



UFRJ

O IMPACTO DA CORREÇÃO DO VIÉS NOS DADOS DOS SATÉLITES METOP-A
E NOAA-19 NA GERAÇÃO DE CAMPOS DE TSM

Rodrigo Carvalho de Sousa

Dissertação de Mestrado apresentada ao Programa de Pós-graduação em Meteorologia do Instituto de Geociências do Centro de Ciências Matemáticas e da Natureza da Universidade Federal do Rio de Janeiro (PPGM-IGEO-CCMN-UFRJ), como parte dos requisitos necessários à obtenção do título de Mestre em Ciências (área: Meteorologia).

Orientadores:

Prof. Gutemberg Borges França

Dra. Rosa Cristhyna de Oliveira Vieira Paes

Rio de Janeiro

Janeiro de 2016

O IMPACTO DA CORREÇÃO DO VIÉS NOS DADOS DOS SATÉLITES METOP-A
E NOAA-19 NA GERAÇÃO DE CAMPOS DE TSM

Rodrigo Carvalho de Sousa

DISSERTAÇÃO SUBMETIDA AO CORPO DOCENTE DO PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM METEOROLOGIA DO INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS DO CENTRO DE CIÊNCIAS MATEMÁTICAS E DA NATUREZA DA UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO (PPGM-IGEO-CCMN-UFRJ) COMO PARTE DOS REQUISITOS NECESSÁRIOS PARA A OBTENÇÃO DO GRAU DE MESTRE EM CIÊNCIAS EM METEOROLOGIA.

Examinada por:

Prof. Gutemberg Borges França, Ph.D.

Dra. Rosa Cristhyna de Oliveira Vieira Paes, D. Sc.

Prof. Leonardo de Faria Peres, D.Sc.

Prof. Luiz Paulo de Freitas Assad, D. Sc.

Dr. Renato Parkinson Martins, D. Sc.

Rio de Janeiro

Janeiro de 2016

Sousa, Rodrigo Carvalho

O IMPACTO DA CORREÇÃO DO VIÉS NOS DADOS DOS
SATÉLITES METOP-A E NOAA-19 NA GERAÇÃO DE
CAMPOS DE TSM

O Impacto da Correção do Viés nos dados dos Satélites
METOP-A e NOAA-19 na Geração de Campos de TSM /
Rodrigo Carvalho de Sousa – Rio de Janeiro:
UFRJ/PPGM/IGEO/CCMN, 2015.

Orientadores: Prof. Dr. Gutemberg Borges França e Dra.
Rosa Cristhyna de Oliveira Vieira Paes

Dissertação (Mestrado) – UFRJ/PPGM/IGEO/CCMN
Programa de Pós-graduação Meteorologia, 2016.

Referências Bibliográficas: p. 61-68.

1. Temperatura da Superfície do Mar. 2. Sensoriamento Remoto. 3. Viés. I. França, Gutemberg Borges *et al.* II. Universidade Federal do Rio de Janeiro, PPGM/IGEO/CCMN, Programa de Pós-graduação em Meteorologia. III. O Impacto da Correção do Viés nos dados dos Satélites METOP-A e NOAA-19 na Geração de Campos de TSM

DEDICO “Este trabalho em especial a minha querida noiva Carolina Lima, minha mãe Claudia, meu pai Paulo e meus irmãos, Thiago e Mayara, que trazem luz e alegria a minha vida.”

AGRADECIMENTOS

Agradeço primeiramente a Deus, por ter me dado a oportunidade de chegar até aqui...Pela saúde, disposição e sabedoria para alcançar os meus objetivos e principalmente, pelas graças alcançadas.

A todos os meus familiares pelo apoio incondicional e por terem acreditado em mim durante todo esse tempo, em especial aos meus pais Paulo Antônio e Claudia Regina e acima de tudo minha noiva Carolina Lima pelo apoio e paciência nos momentos mais difíceis.

Aos meus orientadores Prof. Gutemberg Borges França e Dra. Rosa Cristhyna de Oliveira Vieira Paes, por acreditarem em meu potencial, pelos conhecimentos passados, pelo incentivo a pesquisa, pela amizade prestada e também pela paciência e empenho para que esse trabalho pudesse ser concluído.

A todos os meus amigos e amigas do Laboratório de Meteorologia Aplicada (LMA), em especial ao Bob, Luizão, Julia, Jefferson, Suzanna, Igor (06), Albuquerque e Valdonel, pela amizade e todos os bons momentos em que passamos juntos. Contudo, não poderia esquecer de mencionar minha grande amiga Rosa Cristhyna, pela amizade, carinho e cuidado não só comigo, mas com todos do LMA.

A Rede de Modelagem e Observação Oceanográfica (REMO) pela oportunidade dada nos últimos três anos para o meu crescimento profissional. Enfim, a todos que de uma maneira ou de outra, mesmo sem querer, contribuíram para que essa etapa tão importante da minha vida fosse finalizada com sucesso.

Resumo da Dissertação apresentada ao PPGM/IGEO/CCMN/UFRJ como parte dos requisitos necessários para a obtenção do grau de Mestre em Ciências (M.Sc.).

O IMPACTO DA CORREÇÃO DO VIÉS NOS DADOS DOS SATÉLITES METOP-A E NOAA-19 NA GERAÇÃO DE CAMPOS DE TSM

Rodrigo Carvalho de Sousa

Janeiro / 2016

Orientadores: Prof. Gutemberg Borges França e Dra. Rosa Cristhyna de Oliveira Vieira Paes

Programa de Pós-graduação em Meteorologia

Com o intuito de aprimorar as estimativas de TSM por satélites, dois métodos de correção de vieses são aplicados, o primeiro método (Método A) baseado no trabalho desenvolvido por Tomazic et al. (2014) e o segundo (Método B) fundamentado no trabalho de Le Borgne et al. (2012). O Método A, utiliza dados de TBs dos sensores AVHRR a bordo dos satélites METOP-A e NOAA-19, perfil tropical do modelo de transferência radiativa RTTOV (*Radiative Transfer for TOVS*) e TSM OSTIA. O Método B, utiliza TSM estimada via algoritmos específicos do METOP-A (AVHRR), NOAA-19 (AVHRR) e ENVISAT (AATSR). Os dados de TSM dos satélites METOP-A e NOAA-19 são escolhidos para a correção dos vieses, por apresentarem boa resolução espacial e serem disponibilizados em tempo quase real, o que é fundamental para futura operacionalização do método escolhido. O período selecionado é 2010 e 2011 por ter disponível as diferentes fontes de dados necessárias para avaliar as

metodologias e a área de estudo selecionada é a região tropical do Oceano Atlântico Sul. Os resultados são avaliados estatisticamente através de comparações com medidas *in situ* (boias de deriva) e campos do AATSR (aqui tratados como referência devido sua alta precisão). Os resultados referentes ao Método A, quando validados com as boias do PNBOIA, apresentam uma melhora no viés e no desvio padrão de 53% e 5% para o METOP-A e 23% e 31% para o NOAA-19 e quando validados com o campo do AATSR, mostram uma melhora de 53% e 7% e uma piora de 89% e 8%, respectivamente. Analogamente, o Método B exibe uma redução no viés e no desvio padrão de 76% e 61% para o METOP-A e 23% e 8% para o NOAA-19, na validação com o PNBOIA, e 88% e 21% e 86% e 46%, respectivamente, na validação com o AATSR.

Palavras-chave: **Temperatura da Superfície do Mar. Sensoriamento Remoto. Viés.**

Abstract of Dissertation presented to PPGM/IGEO/CCMN/UFRJ as a partial fulfillment of the requirements for the degree of Master of Science (M.Sc.)

THE IMPACT OF BIAS CORRECTION ON METOP-A AND NOAA-19 SATTELITES DATA IN SST FIELDS

Rodrigo Carvalho de Sousa

January/2016

Advisors: Prof. Gutemberg Borges França and Dra. Rosa Cristhyna de Oliveira
Vieira Paes

Department: Meteorology

In order to improve the SST estimation from satellites, two bias correction methods are applied, the first method (Method A) is based on the work of Tomazic et al. (2014) and the second one (Method B) is based on the work of Le Borgne et al. (2012). Method A, using BT AVHRR data from the sensors on board the satellites METOP-A and NOAA-19, tropical profile radiative transfer model RTTOV (Radiative Transfer for TOVS) and OSTIA SST. Method B uses SST estimated via specific algorithms METOP-A (AVHRR), NOAA-19 (AVHRR) and ENVISAT (AATSR). The SST data from METOP-A and NOAA-19 satellites are chosen for the correction of biases, because they have good spatial resolution and are available in near real time, which is critical for operational purposes. The years of 2010 and 2011 are chosen regarding to get different sources of data to evaluate the methodologies. The study area is the tropical region of the South Atlantic Ocean. The results are statistically evaluated through comparisons with *in situ* measurements (drifting buoys) and AATSR field (this can be treated as *in situ* measurements due to its high precision). The results for the Method A, when validated with drifting buoys from PNBOIA, show a bias and standard deviation

improvement of 53% and 5% for the METOP-A and 23% and 31% for NOAA 19 and when validated with AATSR field, show an improvement of 53% and 7% and a worsening of 89% and 8%, respectively. Similarly, Method B show a reduction in the bias and the standard deviation of 76% and 61% for METOP-A and 23% and 8% for NOAA 19, when validated with PNBOIA, and 88% and 21% and 86% and 46%, respectively, when validated with AATSR.

Keywords: Sea Surface Temperature. Remote Sensing. Bias.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 – Ilustração das janelas atmosféricas e a absorção das moléculas em relação ao comprimento de onda.

Figura 2– Visualização geométrica do ATSR.

Figura 3 – Representação esquemática do fenômeno de ressurgência costeira em CF.

Figura 4 – Diagrama esquemático mostrando o perfil vertical através da camada superficial do oceano durante (a) período noturno e (b) período diurno - com aquecimento solar. Fonte: GHRSSST (2005) Adaptada.

Figura 5 – Espectro eletromagnético. Fonte: <<http://www.infoescola.com/fisica/espectro-eletromagnetico/>> Acessado em: 07/07/2015.

Figura 6 – Radiação emitida pelo Sol e pela Terra. (Adaptada de Meteorology Today, C. Donald Ahrens).

Figura 7 – Fluxograma dos passos metodológicos.

Figura 8 – Carta de TSM para o dia 06/06/2015. Fonte: Gerada através do software *Ferret - Data Visualization and Analysis*.

Figura 9 – Média das diferenças diárias, desvio padrão e número de observações entre as TB_{sim} e $TB_{simcorr}$ com as observações do METOP-A para os canais 3,7 μm (a, b, c), 10,8 μm (d, e, f) e 12,0 μm (g, h, i) durante o período de 2010 e 2011.. A) 3.7; B) 10.8 e C) 12.0 μm .

Figura 10 – Média a cada 10 dias das diferenças entre TB_{sim} e $TB_{simcorr}$ com TB_{obs} para os canais 3,7; 10,8 e 12,0 μm do METOP-A em 2010 e 2011. As linhas pontilhadas representam as diferenças usando as TB_{sim} e as linhas sólidas as diferenças relacionados as $TB_{simcorr}$.

