. 11, p. 3356-3362, 2006.

PORTABELLA, M.; STOFFELEN, A. On scatterometer ocean stress. **Journal of Atmospheric Ocean Technology**, v. 26, n. 2, p. 368-382, 2009.

PORTABELLA, M. et al. Rain effects on ASCAT-retrieved winds: toward an improved quality control. **IEEE Transactions on Geoscience Remote Sensing**, v. 50, n. 7, p. 2495-2506, 2012.

PORTABELLA, M. et al. A new method for improving scatterometer wind quality control. **IEEE Geoscience Remote Sensing Letters**, v. 9, n. 4, p. 579-583, 2012.

PRYOR, S.; BARTHELMIE, R. Comparison of potential power production at on-and offshore sites. **Wind Energy**, v. 4, n. 4, p. 173-181, 2001.

QUADRO, M. F. L. **Estudo de episódios de Zonas de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) sobre a América do Sul**. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 1993.

QUADRO, M. F. L. et al. Análise climatológica da precipitação e do transporte de umidade na região da ZCAS através da nova geração de reanálises. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 27, p. 152-162, 2012.

REBOITA, M. S. et al. South Atlantic Ocean Cyclogenesis Climatology Simulated by Regional Climate Model (RegCM3). **Climate Dynamics**, 2009.

REBOITA, M. S. et al. Entendendo o tempo e o clima na América do Sul. **Terra e Didática**, v. 8, n. 1, p. 34-50, 2012.

RICHTER, I. Climate model biases in the eastern tropical oceans: causes, impacts and ways forward. **Wiley Inter-disciplinary Reviews: Climate Change**, v. 6, p. 345-358, 2015.

RIVAS, M. B.; STOFFELEN, A. Characterizing ERA-Interim and ERA5 surface wind biases using ASCAT. **Ocean Science**, v. 15, n. 3, p. 831-852, 2019.

ROBINSON, I. S. et al. **Satellite oceanography: an introduction for oceanographers and remote sensing scientists**. West Sussex: Ellis Horwood, 1985.

ROBINSON, I. S. et al. **Measuring the oceans from space: the principles and methods of satellite oceanography**. Heidelberg: Springer, 2004.

RODRIGUES, R. R.; WOOLLINGS, T. Impact of atmospheric blocking on South America in Austral Summer. **Journal of Climate**, v. 30, n. 5, p. 1821-1837, 2017.

RODRIGUES, R. R. et al. Common cause for severe droughts in South America and marine heatwaves in the South Atlantic. **Nature Geoscience**, v. 12, p. 620-626, 2019.

ROSA, E. B.; PEZZI, L. P. The South Atlantic Convergence Zone: intensity, form, persistence, and relationships with intraseasonal to interannual activity in South America. **Journal of Climate**, v. 22, n. 7, p. 1942-1955, 2009.

ROSA, E. B. et al. Automated detection algorithm for SACZ, Oceanic SACZ, and their climatological features. **Frontiers of Environmental Science**, v.8, n.18, 2020.

SAMPAIO, G.; DIAS, P. L. S. Evolução dos modelos climáticos e de previsão de tempo e clima. **Revista USP**, n. 103, p. 41-54, 2014.

SANDU, I. et al. Why is it so difficult to represent stably stratified conditions in numerical weather prediction (NWP) models?. **Journal of Advances Modelling Earth Systems**, v. 5, n. 2, p. 117-133, 2013.

SERGEEV, D. et al. Verification of C-band geophysical model function for wind speed retrieval in the open ocean and inland water conditions. **Geosciences**, v. 13, n. 12, p. 361-361, 2023.

SILVEIRA, I. C. A. et al. **Circulação oceânica: a dinâmica das correntes**. São Paulo: Scientific American Brasil, 2009.

SILVEIRA, I. P.; PEZZI, L. P. Sea surface temperature anomalies driven by oceanic local forcing in the Brazil-Malvinas Confluence. **Ocean Dynamics**, v. 64, p. 347-360, 2014.