Figura 11 – Média das diferenças diárias, desvio padrão e número de observações entre as TB_{sim} e $TB_{simcorr}$ com as observações do NOAA-19 para os canais 3,7 μm (a, b, c), 10,8 μm (d, e, f) e 12,0 μm (g, h, i) durante o período de 2010 e 2011.

Figura 12 – Comportamento das curvas das $TB_{simcorr}$ do METOP-A nos canais 3,7; 10,8 e 12,0 μm para o período de 2010 e 2011.

Figura 13 – Comportamento das curvas das $TB_{simcorr}$ do NOAA-19 nos canais 3,7; 10,8 e 12,0 μm para o período de 2010 e 2011.

Figura 14 - Média a cada 10 dias das diferenças entre TB_{sim} e $TB_{simcorr}$ com TB_{obs} para os canais 3,7; 10,8 e 12,0 μm do NOAA-19 em 2010 e 2011. As linhas pontilhadas representam as diferenças usando as TB_{sim} e as linhas sólidas as diferenças relacionados as $TB_{simcorr}$.

Figura 15 – Diferença entre as TSMs dos satélites e o AATSR para TSMs observadas (a) e corrigidas (d); desvio padrão das TSMs observadas pelos satélites (b) e as TSMs corrigidas (e); número de observações das TSMs observadas pelos satélites (c) e das TSMs corrigidas (f).

Figura 16 – Coordenadas das boias de deriva para o período analisado.

Figura 17 – Validação das TSM_{obs} e TSM_{corr} do METOP-A com as boias do PNBOIA para o Método A.

Figura 18 – Validação das TSM_{obs} e TSM_{corr} do NOAA-19 com as boias do PNBOIA para o Método A.

Figura 19 – Diferença entre as TSMs dos satélites e o AATSR para TSMs observadas (a) e corrigidas (d); desvio padrão das TSMs observadas pelos satélites (b) e as TSMs corrigidas (e); número de observações das TSMs observadas pelos satélites (c) e das TSMs corrigidas (f).

Figura 20 – Validação das TSM_{obs} e TSM_{corr} do METOP-A com as boias do PNBOIA para o Método B.

Figura 21 – Validação das TSM_{obs} e TSM_{corr} do NOAA-19 com as boias do PNBOIA para o Método B.

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 – Informações sobre os Satélites da série NOAA.

Tabela 2 – Relação dos canais e sensores do ATSR.

Tabela 3 – Sensores de Micro-ondas utilizados para estimativa da TSM.

Tabela 4 – Resumo das características dos dados de TSM utilizados.

Tabela 5: Coeficientes do algoritmo de TSM do NOAA-19, diurno e noturno (temperaturas em graus Celsius). Fonte: http://www.neodaas.ac.uk/faq/sst_equations/
Acessado em: 07/07/2015.

Tabela 6: Coeficientes do algoritmo de TSM do METOP-A, diurno e noturno (temperaturas em graus Celsius).

Tabela 7 – Estatísticas das TB_{sim} e $TB_{simcorr}$ para os canais 3,7, 10,8 e 12,0 μm comparados com as TB_{obs} do METOP-A.

Tabela 8 – Correlação entre as TB_{sim} e as TB_{obs} nos canais 3,7; 10,8 e 12,0 μm do METOP-A.

Tabela 9 – Correlação entre as $TB_{simcorr}$ e as TB_{obs} nos canais 3,7; 10,8 e 12,0 μm do METOP-A.

Tabela 10 – Estatísticas das TB_{sim} e $TB_{simcorr}$ para os canais 3,7; 10,8 e 12,0 μm comparados com as TB_{obs} do NOAA-19.

Tabela 11 – Correlação entre as TB_{sim} e as TB_{obs} nos canais 3,7; 10,8 e 12,0 μm do NOAA-19.

Tabela 12 – Correlação entre as $TB_{simcorr}$ e as TB_{obs} nos canais 3,7; 10,8 e 12,0 μm do NOAA-19.

Tabela 13 – Média das diferenças entre às TSM_{obs} e TSM_{corr} do METOP-A e NOAA-19 com os dados de TSM do PNBOIA no período de 2010 e 2011 para o Método A.

Tabela 14 – Média das diferenças entre às TSM_{obs} e TSM_{corr} do METOP-A e NOAA-19 com os dados de TSM do PNBOIA no período de 2010 e 2011 para o Método B.

Tabela 15 – Estatísticas da validação das TSM_{obs} e TSM_{corr} do METOP-A e NOAA-19 com os dados de TSM do AATSR para 2010 e 2011 do Método A e Método B.

Tabela 16 – Viés e Desvio Padrão em relação a validação das TSM_{obs} e TSM_{corr} do METOP-A e NOAA-19 com os dados do PNBOIA para 2010 e 2011 do Método A e Método B.

LISTA DE SÍMBOLOS

λ - comprimento de onda em metros

c - velocidade da luz no vácuo

ν - frequência de onda

M_λ - emitância espectral

L_λ - radiância espectral

ε – emissividade

NLSST – algoritmo de estimativa da temperatura da superfície do mar

TB – temperatura de brilho

TSM – temperatura da superfície do mar

TSM_{inicial} – campo referência do OSTIA

TSM_{corr} – temperatura da superfície do mar com viés corrigido

TB_{sim} – temperatura de brilho simulada

TB_{sim} – temperatura de brilho corrigida

TB_{obs} – temperatura de brilho observada pelos satélites

TSM_{NLobs} - temperatura da superfície do mar estimada pelo algoritmo NLSST

T_{CLI} – valores climatológicos da TSM

Sumário

LISTA DE FIGURAS	i
LISTA DE TABELAS.....	iii
LISTA DE SÍMBOLOS	v
1 INTRODUÇÃO	1
1.1 BREVE HISTÓRICO DO SENSORIAMENTO REMOTO	4
1.2 ESTUDOS REGIONAIS NA COSTA BRASILEIRA.....	12
1.3 MOTIVAÇÃO	15
1.4 OBJETIVO.....	16
2 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA.....	17
2.1 DEFINIÇÕES DE TSM.....	17
2.2 PRINCÍPIOS FÍSICOS: GRANDEZAS RADIOMÉTICAS	18
2.3 ALGORITMOS DE ESTIMATIVA DA TSM.....	22
2.4 VIÉS	25
3 METODOLOGIA.....	29
4 ANÁLISE DOS RESULTADOS	41
4.1 MÉTODO A	41
4.1.1 VALIDAÇÃO AATSR	51
4.1.2 VALIDAÇÃO PNBOIA.....	52
4.2 MÉTODO B	55
4.2.1 VALIDAÇÃO AATSR	55
4.2.2 VALIDAÇÃO PNBOIA.....	56
5 CONCLUSÕES	61
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	64

1 INTRODUÇÃO

A temperatura da superfície do mar (TSM) é uma propriedade física do oceano de suma importância. Ela desempenha um papel fundamental em relação ao grande número de processos que realizam o transporte global de calor entre o oceano e a atmosfera. Dentre estes processos ressaltam-se as ressurgências costeiras, processos de mesoescala (tais como meandros e vórtices), frentes oceânicas, entre outros. Além disso, a TSM influencia diversos ecossistemas marinhos, agindo como um indicador na classificação de várias espécies e é um dos diversos processos oceanográficos que mostram uma assinatura térmica (PODESTA et al., 1991; BARTON, 1995). Como consequência, a TSM revela uma grande importância no estudo dos fenômenos de interação oceano-atmosfera devido à diferença de temperatura entre a atmosfera e a superfície dos oceanos, tendo um papel relevante na determinação e variabilidade das condições climáticas regionais e globais.

Atualmente, para o estudo de fenômenos de escala global e regional, a cobertura de dados *in situ* da TSM, realizadas por boias (fixas e deriva) e navios oceanográficos, é insuficiente, o que resulta num problema no monitoramento da temperatura da superfície dos oceanos. Através das medidas *in situ*, grandes regiões do globo não são cobertas, principalmente no Hemisfério Sul. Além disso, não há como garantir que os procedimentos de calibração e coleta de dados sejam os mesmos em navios e em diferentes boias. Em razão do alto custo para se montar um sistema de monitoramento por meio de dados *in situ*, torna-se quase inviável a sua implementação em escala global.

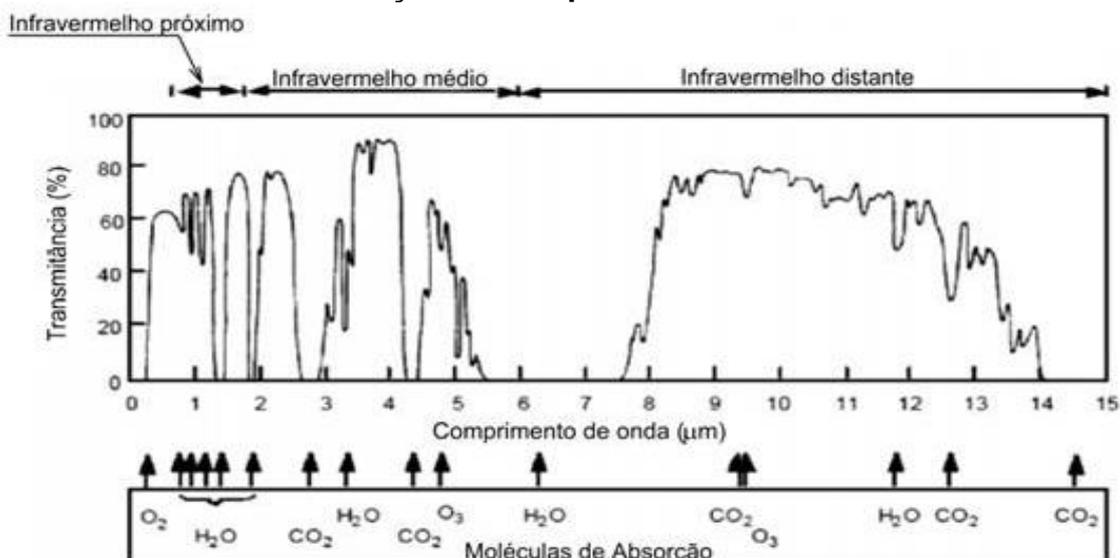
Nesta abordagem, a estimativa da TSM obtida por sensores remotos orbitais tornou-se cada vez mais atrativa, permitindo uma avaliação mais adequada da variabilidade espacial e temporal da TSM e o monitoramento contínuo de extensas áreas do globo. A junção desses sensores, a bordo de diferentes satélites meteo-oceanográficos, fornece informações com reduzido espaço de tempo, com alta resolução espacial e grande regularidade.

O avanço tecnológico dos inúmeros sensores remotos recém-lançados, produzem informações cada vez mais precisas. Muitas das plataformas lançadas levam a bordo diversos sensores com diferentes características.

Essas, são definidas de acordo com sua resolução espacial, temporal e espectral. As vantagens de se utilizar dados provenientes de sensoriamento remoto (SR) se devem a excelente cobertura geográfica, resolução espacial e temporal. Uma limitação do uso do SR para estimativa da TSM é em relação à cobertura de nuvens (principalmente na faixa do visível e infravermelho). No entanto, devido a existência de janelas atmosféricas, que é definida como a região onde ocorrem as menores interações da atmosfera com a radiação emitida ou refletida pela superfície da Terra, é possível a estimativa com algumas restrições, uma vez que, mesmo nas janelas atmosféricas, a atmosfera não apresenta um nível de transparência suficiente para ser desconsiderada.

O vapor d'água (H_2O), ozônio (O_3), metano (CH_4) e dióxido de carbono (CO_2) são os principais componentes nos processos de atenuação da radiação eletromagnética (REM) nas regiões termais. As regiões de absorção no infravermelho são dominadas por H_2O e CO_2 , com exceção da forte absorção pelo oxigênio em $0,76 \mu m$ (REEVES; ANSON; LANDEN, 1975). Todavia, outras moléculas, quando comparadas ao vapor d'água, apresentam pequena importância nos processos de atenuação. O efeito de absorção mais significativo ocorre nos níveis mais baixos da atmosfera (McClain et al., 1985). A Figura 1 ilustra as regiões de absorção das moléculas citadas.

Figura 1 - Ilustração das janelas atmosféricas e a absorção das moléculas em relação ao comprimento de onda.



Fonte: http://www.teleco.com.br/tutoriais/tutorialfsoeab2/pagina_2.asp

Atualmente, a análise de processos térmicos de escala local, que atuam em regiões costeiras, tal como a ressurgência, já pode ser investigada por esses sensores, através de estimativas da TSM. Existem diversos satélites e sensores atualmente disponíveis para a estimativa da TSM, sendo que a maioria utiliza as bandas espectrais do infravermelho termal e micro-ondas. Utilizar dados de TSM obtidos por SR pode ser bastante vantajoso, porém algumas limitações devem ser levadas em consideração:

- A energia termal percorrida entre a superfície do mar até os sensores orbitais, principalmente aqueles operando entre 8 e 12 μm (janela atmosférica), é bloqueada de forma total ou parcial, devido a presença de cobertura de nuvens. Visando a remoção de dados contaminados por nuvens, Coakley e Bretherton (1982), Liljas (1987), Franca e Cracknell (1995), entre outros, desenvolveram técnicas de mascaramento de nuvens.
- Prabhakara et al. (1974), verificou que no processo de estimativa da TSM, o principal problema a ser resolvido é o vapor d'água, pois além de sua concentração na coluna atmosférica ser extremamente variável no tempo e no espaço, ele é o principal atenuador da energia termal emitida pela superfície do mar que é convoluída nas bandas espectrais dos radiômetros a bordo dos satélites.

- Além disso, ao longo do caminho que a energia radiante percorre desde a superfície até o sensor, a atmosfera cria perturbações (emissão da atmosfera e absorção). Sendo assim, é necessário obter conhecimento sobre a emissividade da superfície, com o objetivo de corrigir o sinal criado por essas perturbações. Emissividade da superfície, diz respeito a capacidade dessa superfície (corpo cinza ou real) em emitir radiação em relação ao corpo negro, ou seja, é definida como a razão entre a energia irradiada por um corpo cinza e a energia irradiada por um corpo negro (ver Equação (3)). O oceano se comporta quase como um corpo negro no intervalo do espectro eletromagnético dos sensores infravermelhos entre 3 e 14 μm , ou seja, nesse intervalo, a emissividade dos oceanos assume valor de 0,98 ou 0,99 devido a sua homogeneidade (SOUZA, 2004).

Diante do exposto, fica claro que a TSM é um parâmetro fundamental para estudos meteo-oceanográficos tanto em escala local/regional quanto global. No entanto, a TSM obtida via SR apresenta algumas limitações conforme supracitado. Para uma melhor compreensão dos processos associados a TSM segue na seção 1.1 a definição e um breve histórico do SR, seguido de um histórico de estudos regionais realizados na costa brasileira (seção 1.2), de forma que seja colocado claramente o que motivou esta pesquisa (seção 1.3) bem como o objetivo (seção 1.4).

1.1 BREVE HISTÓRICO DO SENSORIAMENTO REMOTO

Florenzano (2011) define o sensoriamento remoto como sendo a tecnologia que possibilita a aquisição de imagens e outros tipos de dados da superfície terrestre por meio de sensores instalados em plataformas terrestres, aéreas (balões e aeronaves) e orbitais (satélites artificiais), capazes de capturar e registrar a energia refletida ou emitida por esta superfície, sem que exista contato físico entre o sensor e os objetos na superfície terrestre. A saída de um sistema de sensoriamento remoto é, geralmente, uma imagem representando o objeto sendo observado. A forma como a informação (imagem) aparece depende

da fonte de radiação eletromagnética do objeto e da interação desta radiação com o meio de propagação (atmosfera) (SOUZA, 2004).

Em 1973, a missão Skylab foi a primeira realizada com o objetivo de estudar o sistema terrestre, através de fotografias e radiometria multiespectral (ROBINSON, 1985). A partir disso, ressaltou-se a relevância do monitoramento da superfície do planeta, através de um sistema contínuo de observação. Nessa linha, a Meteorologia e o mapeamento dos diversos usos da terra foram os que mais se desenvolveram. Pode-se citar, dentre os variados satélites e programas instituídos, o satélite ERTS-1 (*Earth Resources Technology Satellite - 1*), que foi lançado em julho de 1971 e intitulado como Landsat - 1 em 1975, e os satélites meteorológicos Nimbus e TIROS (*Television Infra Red Observation Satellite*).

Ainda nesse período, começou-se a perceber, baseado nos dados obtidos por satélites no espectro do visível e do infravermelho, que na ausência de nuvens, informações muito úteis sobre os oceanos estavam sendo obtidas. No final da década de 70, a importância de se estudar o oceano através de dados de sensoriamento remoto já estava consolidada. Em 1978, o satélite SeaSat passou a ser a primeira plataforma orbital dedicada exclusivamente a monitorar o oceano (ROBINSON, 1985). Ainda nesta década, o sensor CZCS (*Coastal Zone Color Scanner*) acoplado ao satélite Nimbus - 7, estudava a cor dos oceanos em regiões costeiras.

Os satélites da série TIROS, operacionais até os dias de hoje pela NOAA (*National Oceanic and Space Administration*), oferecem aos usuários medidas de TSM. Essas são obtidas pelo sensor AVHRR (*Advanced Very High Resolution Radiometer*) através de algoritmos específicos desenvolvidos pela NOAA. A partir dos dados radiométricos, esses algoritmos estimam a TSM. Existem diversos satélites e sensores atualmente disponíveis para a estimativa da TSM, sendo que a maioria utiliza as bandas espectrais do infravermelho termal e micro-ondas.

Neste trabalho, a variável de interesse é a TSM. Atualmente, um sensor bastante utilizado para a estimativa da TSM é o AVHRR. Esse sensor é um radiômetro multiespectral que está em operação nos satélites da série TIROS-N

NOAA, possuindo uma órbita quase polar e heliossíncrona, a aproximadamente 835 km de altitude, passando pela mesma região diariamente na mesma hora solar e apresentando cinco canais centrados nos seguintes comprimentos de onda: visível (canal 1), infravermelho próximo (canal 2) e infravermelho termal (canais 3, 4 e 5). Os canais 1 e 2 tem a função de detectar nuvens e discriminar terra/água, respectivamente. Os demais canais, no infravermelho termal, são usados para estimar a TSM. A imagem no AVHRR, assim como na maioria dos radiômetros orbitais, é construída linha a linha no campo de visada do satélite para baixo desde o nadir (o termo nadir é utilizado para definir a perpendicular à superfície terrestre a partir do satélite) até um ângulo de aproximadamente 54° (varredura lateral).

A grande resolução temporal dos satélites NOAA, é justificada pela operação simultânea de dois satélites, com órbitas separadas por 90° em longitude (aproximadamente seis horas entre a passagem de um e outro na mesma região), proporcionado que um determinado local possa ser observado quatro vezes ao dia, sendo uma passagem diurna e outra noturna para cada satélite. Na Tabela 1 é apresentada a relação dos satélites NOAA.

Tabela 1: Informações sobre os satélites da série NOAA.

Nome pós Lançamento	Data de Lançamento	Tempo de operação
TIROS-N	13 de outubro, 1978	Fim da missão: 1 de novembro, 1980
NOAA-6	27 de junho, 1979	Fim da missão: 11 de novembro, 1986
NOAA-7	23 de junho, 1981	Fim da missão: 7 de junho, 1986
NOAA-8	28 de março, 1983	Fim da missão: 31 de outubro, 1985
NOAA-9	12 de dezembro, 1984	Fim da missão: 5 de novembro, 1994
NOAA-10	17 de setembro, 1986	Fim da missão: 17 de setembro, 1991
NOAA-11	24 de setembro, 1988	Fim da missão: 13 de setembro, 1994
NOAA-12	15 de maio, 1991	Fim da missão: 10 de agosto, 2007
NOAA-13	9 de agosto, 1993	Falhou no 13º dia de operação
NOAA-14	30 de dezembro, 1994	Fim da missão: 23 de maio, 2007
NOAA-15	13 de maio, 1998	Em operação.
NOAA-16	21 de setembro, 2000	Em operação.
NOAA-17	24 de junho, 2002	Em operação.
NOAA-18	20 de maio, 2005	Em operação.
NOAA-19	6 de fevereiro, 2009	Em operação.

Fonte: http://www.nesdis.noaa.gov/flyout_schedules.html

Outro sensor muito utilizado para a estimativa da TSM no infravermelho termal é o ATSR (*Along Track Scanning Radiometer*). Em 1991, a Agência Espacial Europeia (ESA) visando melhorias nas aplicações oceanográficas, lançou o satélite ERS-1, que levava a bordo diversos sensores, entre eles o ATSR-1, o qual funcionou até junho de 1996. Em 1995, o satélite ERS-2 foi lançado substituindo o anterior, apresentando um refinamento no sensor através do ATSR-2. Em março de 2002, uma nova versão desse sensor, chamada de AATSR (*Advanced ATSR*), foi lançada a bordo do satélite ENVISAT e sua precisão é da ordem de 0,3 K. A missão SENTINEL-3 será lançada em meados de 2016 e terá a bordo o sensor *Sea and Land Surface Temperature Radiometer* (SLSTR) com altíssima precisão (melhor que 0.3 K).

Em relação as bandas multiespectrais, o ATSR-2 apresenta três canais a mais no visível que o ATSR-1 e também um único canal no infravermelho próximo (B4), conforme Tabela 2, substituindo os canais 1 e 2 do AVHRR (ZÁVODY et al., 1994). Na Tabela 2 estão relacionados os canais dos três sensores ATSR e suas aplicações.

Tabela 2: Relação dos canais e sensores do ATSR.