SIMAS, M.; PACCA, S. Energia eólica, geração de empregos e desenvolvimento sustentável. **Estudos Avançados**, v. 27, n. 77, p. 99-116, 2013.

SKYLLINGSTAD, E. D. et al. Effects of mesoscale sea-surface temperature fronts on the marine atmospheric boundary layer. **Boundary Layer Meteorology**, v. 123, p. 219– 237, 2007.

SMALL, R. J. et al. Near-Surface wind convergence over the gulf stream - the role of SST revisited. **Journal of Climate**, v. 36, n. 16, p. 5527–5548, 2023.

SMITH, S. D. Coefficients for sea surface wind stress, heat-flux, and wind profiles as a function of wind speed and temperature. **Journal of Geophysical Research**, v. 93, n. C12, p. 15467-15472, 1988.

SOARES, H. C. **Estudo das condições atmosféricas e oceânicas do Atlântico Sudoeste e suas associações com extremos de captura da sardinha-verdadeira.**

Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos. 2009.

SOUZA, R. B. et al. **Oceanografia por satélites.** 2. ed. São Paulo: Oficina de Textos, 2009.

SOUZA, R. B. et al. Air-sea interactions over eddies in the Brazil-Malvinas Confluence. **Remote Sensing**, v. 13, n. 7, p. 1335, 2021.

STILES, B. W.; DUNBAR, R. S. A neural network technique for improving the accuracy of scatterometer winds in rainy conditions. **IEEE Transaction on Geoscience Remote Sensing**, v. 48, n. 8, p. 3114-3122, 2010.

STOFFELEN, A.; ANDERSON, D. Scatterometer data interpretation: measurement space and inversion. **Journal of Atmospheric Ocean Technology**, v. 14, n. 6, p. 1298-1313, 1997.

STOFFELEN, A. **Scatterometry.** Tese (Doutorado em física) - Universiteit Utrecht, Utreque/Holanda, 1998.

STOFFELEN, A.; PORTABELLA, M. On bayesian scatterometer wind inversion. **IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing**, v. 44, n. 6, p. 1523-1533, 2006.

STOFFELEN, A. et al. The CMOD7 geophysical model function for ASCAT and ERS wind retrievals. **IEEE Journal of Selected Topics in Applied Earth O**, v. 10, n. 5, p. 2123-2134, 2017.

STOFFELEN, A.; VOGELZANG, J. **Wind bias correction guide.** Darmstadt: EUMETSAT, 2018.

STOPA, J. E. et al. Sea state impacts on wind speed retrievals from C-band radars. **IEEE Journal Selected Topics Applied Earth Observation Remote Sensing**, v. 10, n. 5, p. 2147-2155, 2017.

- SUN, X. et al. The South Atlantic subtropical high: climatology and interannual variability. **Journal of Climate**, v. 30, n. 9, p. 3279-3296, 2017.
- TANG, W. et al. Detection of diurnal cycle of ocean surface wind from space-based observations. **International Journal of Remote Sensing**, v. 35, n. 14, p. 5328-5341, 2014.
- TEODORO, T. A. et al. Caracterização da banda dupla da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) no oceano Atlântico. **Anuário do Instituto de Geociências UFRJ**, v. 42, p. 282-29, 2019.
- TRINDADE, A. et al. ERAstar: a high-resolution ocean forcing product. **IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing**, v. 58, n. 2, p. 1337-1347, 2020.
- TSCHERBAKOVA, N. N. et al. Stabilization of heliosynchronous orbits of an Earth's artificial satellite by solar pressure. **Cosmic Research**, v. 37, n. 4, p. 393-403, 1999.
- TUBELIS, A; NASCIMENTO, F. J. L. **Meteorologia descritiva: fundamentos e aplicações brasileiras**. 16.ed. São Paulo: Nobel, 1992.
- ULABY, F.; LONG, D.G. **Microwave radar and radiometric remote sensing**. Ann Arbor: University of Michigan, 2014.
- VAREJÃO, M. **Meteorologia e climatologia**. Recife: [s.n.], 2005. 463p.
- VERHOEF, A. et al. High-resolution ASCAT scatterometer winds near the coast. **IEEE Transactions on Geoscience Remote Sensing**, v. 50, n. 7, p. 2481-2487, 2012.
- VIANELLO, R. L.; ALVES, A. R. **Meteorologia básica e aplicações**. Viçosa: UFV, 1991.
- VINCENT, E. M. et al. Processes setting the characteristics of sea surface cooling induced by tropical cyclones. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 117, 2012.
- VOGELZANG, J. et al. On the quality of high-resolution scatterometer winds. **Journal of Geophysical Research Oceans**, v. 116, n. C10, p. 1-14, 2011.