Canais	Sensores	Aplicação
B1	0,56 μm (ATSR-2 e AATSR)	Concentração de clorofila
B2	0,67 μm (ATSR-2 e AATSR)	Índice de vegetação
B3	0,87 μm (ATSR-2 e AATSR)	Índice de vegetação
B4	1,60 μm (ATSR-1, ATSR-2 e AATSR)	Detecção de nuvens
B5	3,70 μm (ATSR-1, ATSR-2 e AATSR)	Estimativa da TSM
B6	10,80 μm (ATSR-1, ATSR-2 e AATSR)	Estimativa da TSM
B7	12,00 μm (ATSR-1, ATSR-2 e AATSR)	Estimativa da TSM

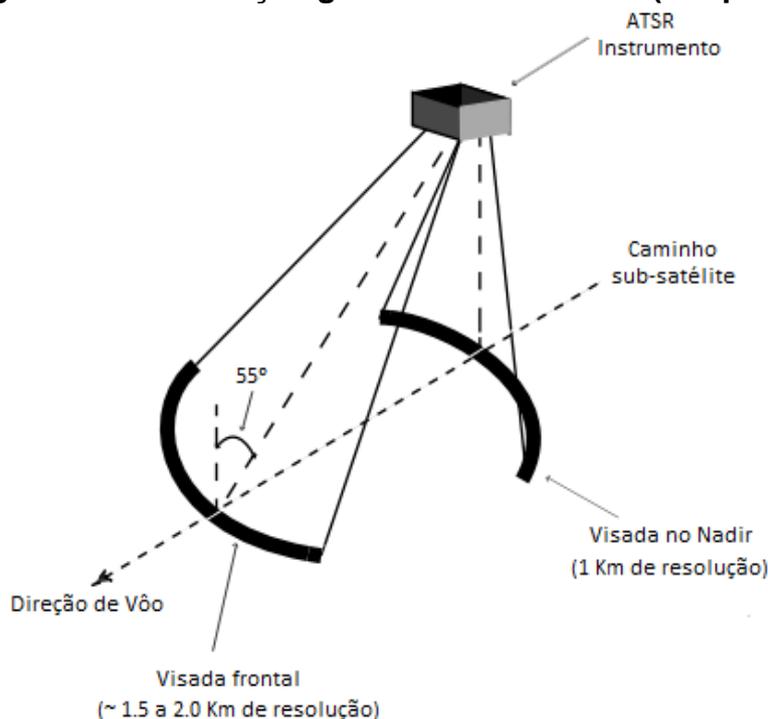
Fonte: http://www.nesdis.noaa.gov/flyout_schedules.html

Cada instrumento ATSR foi construído com extrema sensibilidade e estabilidade de calibração, que são alcançadas através da incorporação de várias características inovadoras na criação do instrumento. A seguir estão listadas algumas dessas características:

- Uso de detectores de infravermelho de baixo ruído, resfriado a temperatura quase ideal (ou seja, inferior a 95 K);
- Processo de calibração radiométrica contínuo realizado remotamente a bordo dos sensores dos canais de infravermelhos. A calibração dos canais visível e infravermelho próximo é realizada na placa de sistema do canal visível para os sensores ATSR-2 e AATSR;
- Uso da técnica de dupla visada da superfície (*dual view*) ao longo da trajetória de varredura (*along-track scanning*) fornecendo uma melhoria na correção dos efeitos atmosféricos.

A característica da dupla visada da superfície merece destaque. Esta funciona fazendo duas observações do mesmo ponto sobre a superfície da Terra através de dois caminhos ópticos diferentes. Dois pontos são medidos quase simultaneamente, um na posição subsatélite (no nadir) e outro mais adiante (posição *forward*), sendo o ângulo de visada de 55° no caso do ATSR. Passados 150 segundos, o ponto *forward* anteriormente medido passa a ter sua medição no nadir. Ocorre que durante a medição *forward*, o caminho ótico percorrido é maior que durante a medição nadir. Ou seja, a trajetória de varredura *forward* passa através de um caminho atmosférico mais longo e por isso é mais afetada pela atmosfera do que a varredura no nadir, conforme ilustrado na Figura 2. Essas duas medições (quando o ponto é observado na posição *forward* e 150 s depois na posição nadir) permitem a medição do efeito da atmosfera, produzindo uma correção atmosférica no dado de superfície. Essa correção atmosférica propiciada pela dupla visada representa uma melhoria significativa em relação aos satélites que realizam apenas uma medida (uma única visada).

Figura 2 - Visualização geométrica do ATSR. (Adaptada)



Fonte: <http://www.atsr.rl.ac.uk/documentation/docs/userguide/index.shtml#MARKER-9-11> (Acessado em 03/03/2015).

Seguindo a necessidade contínua em se monitorar águas oceânicas e continentais, diversos sensores nas mais diferentes plataformas orbitais estão sendo disponibilizados e a criação de novos sensores avança com o objetivo de se obter dados de TSM com melhores resoluções espaciais.

Os instrumentos de sondagens e imageamento a bordo dos satélites METOP são similares aos que voam nos satélites da NOAA, porém apresentam algumas vantagens tecnológicas, propiciando um aperfeiçoamento dos produtos. Como, por exemplo, a melhora na precisão das medições de umidade, temperatura, leituras de velocidade e direção do vento, e perfis atmosféricos do ozônio. No caso da TSM, o sensor utilizado é o AVHRR. A vantagem no uso dos dados gerados pelos instrumentos a bordo do METOP, é que estes são mais precisos podendo ser disponibilizados em tempo quase real, o que é uma vantagem para a assimilação em modelos de previsão numérica do tempo (PNT). O programa *EUMETSAT Polar System* (EPS) consiste em uma série de três satélites METOP de órbita polar, projetados para uma duração de aproximadamente 14 anos. Os satélites METOP-A e METOP-B foram lançados

em 19 de outubro de 2006 e 17 de setembro de 2012, respectivamente, e estão em uma órbita polar inferior, a uma altitude de 817 km, para fornecer observações mais detalhadas da atmosfera global, dos oceanos e continentes. Os dois satélites permanecerão operando em paralelo, enquanto o METOP-A trouxer benefícios para os usuários. O satélite METOP-C deverá ser lançado em meados de 2017.

Recentemente, outro sensor que vem sendo bastante utilizado é o VIIRS (*Visible Infrared Imaging Radiometer Suite*), sendo ele um dos cinco instrumentos a bordo do satélite Suomi NPP que foi lançado no dia 28 de outubro de 2011. Ele trouxe melhorias em relação à TSM (resolução no nadir de 0,75 km), quando comparado às medições iniciadas por seus antecessores, o AVHRR e o MODIS (*Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer*). Além da temperatura da superfície terrestre e dos oceanos, seus dados também são usados para medir propriedades de nuvens e aerossóis, cor do oceano, deslocamento e temperatura do gelo, incêndios e albedo da superfície, nas faixas espectrais do visível e infravermelho. A cobertura espectral do VIIRS permite a criação de produtos de TSM semelhantes aos SeaWiFS (*Sea-viewing Wide Field-of-view Sensor*) e MODIS. Assim como estes, o escaneamento e a órbita geométrica são semelhantes, o que fornece uma cobertura global a cada dois dias, o que pode ser interpretado como piora na resolução temporal, porém uma melhora significativa na resolução espacial.

Desde dezembro de 1998, a série de satélites meteorológicos americana GOES (*Geostationary Operational Environmental Satellites*) vem produzindo dados horários de TSM. Estes satélites desenvolvem órbita geossíncrona aproximadamente a 36.000 km de altitude em relação à Terra. O imageador do GOES possui cinco bandas, sendo uma no visível (0,52 a 0,72 μm), outra no infravermelho médio (3,78 a 4,03 μm) e as outras três no infravermelho termal (6,47 a 7,02 μm ; 10,2 a 11,2 μm ; 11,5 a 12,5 μm). Wu et al. (1999) descreve os algoritmos de correção atmosférica que são aplicados aos dados do GOES, que são semelhantes aos utilizados pelo sensor AVHRR. A altíssima resolução temporal (1 h) é apontada como a vantagem das imagens GOES sobre as do AVHRR. A série europeia MSG (*Meteosat Second Generation*) apresenta

características semelhantes aos satélites GOES, fornecendo também dados de TSM estimados por técnicas e em bandas espectrais similares.

Radiômetros que operam em micro-ondas, também podem realizar estimativas da TSM. O TMI (*TRMM Microwave Imager*) é um sensor de micro-ondas passivo acoplado ao satélite TRMM (*Tropical Rainfall Measuring Mission*) numa órbita semi-equatorial. O satélite TRMM, foi lançado no dia 27 de novembro de 1997, sendo a primeira missão da NASA (*National Aeronautics and Space Administration*) dedicada a observar e entender a precipitação tropical e como estas chuvas afetam o clima global. Através da medição cuidadosa das quantidades mínimas de energia de micro-ondas emitida pela Terra e sua atmosfera, o TMI é capaz de quantificar o vapor d'água, água de nuvem e a intensidade da precipitação na atmosfera. A intensidade de radiação é medida pelo TMI em cinco canais com frequências distintas: 10,7; 19,4; 21,3; 37 e 85,5 GHz.

Devido à atmosfera ser praticamente transparente na frequência de 10,7 GHz, campos de TSM podem ser gerados em regiões com persistentes e extensas cobertura de nuvens. Apesar dessas medidas não serem afetadas pela presença de aerossóis e serem indiferentes à presença do vapor d'água na atmosfera, elas dependem do estado do mar. Assim, nessa faixa do espectro, a remoção dos efeitos de rugosidade da superfície e a presença de espuma devem ser incorporados no algoritmo de estimativa da TSM (WENTZ, 1997).

Como a taxa de radiação emitida no espectro do micro-ondas pelos oceanos é muito baixa, se faz necessário uma integração da energia emitida por uma região (pixel) de grande dimensão, o que ocasiona uma redução significativa na resolução espacial nesta faixa espectral, sendo geralmente de 25 km para as medidas de TSM. A Tabela 3 sintetiza os radiômetros orbitais de micro-ondas que são utilizados para determinação da TSM.

Tabela 3: Sensores de Micro-ondas utilizados para estimativa da TSM.

Instrumento	Período de Operação
TMI	1997 – Presente
AMSR-E	2002 – 2011
WindSat	2003 – Presente
AMSR2	2012 – Presente
GMI	2014 – Presente

Fonte: <http://www.remss.com/measurements/sea-surface-temperature/oisst-description>

Wan (1999) mostrou que um bom algoritmo de estimativa da TSM depende de alguns fatores, tais como: *i*) uma boa avaliação prévia dos efeitos da atmosfera; *ii*) uma boa estimativa da emissividade; *iii*) qualidade do sensor remoto utilizado, incluindo a estabilidade da função resposta espectral; e *iv*) uma boa resolução radiométrica. Atualmente, os algoritmos usualmente utilizados na estimativa da TSM são MCSST (*Multi-Channel Sea Surface Temperature*) e NLSST (*Non-Linear Sea Surface Temperature*) (McCLAIN et al., 1985). Nas equações que constituem estes algoritmos, são utilizados um conjunto de coeficientes globais derivados através de regressão linear entre os dados de temperatura de brilho (TB) medidos pelo sensor do satélite em diferentes canais e medidas *in situ* da TSM extraídas de medidas convencionais espalhadas sobre os oceanos. No entanto, tais coeficientes são amplamente afetados pela variação geográfica que, neste caso, se traduz em um viés regional e local da TSM estimada. Stark et al. (2007), ressaltam ainda que medições de TSM por satélite de alguns sensores são propensas a vieses de larga escala por várias razões, incluindo anomalias atmosféricas, tal como a contaminação por aerossol, ou condições anômalas da superfície.

1.2 ESTUDOS REGIONAIS NA COSTA BRASILEIRA

Esta seção descreve trabalhos realizados ao longo da costa brasileira, ressaltando a importância do estudo da TSM em escala regional.

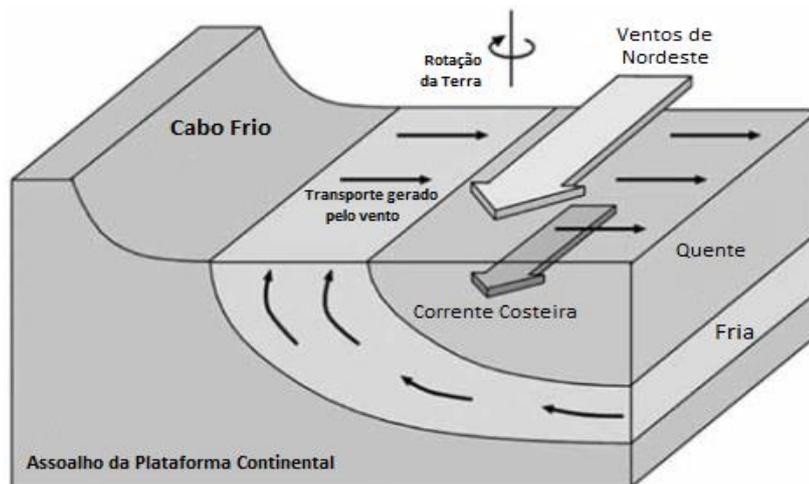
Através dos trabalhos pioneiros, em escala regional, de Allard (1955), Emílsson (1956, 1959, 1961), Silva (1957) e da Diretoria de Hidrografia e Navegação do Ministério da Marinha do Brasil (1957, 1960), as condições oceanográficas das águas costeiras e adjacentes passaram a ser estudadas. Okuda (1962), apresenta uma análise detalhada das principais características físicas e químicas das águas adjacentes a Cabo Frio (CF), utilizando observações oceanográficas obtidas em cruzeiro marítimo e evidenciando ainda, a complexidade das características oceanográficas dessa região.

Em complementação aos dados coletados *in situ* por navios oceanográficos e hidrográficos, dados de TSM obtidos por satélite vem sendo utilizados para toda costa brasileira, assim como, para o oceano Atlântico Sul Sudoeste. Nessa região, para estudos sobre a dinâmica do oceano, dados de TSM obtidos pelo sensor AVHRR tem sido úteis (Campos et al.,1996; Muller et al.,1998). Processos como ressurgências costeiras (Kampel et al., 1997; Lorenzetti e Gaeta, 1996; Franchito et al., 1998, 2008) também tem sido muito estudados. A ocorrência do fenômeno da ressurgência está diretamente associada ao processo físico conhecido como Transporte de Ekman.

Ekman (1905) mostrou que a causa do transporte médio da coluna d'água a 90° do vento é a atuação do efeito de Coriolis sobre a circulação superficial gerada pelo vento. Os movimentos verticais na base da camada que sofrem influência do vento são consequências da atuação do divergente horizontal nesse transporte. Esse sistema de movimento vertical é o responsável por ressurgências e subsidências na coluna d'água e é conhecido como bombeamento de Ekman.

Uma aplicação interessante das descobertas feitas por Ekman foi explicar o fenômeno de ressurgência, quando águas profundas, frias e ricas em nutrientes ascendem para a superfície do mar. Este fenômeno é frequente na costa SE do Brasil (ressurgência de CF e do Cabo de São Tomé, por exemplo), principalmente no verão quando os ventos alísios de NE persistem durante longos períodos. Os ventos de NE geram um transporte de Ekman para fora da costa, fazendo com que águas profundas subam para ocupar o espaço deixado pelas águas superficiais, como apresentado na Figura 3.

Figura 3 - Representação esquemática do fenômeno de ressurgência costeira em CF.



Fonte: SOUTELINO & MIRANDA (2013).

A ocorrência desse fenômeno pode afetar de forma significativa o clima local, pois essas águas ascendentes ricas em nutrientes, causam um efeito significativo na produção primária. Esse processo acelera toda a cadeia trófica local, causando um sensível aumento nos estoques pesqueiros. Apesar das regiões de ressurgência contribuírem com cerca de 50% do estoque pesqueiro mundial, elas representam menos de 1% da superfície total dos oceanos (RODRIGUES, 1973). Portanto, a compreensão dos efeitos geradores deste fenômeno e suas consequências sobre o ecossistema torna-se cada vez mais necessária face à crescente atividade humana nesta zona e por ter influência sobre atividades socioeconômicas importantes como a pesca.

A forte correlação entre a presença de águas relativamente frias na superfície do mar próximo a CF e os ventos predominantes de E-NE já era mencionada desde a década de 50 (EMÍLSSON,1961; IKEDA et al. 1974; RODRIGUES e LORENZZETTI, 2001). Castro e Miranda (1998), acrescentam ainda que a presença constante, principalmente nos meses de verão, da Água Central do Atlântico Sul (ACAS) próximo à costa, tornam esta isoterma uma boa sinalizadora do fenômeno da ressurgência, por apresentar temperaturas de no máximo 20 °C. Franchito et al. (2008), verificaram a relação entre a ressurgência costeira e ventos locais na região de CF usando TSM e ventos à superfície num período de dez anos (1971-1980).

Conforme observado, diversos estudos foram realizados sobre a TSM em escala regional, seja usando dados *in situ* ou dados de satélites. No entanto, não foi identificado nenhum trabalho que determinasse as temperaturas características da ressurgência utilizando os dados de satélites e validando com medidas *in situ*.

Em julho de 2013, após o lançamento da boia do Projeto SIODOC (Sistema Integrado de Obtenção de Dados Oceanográficos) – IEAPM (<http://metocean.fugrogeos.com/Marinha/>) em Arraial do Cabo, região de ressurgência, através de estudos realizados pela Rede de Modelagem e Observação Oceanográfica (REMO), observou-se que diversos satélites (METOP-A, MSG, GOES-13, NOAA-18 e 19) superestimaram a TSM da boia (PAES et al., 2015). Diante do exposto, fica clara a necessidade de um refinamento na estimativa da TSM por satélites, para que seja composto um produto regional de qualidade para região de estudo.

1.3 MOTIVAÇÃO

Como citado anteriormente, a estimativa da TSM via SR é vantajosa devido a sua excelente cobertura geográfica, resolução espacial e temporal. Entretanto, apesar dos diversos satélites que se encontram em órbita, a cobertura de dados obtida através destes é ainda insuficiente, visto que, em estudos regionais e/ou locais é necessário um maior volume de dados de TSM com alta resolução espacial e temporal, devido principalmente à persistente cobertura de nuvens em alguns períodos do ano. Para esta finalidade, surgiu a tentativa de fundir dados de TSM de dois ou mais satélites diferentes, visando melhorar a composição de campos de TSM. Castro et al. (2008) enfatizam ainda que antes de fundir dados de diferentes sensores para compor campos de TSM, é imprescindível a correção do viés entre essas diferentes fontes. Atualmente, o campo de TSM do OSTIA¹, que é referência global, já faz essa correção. No Brasil, dada a necessidade de estudos regionais na costa brasileira, a REMO produz campos de TSM para região do Atlântico Sul

¹ Campos de TSM em grade regular (~0.05°) produzidos diariamente no UK MetOffice via interpolação ótima (OI), utilizando os sensores AMSR-E (AQUA), AATSR (ENVISAT), AVHRR-17 e 18 (NOAA), OSISAF_ICE (EUMETSAT OSISAF), SEVIRI (MSG e GOES-13), TMI (TRMM) e dados *in situ* (navios e boias fixas e deriva). Disponível em: <http://podaac.jpl.nasa.gov/dataset/OSTIA-UKMO-L4-GLOB-v2.0?ids=&values=&search=OSTIA>

(FRANÇA et al., 2013), sendo similares aos do OSTIA em qualidade e resolução, sem, no entanto, a correção do viés. Em função da necessidade da junção de diferentes satélites para compor os campos da REMO, a motivação deste trabalho baseia-se na correção dos vieses nos dados de TSM antes da geração dos campos, visando refinar a estimativa da TSM regionalmente.

1.4 OBJETIVO

Com intuito de aprimorar as estimativas de TSM por satélites, dois métodos de correção de vieses são estudados e aplicados aos dados dos satélites METOP-A e NOAA-19 para a região $54^{\circ}\text{W} - 30^{\circ}\text{W}$ e $12^{\circ}\text{S} - 34^{\circ}\text{S}$ na costa da região sudeste do Brasil e seus arredores, sendo um método baseado no trabalho desenvolvido por Tomazic et al. (2014) e o outro fundamentado no trabalho de Le Borgne et al. (2012).

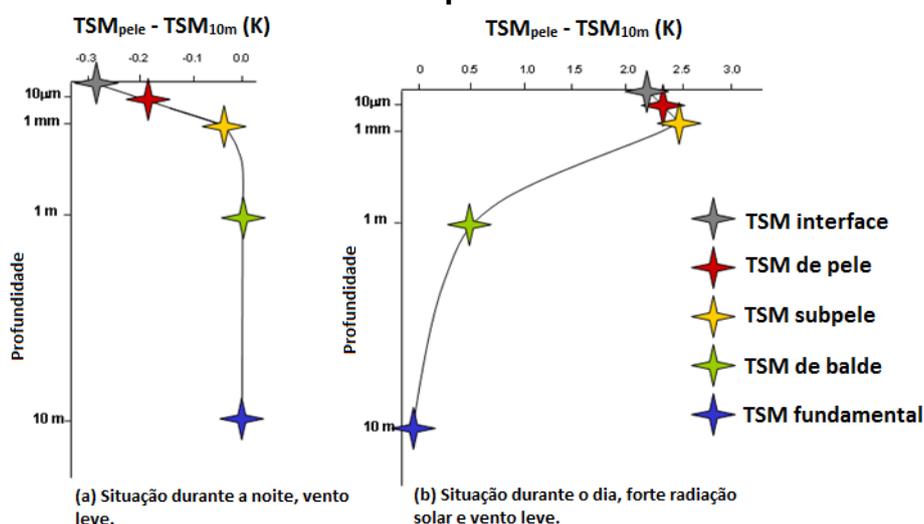
2 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

Este capítulo apresenta uma breve revisão acerca dos princípios teóricos relacionados ao tema aqui estudado. Inicialmente são abordadas algumas definições importantes utilizadas na área de sensoriamento remoto, além do equacionamento básico da radiação do corpo negro, interação da eletromagnética com a atmosfera, uma breve descrição dos principais algoritmos utilizados na estimativa da TSM e a importância da correção do viés entre diferentes fontes de dados de TSM.