WAINER, I.; TASHETTO, A. S. Climatologia na região entre o Cabo de São Tomé (RJ) e o Chuí (RS). Diagnóstico para os períodos relativos aos levantamentos pesqueiros do programa revizee. In: ROSSI-WONGTSCHOWSKI, C. L. B.; MADUREIRA, L. S. (Ed.). **O ambiente oceanográfico da Plataforma Continental e do Talude na Região Sudeste-Sul do Brasil**. São Paulo: Edusp, 2006. p. 472.

WALLACE, J.; HOBBS, P. **Atmospheric science: an introductory survey**. 2. ed. [S.l.]: Academic Press, 2006.

WANG, H. et al. First six months quality assessment of HY-2A SCAT wind products using in situ measurements. **Acta Oceanology Sinica**, v. 32, n. 11, p. 27-33, 2013.

WANG, H. et al. Evaluating chinese HY-2B HSCAT ocean wind products using buoys and other scatterometers. **IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters**, v. 17, n. 6, p. 923-927, 2020.

WANG, L-C. et al. Dynamics of upwelling annual cycle in the equatorial Atlantic Ocean. **Geophysical Research Letters**, v. 44, p. 3737–3743, 2017.

WANG, J. et al. Assimilation of ocean surface wind data by the HY-2B satellite in GRAPES: impacts on analyses and forecasts. **Advances in Atmospheric Science**, v. 40, p. 44-61, 2023.

WANG, J. et al. Neural network-based wind measurements in rainy conditions using the HY-2A scatterometer. **Remote Sensing**, v. 15, n. 17, p. 4357-4357, 2023.

WANG, Z. et al. An SST-dependent Ku-band geophysical model function for RapidScat. **Journal of Geophysical Research Oceans**, v. 122, n. 4, p. 3461-3480, 2017a.

WANG, Z. et al. SST dependence of Ku- and C-band backscatter measurements. **IEEE Journal of Selected Topics Applied Earth Observation Remote Sensing**, v. 10, n. 5, p. 2135-2146, 2017b.

WEAVER, R. Processing levels. In: NJOKU, E. G. (Ed.). **Encyclopedia of remote sensing**. New York: Springer, 2014. p.517-520.

WENTZ, F. J.; SMITH, D. K. A model function for the ocean-normalized radar cross section at 14 GHz derived from NSCAT observations. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 104, n. C5, p. 11499–11514, 1999.

XIE, X. et al. A neural network-based rain effect correction method for HY-2A scatterometer backscatter measurements. **Remote Sensing**, v. 12, n. 10, p. 1648-1648, 2020.

XIE, X.; WANG, J.; LIN, M. High wind geophysical model function modeling for the HY-2A scatterometer using neural network. **Remote Sensing**, v. 14, n. 10, p. 2335-2335, 2022.

ZHU, J. et al. Calibration and validation of the HY-2 scatterometer backscatter measurements over ocean. In: IEEE GEOSCIENCE AND REMOTE SENSING SYMPOSIUM, 2014. **Proceedings...** IEEE, 2014. p. 4382-4385.

ZHANG, D. L.; WENG, F. Impact of SST variability on the ocean surface wind retrieval from scatterometer observations. **IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing**, v. 44, n. 9, p. 2360-2367, 2006.