2.1 DEFINIÇÕES DE TSM

Neste estudo, foram adotadas as definições de TSM usadas pelo GHRSSST-PP (*The Group for High Resolution of Sea Surface Temperature*) (GHRSSST, 2005). A Figura 4 sintetiza essas definições.

Figura 4 - Diagrama esquemático mostrando o perfil vertical através da camada superficial do oceano durante (a) período noturno e (b) período diurno - com aquecimento solar.



Fonte: GHRSSST (2005). Adaptada.

TSM na interface (em inglês, *interface SST*) – É uma temperatura teórica, mais precisamente na interface oceano-atmosfera. Representa uma temperatura hipotética da camada superior da água do oceano e pode ser pensada como uma mistura de água com moléculas do ar. Ela não tem nenhum

uso prático, pois não pode ser medida usando a tecnologia atual, porém é importante notar que a TSM na interface é a que interage com a atmosfera;

TSM de pele (em inglês, *skin SST*) – Temperatura da água na profundidade de aproximadamente 10-20 μm . Possui grande influência do ciclo diurno, incluindo os efeitos de esfriamento e de aquecimento da camada superficial. Representa a temperatura radiométrica medida por equipamentos que operam na faixa do Infravermelho entre 10-12 μm .

TSM de subpele (em inglês, *subskin SST*) – Definida como a temperatura à aproximadamente, 1 mm de profundidade. Representa a medida da TSM feita por radiômetros na faixa de micro-ondas, operando na faixa de frequências entre 6 e 11 GHz. A diferença entre a TSM da interface e a TSM de subpele está relacionada com o fluxo líquido de calor através da camada de pele térmica;

TSM de balde (em inglês, *depth SST*) – É a TSM medida *in situ*, por termômetros instalados nas boias fixas e de deriva e por termosalinógrafos à bordo de embarcações;

TSM fundamental (em inglês, *foundation SST*) – Temperatura numa camada com boa mistura e livre dos efeitos do ciclo diurno, sendo equivalente a TSM de subpele na ausência de qualquer sinal diurno. A TSM fundamental possui conexão com o conceito histórico de TSM *bulk*, que representa a temperatura da camada de mistura oceânica por medições de TSM em profundidades entre 1 e 20 m. Com definição mais completa, a TSM fundamental possibilita uma quantificação mais precisa do que a TSM *bulk*, proporcionando uma melhor representação da temperatura da camada de mistura. A TSM fundamental não pode ser diretamente medida usando sensores infravermelhos ou micro-ondas. Para se estimar a TSM fundamental, procedimentos analíticos devem ser usados a partir de medidas de TSM de pele e TSM subpele.

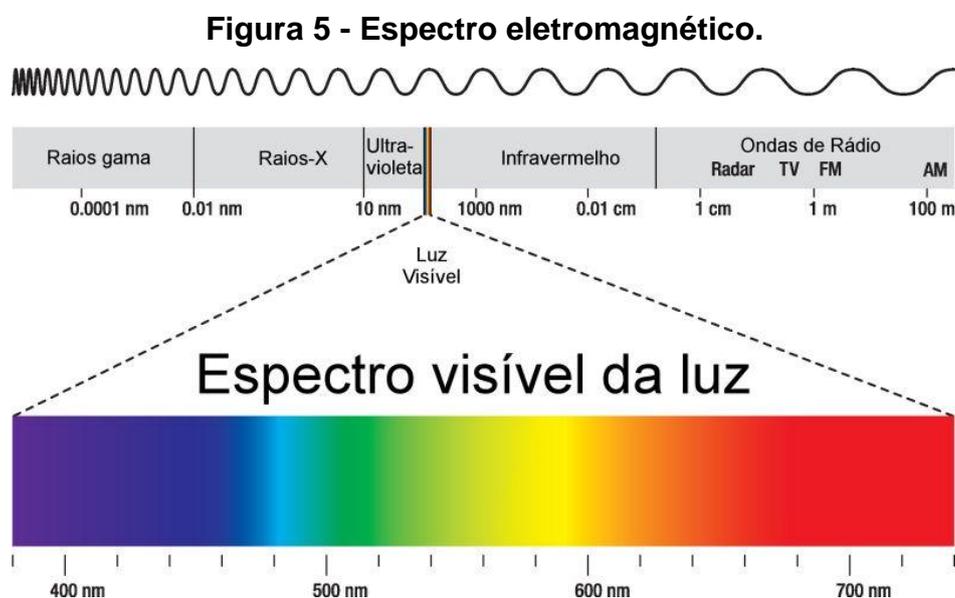
2.2 PRINCÍPIOS FÍSICOS: GRANDEZAS RADIOMÉTICAS

O sol produz continuamente grande liberação de energia que é propagada pelo espaço como REM, e chega até o planeta Terra na forma de luz e calor.

Esta radiação é composta pela sobreposição de campos elétricos e magnéticos, sendo ambas de forma senoidal perpendicular a direção de propagação (LILLESAND e KIEFER, 1987). Essas ondas eletromagnéticas são geralmente descritas em termos de seus comprimentos de onda e sua frequência e a esse conjunto de ondas é dado o nome de espectro eletromagnético, onde a expressão seguinte mostra a relação entre a frequência (ν) e o comprimento de onda (λ):

$$\lambda = c/\nu \quad (1)$$

Onde c é a velocidade da luz no vácuo. A REM pode ser classificada de acordo com a frequência da onda, em ordem crescente, nas seguintes faixas: ondas de rádio, micro-ondas, radiação infravermelha, luz visível, radiação ultravioleta, raios X e radiação gama. A Figura 5 ilustra o comportamento do espectro eletromagnético. O espectro visível, ou simplesmente luz visível, é apenas uma pequena parte de todo o espectro da REM. A radiação infravermelha é originada da agitação térmica das partículas que constituem os corpos. Devido a essa agitação, as cargas elétricas dos átomos e moléculas oscilam e emitem REM, geralmente associada com calor.

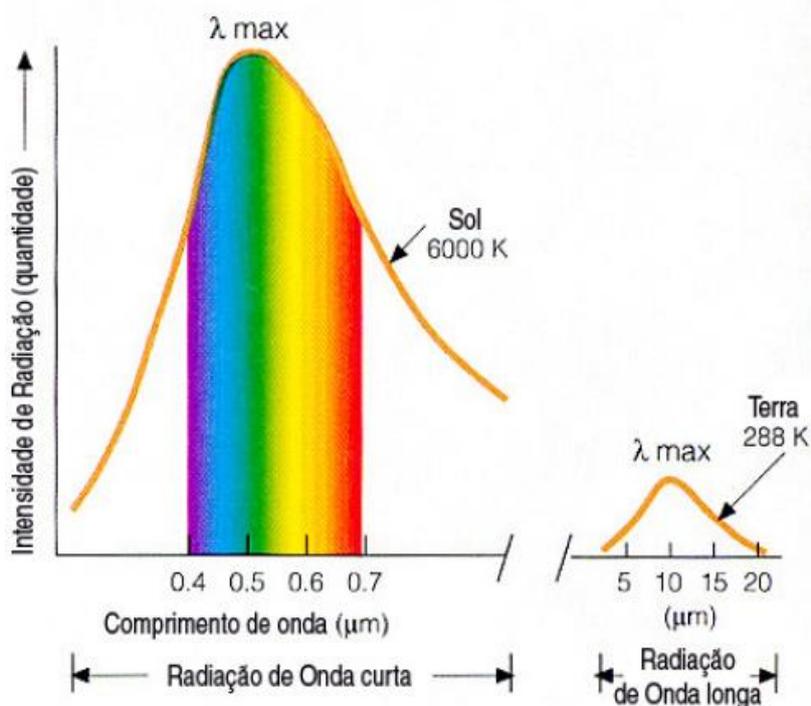


Fonte: <<http://www.infoescola.com/fisica/espectro-eletromagnetico/>> Acessado em: 07/07/2015.

Os radiômetros a bordo dos diversos satélites são utilizados com o objetivo de converter a radiação emitida ou refletida, pela superfície terrestre na

direção do sensor, em outra forma de energia que seja proporcional à energia infravermelha e mensurável em unidades, seja no espectro do infravermelho ou na faixa do micro-ondas. O sol apresenta uma temperatura de superfície na ordem de 6000 K (Kelvin), devido a isso ele emite energia principalmente em comprimentos de ondas curtos, com um pico no visível (0,4 μm a 0,7 μm). O sistema Terra-atmosfera, por apresentar uma temperatura média da ordem de 300 K, emite radiação em comprimentos de onda próximos a 10 μm , no infravermelho termal, conforme Figura 6.

Figura 6 - Radiação emitida pelo Sol e pela Terra. (Adaptada).



Fonte: Meteorology Today, C. Donald Ahrens.

Para se estimar a TSM, é essencial conhecer a quantidade de energia infravermelha emitida pela superfície do mar na direção de um radiômetro a bordo de um satélite. A física da radiação infravermelha e sua relação com a temperatura de um alvo real está bem descrita em Robinson (1985), Maul (1985) e Fiúza (1992). Através da Lei de Planck pode-se estabelecer a relação entre a temperatura (T) de um emissor perfeito (corpo negro) e a emitância espectral (M_{λ}):

$$M_{\lambda} = L_{\lambda} \pi = \frac{C_1}{\lambda^5 [\exp(C_2/\lambda T) - 1]} \quad (2)$$

Onde: M_{λ} é a emitância espectral¹ ($W.m^{-2} \cdot \mu m^{-1}$), L_{λ} é a radiância espectral ($W.m^{-2} \cdot \mu m^{-1}$), λ é o comprimento de onda (μm), T é a temperatura absoluta (K), C_1 é igual a $3,74151 \times 10^8$ ($W.m^{-2} \cdot \mu m^4$) e C_2 é igual a $1,43879 \times 10^4$ ($\mu m.K$). A Lei de Planck considera que o corpo negro é uma superfície refletora que espalha a luz em todas as direções, apresentando brilho perfeitamente uniforme, ou seja, uma superfície Lambertiana, e como resultado, um radiador que emite com mesma intensidade, independente da direção.

Geralmente, a forma detalhada do espectro de radiação térmica emitida por um corpo real aquecido depende da composição deste corpo. Devido a isso, quando se pretende determinar a temperatura de um corpo medindo a radiação emitida por ele, algumas hipóteses precisam ser realizadas sobre as propriedades do objeto. Uma delas, é assumir que o objeto atua como um corpo negro. A energia emitida por um corpo negro depende apenas da temperatura do corpo emissor (BRAMSON, 1968).

No entanto, um corpo negro é uma entidade teórica ideal que representa um emissor de radiação, sendo este capaz de converter toda a sua energia térmica em REM. Esta conversão ocorre em uma taxa máxima permitida pelas leis da termodinâmica. Todavia, os corpos negros reais falham nesse processo, pois não são capazes de apresentar a distribuição de energia prevista para um corpo negro. Deste modo, não é possível encontrar corpos negros ideais tais como os descritos na teoria, sendo então proposta uma correção para os corpos negros reais. Tal correção dá-se em função da emissividade (ε) e do fator λ , os quais representam o parâmetro de correção e a dependência com o comprimento de onda, respectivamente. É denominado emissividade espectral do corpo (ε_{λ}) a razão entre a emitância espectral de um corpo qualquer e a de um corpo negro à mesma temperatura:

$$\varepsilon_{\lambda} = \frac{M_{\lambda}(\text{corpo qualquer})}{M_{\lambda}(\text{corpo negro})} \quad (3)$$

¹ Quantidade de energia que um corpo emite por unidade de comprimento de onda

A emissividade de um corpo, depende de sua propriedade e diz respeito a capacidade de emissão de energia por radiação da sua superfície. A variação da emissividade com a temperatura de um corpo é baixa, porém varia muito com o comprimento de onda. A emissividade da superfície do mar, na banda do infravermelho (3 a 14 μm), é de aproximadamente 0,98 (ROBINSON, 1985). Um parâmetro que apresenta um importante efeito na emissividade é o ângulo zenital do satélite e para ângulos superiores a 50°, as ondas também têm seu efeito.

Após a medição da radiância espectral (L_λ) pelos diferentes canais de um radiômetro infravermelho, o inverso da Equação (2) com T em função de M e λ permite que se calcule a temperatura de um pixel como se o emissor fosse um corpo negro, conforme Equação (4):

$$T = \frac{C_2}{\ln\left(\frac{C_1}{\lambda^5 \cdot M_\lambda}\right)} \quad (4)$$

Esta temperatura, chamada de temperatura aparente ou temperatura de brilho (TB), é a base dos algoritmos empíricos para a determinação da TSM via satélite.

No caminho entre a superfície terrestre e o sensor orbital, a energia radiante sofre atenuações em função da interação com a atmosfera que é fortemente influenciada pelos diversos níveis de densidade dos gases presentes. Grandezas como a velocidade, comprimento de onda, intensidade e direção da radiação são alteradas nessa passagem. Devido à variação no espaço e no tempo, esses efeitos devem ser levados em consideração nos algoritmos de estimativa da TSM, incorporando ainda cálculos de correção atmosférica, o que frequentemente os torna bastante complexos.

2.3 ALGORITMOS DE ESTIMATIVA DA TSM

Para se obter uma boa estimativa da TSM é necessário considerar cuidadosamente todas as variáveis que afetam a absorção e emissão atmosférica. Os algoritmos de correção atmosférica, utilizam diferentes técnicas

para remover ou diminuir o efeito atmosférico sobre os dados de temperatura de brilho.

A partir da década de 70, com o desenvolvimento e a utilização de dados provenientes de satélites, foi criada a técnica multicanal, cujo principal objetivo era corrigir os dados através de um algoritmo que combinasse diferentes medidas de TB obtidas em canais distintos (SOUZA, 2009). Por ser diferente nos inúmeros canais, a atenuação atmosférica, governada pela quantidade total de vapor d'água presente no caminho óptico até o satélite, pode ser determinada através da diferença entre as TBs desses canais (LORENZZETTI e ARAÚJO, 2004). McClain et al. (1985), através de uma série de radiosondagens marítimas, em regiões sem nuvens, utilizaram dados de temperatura e umidade, como entrada em modelos de transmitância atmosférica, com o objetivo de calcular as TBs, nos canais 3,7; 11 e 12 μm . As diversas combinações das diferenças das TBs nos canais relacionadas com a correção atmosférica mostrou ser linear. Regressões da diferença de temperatura entre a superfície e a TB, para várias combinações destes canais, deram origem aos primeiros algoritmos multicanais de estimativa (ou recuperação, *retrieval* em inglês) da temperatura da superfície do mar (MCSST), sendo derivados na forma:

$$\text{TSM} = \alpha_1 + \alpha_2 T_i + \alpha_3 (T_i - T_j) \quad (5)$$

Onde α_1 , α_2 e α_3 são constantes determinadas por um ajuste de mínimos quadrados dos dados de satélite em relação aos dados *in situ* (boias fixas, boias de deriva ou navios de oportunidade), T_i e T_j são as temperaturas de brilho referentes a dois canais de um satélite. Emery et al. (1994) verificaram que a constante α_3 estava relacionada à absorção atmosférica, causada principalmente pelo conteúdo de vapor d'água.

Barton (1995) constatou que em atmosferas mais úmidas, as premissas da linearidade assumidas na estimativa da TSM, comprometem a acurácia desse método. Logo, ajustes devem ser adicionados ao processo de estimativa dos coeficientes dos algoritmos.

Por outro lado, com o propósito de corrigir essas imprecisões, o algoritmo NLSST foi desenvolvido possuindo forma similar ao MCSST, no entanto, o

parâmetro α_3 , antes tratado como uma constante, passa a ser em função da TB da seguinte forma:

$$\alpha_3 = \frac{a_0 + a_1 T_j}{b_0 + b_1 T_i + b_2 T_j} \quad (6)$$

Onde T_i e T_j são as temperaturas de brilho em dois diferentes comprimentos de onda e a_0 , a_1 , b_0 , b_1 e b_2 são constantes globais obtidas por meio de regressão linear.

De acordo com Walton et al. (1990), em regiões que apresentam condições meteorológicas extremas, tais como regiões polares frias e secas ou regiões tropicais quentes e úmidas, a mudança do parâmetro α_3 , proporcionou estimativas da TSM com melhor exatidão. Logo, em março de 1990, esta técnica se tornou operacional pela NOAA no satélite NOAA-11.

Segundo Vazquez et al. (1998), o algoritmo NLSST toma a seguinte forma:

$$TSM = \alpha_1 + \alpha_2 T_i + \alpha_3 (T_i - T_j) T_{sup} + \alpha_4 (\sec \theta - 1) (T_i - T_j) \quad (7)$$

Onde T_i e T_j são as temperaturas de brilho de dois canais de um determinado satélite, $\alpha_{1,2,3,4}$ são os coeficientes baseados no ajuste dos mínimos quadrados, θ é o ângulo zenital do satélite e T_{sup} é uma temperatura suposta para o campo de TSM, que pode ser obtida através de algum algoritmo linear ou utilização de dados de bases climatológicas (REYNOLDS e SMITH, 1995).

Vale ressaltar que há variações baseadas no MCSST e NLSST, que dependem principalmente do número de canais utilizados e em quais comprimento de onda, resultando numa série de equações diurnas e noturnas distintas, sendo essencial ao se utilizar determinado tipo de dado, verificar qual algoritmo foi utilizado para estimativa da TSM. Os algoritmos que utilizam apenas canais dentro da mesma janela atmosférica são denominados *split window*. Já os que utilizam dois canais em diferentes janelas atmosféricas são chamados *dual window*. E existem algoritmos que utilizam três canais, sendo chamados de *triple window*. Neste caso, os sensores medem a radiação no canal centrado em $3,7 \mu\text{m}$, que por sua vez têm suas medidas contaminadas pela radiação solar infravermelha refletida na superfície do mar. Por esse motivo, neste trabalho,

apenas o *triple window* noturno é utilizado. Uma descrição mais detalhada do histórico e evolução destes algoritmos pode ser encontrada em Kidwell (1995).

2.4 VIÉS

Define-se viés (*bias* em inglês) como um erro sistemático que pode influenciar os resultados de um estudo, levando a estimativas incorretas. O viés resulta da diferença entre o verdadeiro valor de um parâmetro e o valor produzido pelo estimador em apreço (BOLFARINE e BUSSAB, 2005).

É importante lembrar que qualquer medida está associada a erros. Basicamente, são dois os tipos de erros fundamentais relacionados aos procedimentos de medidas: erros aleatórios (ou estatísticos) e sistemáticos. Os erros aleatórios são produtos das variações em medições que não seguem uma tendência fixa, mas que podem ser analisadas estatisticamente através do cálculo de sua dispersão. Por outro lado, os erros sistemáticos indicam a tendência de um instrumento em registrar resultados sistematicamente acima ou abaixo do valor real e qual amplitude esperada desta variação.

Portanto, quando realizamos uma série de medições sucessivas, o efeito dos erros aleatórios é produzir uma propagação de medidas dispersas ao redor do valor real. Em contraste, erros sistemáticos podem impedir as medidas de serem compensadas a partir do valor real, muito embora os resultados individuais possam ser coerentes. Analogamente, na estimativa da TSM, os erros sistemáticos estão associados a capacidade de medição do sensor de um satélite, enquanto os erros aleatórios associam-se ao cálculo realizado pelas equações de determinação da TSM. As equações possuem erros muito pequenos para a estimativa de TSM, apresentando um viés estatístico consistente quando comparado a dados de TSM coletados *in situ* (MCCLAIN et al., 1985).

De acordo com as características técnicas, limitações dos algoritmos multiespectrais e as mudanças nas propriedades físicas do ambiente, a TSM estimada por satélite, dependendo do sensor e da região, apresenta diferentes *vieses*. A correção do viés em dados de TSM é geralmente calculada através da diferença entre a TSM estimada de dois sensores, onde um deles é definido

como referência (TOMAZIC et al., 2013). Por esse motivo, antes que dados provenientes de diferentes fontes possam ser utilizados em uma interpolação ótima, ou serem assimilados em modelos oceânicos ou atmosféricos, é imprescindível a correção do viés entre os diferentes conjuntos de dados (CASTRO et al., 2008).

Tomazic e Kuzmic (2011), objetivando aperfeiçoar o campo de TSM do NOAA-17 (sensor AVHRR) no mar Adriático, utilizaram dados do AATSR como campo referência, produzindo novos conjuntos de coeficientes para os algoritmos NLSST (diurno e noturno) e MCTriple (MCSST *triple window*) (apenas noturno). Esses coeficientes novos foram derivados através da regressão linear de dados de TB do NOAA-17 e dados de TSM do AATSR. Além disso, com o intuito de elucidar a origem dos erros dos algoritmos de recuperação da TSM no mar Adriático, foi realizada uma avaliação estatística através da comparação entre os diferentes conjuntos de dados de TSM (NOAA-17/AVHRR, METOP-A/AVHRR, TERRA/MODIS e MSG/SEVIRI) e dados de TSM do AATSR no período de 2003 a 2010. Os resultados mostraram sazonalidade nos resíduos de TSM para todos os produtos analisados, especialmente para o período da noite, e apresentaram os maiores erros estatísticos durante o período diurno, com desvio-padrão de todos os produtos acima de 0,5 K e vieses que variam de -0,18 a 0,07 K. Novos coeficientes foram gerados para o algoritmo NLSST e MCTriple. Os melhores resultados e menores erros, tendo seu desvio padrão reduzido para 0,1 K e viés quase zero, ocorreu para o NLSST. Para o algoritmo do tipo MCTriple, o viés foi reduzido de -0,26 K para +0,01 K com desvio padrão de 0,25 K.