ZHANG, X. et al. Toward understanding the double Intertropical Convergence Zone pathology in coupled ocean-atmosphere general circulation models. **Journal of Geophysical Research**, v. 112, p. 1-7, 2007.

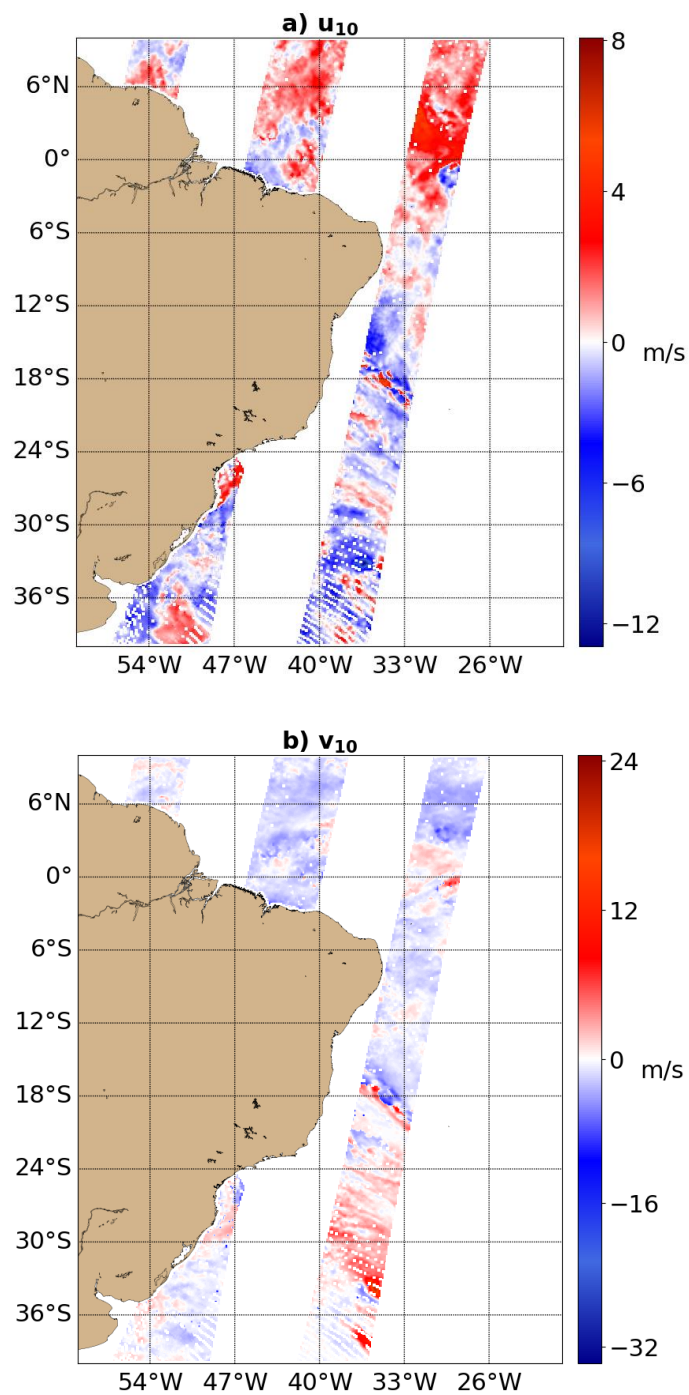
ZHANG, H. et al. Sea surface current response patterns to tropical cyclones. **Journal of Marine Systems**, v. 208, 2020.

ZHANG, S. et al. Coupled data assimilation and parameter estimation in coupled ocean–atmosphere models: a review. **Climate Dynamics**, v. 54, n. 11-12, p. 5127–5144, 2020.

## APÊNDICE A - CAMPOS DE DIFERENÇA ENTRE O WRFi E O SCAT

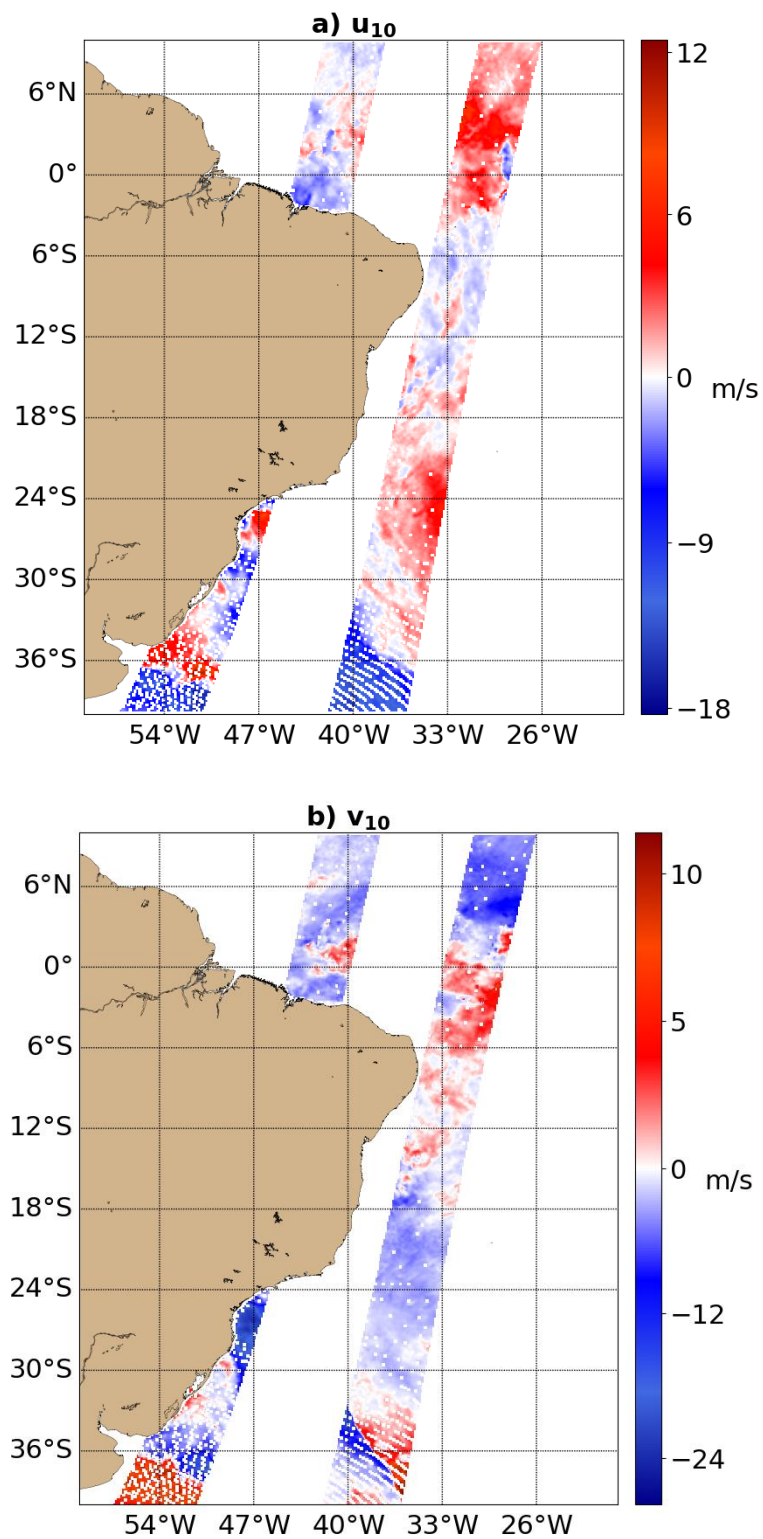
Figura A.1 Campos de diferença entre o WRFi e o SCAT para o dia 16/04/2022 às 12:00 UTC:

(a)  $u_{10}$  e (b)  $v_{10}$ .



Fonte: Produção da autora.

Figura A.2 Campos de diferença entre o WRFi e o SCAT para o dia 18/02/2023 às 12:00 UTC:  
(a)  $u_{10}$  e (b)  $v_{10}$ .



Fonte: Produção da autora.