Le Borgne et al. (2012), seguindo a premissa de que diferenças regionais podem ser observadas entre diferentes conjuntos de dados de TSM obtidos via SR, sendo, portanto, necessária a remoção dessas diferenças antes do uso, desenvolveram um método para tal finalidade. Os autores utilizaram a TSM estimada pelo AATSR como campo referência para todos os demais produtos de TSM utilizados no trabalho (AVHRR, MSG, GOES, TMI e AMSRE). Este método baseou-se na análise das diferenças entre um dado conjunto de dados e a TSM do AATSR ao longo de 10 dias anteriores e sobre uma grade regular de 5°x5°. Essas características espaço-temporais foram definidas

empiricamente numa experiência preliminar. A eficiência do método foi avaliada em uma base diária para um período de dois anos (2007-2008) baseado em dois produtos: TSM do MSG (0,05°) na região do Atlântico e TSM do AVHRR (0,02°) na região nordeste do Atlântico. Os resultados foram comparados ao AATSR e TSM de boias fixas e de deriva, resultando numa redução do viés no caso do MSG de -0,40 K para -0,02 K, na faixa latitudinal de 0-20 °N, o que forneceu um bom exemplo da performance do método. Já o AVHRR apresentou uma degradação na qualidade do ajuste, devido a contaminação excessiva de nuvens na região nordeste do Atlântico. Ainda assim, apresentou redução no desvio padrão de 0,54 (antes do ajuste) para 0,42 (depois do ajuste).

Timothy (2013) estudou o impacto da correção do viés da TSM em previsões retrospectivas de furacões no Atlântico Norte, utilizando um modelo atmosférico espectral global. Estas previsões compreenderam um período de 28 anos (1982 - 2009), sendo que, para cada ano da previsão, dois conjuntos de quatro membros foram desenvolvidos utilizando TSMs previstas pelo modelo do *National Oceanic and Atmospheric Administration's Climate Forecast System*, versão 1 (CFSv1). O primeiro conjunto utilizou TSMs previstas pelo modelo do CFSv1 e o segundo conjunto usou as mesmas TSMs com a aplicação de uma simples correção de viés. Os resultados desse experimento, mostraram que a determinação do número de furacões sazonais utilizando as TSMs com correção de viés obteve resultados superiores comparados às TSMs sem correção de viés. No caso das TSMs corrigidas, ocorreu uma tendência positiva na determinação do número de furacões, resultado este em boa concordância com as observações, enquanto nenhuma tendência significativa foi observada usando as TSMs não corrigidas.

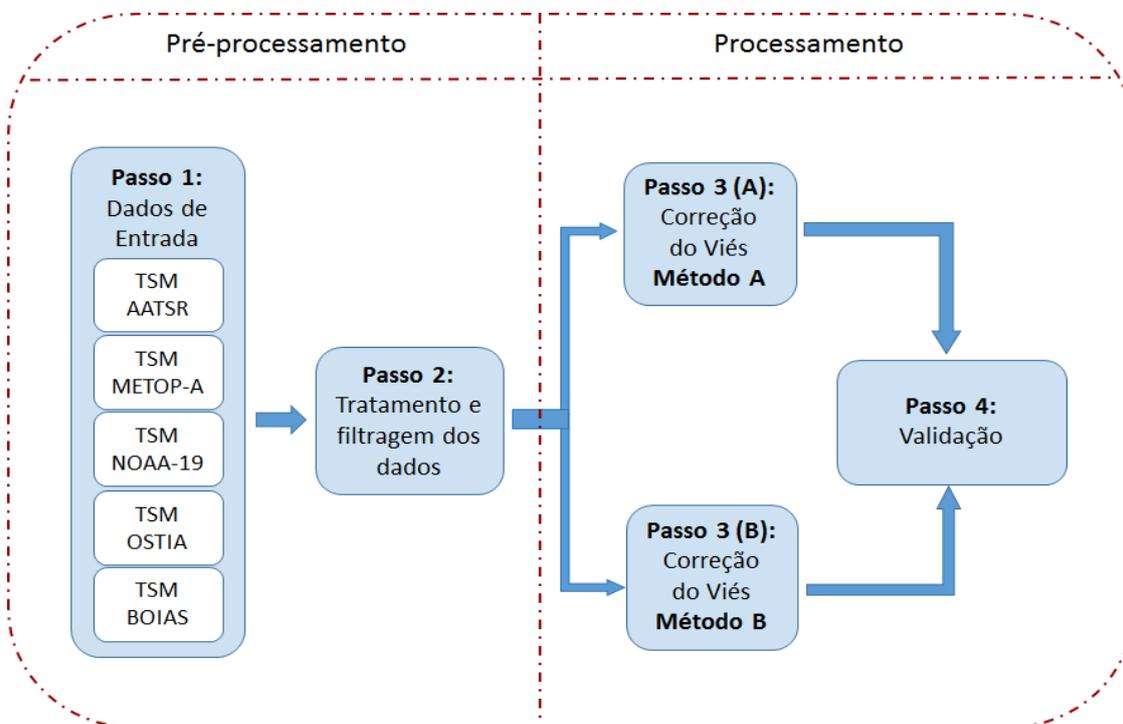
Hoyer et al. (2012) usando características detalhadas de erros e análises temporal-espacial, desenvolveram um método para corrigir o viés de diversos sensores utilizando produtos de TSM derivados por satélite, a partir de um sensor de micro-ondas e cinco de infravermelho, cobrindo a região do oceano Ártico. Este método foi usado para melhorar os produtos de TSM gerados a partir da interpolação de um ou mais sensores para o período de janeiro a dezembro de 2008. Os dados de TSM dos sensores AATSR e AVHRR foram

utilizados para construir o produto de referência contra os outros produtos de satélites que foram corrigidos. Os campos corrigidos foram validados com medidas *in situ* de boias de deriva, e todos os produtos mostraram melhoras tanto no viés, quanto no desvio padrão. Os melhores resultados foram encontrados para o sensor MODIS do satélite TERRA, onde houve melhora no viés de -0,46 K para 0,02 K utilizando esse método de correção. Obtiveram, ainda, uma melhora significativa quando os produtos de satélite corrigidos foram utilizados para gerar análises de TSM. Quando comparado com boias à deriva, não incluídas na análise, o produto de satélite nível 4 de TSM corrigido apresentou melhora no viés e desvio padrão, de -0,28 K para -0,04 K e 0,61 K para 0,54 K, respectivamente.

3 METODOLOGIA

A metodologia utilizada nesse estudo pode ser descrita em quatro passos, conforme esquematizado na Figura 7.

Figura 7 - Fluxograma dos passos metodológicos.



Fonte: Elaborada pelo autor.

A seguir é apresentada a descrição detalhada de cada passo metodológico, além das bases de dados utilizadas durante o processo de correção do viés.

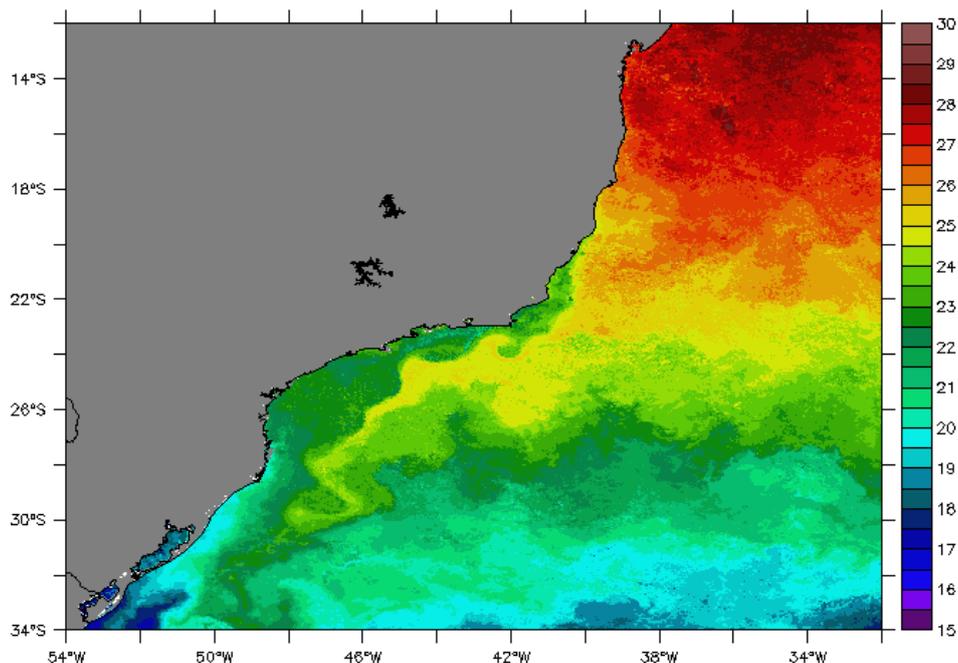
PASSO 1: Representa a primeira etapa do pré-processamento para a correção do viés. Nessa fase foram coletados dados de TSM de diferentes satélites que foram utilizados como entrada nos métodos de correção do viés.

Foram obtidos dados de TSM dos sensores AATSR a bordo do satélite ENVISAT, do sensor AVHRR a bordo dos satélites METOP-A e NOAA-19 e dados do OSTIA (DONLON et al., 2012), via *website* do GHRSSST - disponíveis no link (<http://podaac.jpl.nasa.gov>), dados de boias de deriva do PNBOIA (Programa Nacional de Boias), e boias fixas do PIRATA (*Pilot Research Moored Array in the Tropical Atlantic*) para o período de 2010 à 2011.

Os dados são disponibilizados no formato binário, sendo o AATSR e OSTIA em *Network Common Data Format* (netCDF), METOP-A e NOAA-19 em “.def” (binário específico da NOAA) e as boias em “.dat” (arquivo texto).

PASSO 2: Essa fase do pré-processamento iniciou-se com a seleção da área de estudo (54°W – 30°W e 12°S – 34°S) que pode ser visualizada na Figura 8.

Figura 8 - Carta de TSM para o dia 06/06/2015.



Fonte: Elaborada pelo autor, através do *software Ferret - Data Visualization and Analysis*.

Conforme já mencionado, este estudo adotada as definições de TSM usadas pelo GHRSSST-PP. Em geral, as fontes de dados apresentam variáveis indicando seus níveis de qualidade, como por exemplo, *quality level*, *proximity confidence level*, *confidence flag*, etc. No caso dos dados do GHRSSST, a variável que informa os dados com melhor qualidade é a *quality level*, que apresenta os seguintes valores: (0 = “no_data”; 1 = “bad_data”; 2 = “worst_quality”; 3 = “low_quality”; 4 = “acceptable_quality”; 5 = “best_quality”). Dessa forma, com o auxílio dessa variável é possível selecionar os pixels de acordo com o nível de qualidade desejado. Segue a descrição das fontes aqui utilizadas.

1. ENVISAT/AATSR - os dados do AATSR representam a temperatura de pele e são produzidos a 1 km de resolução pelo serviço da ESA/MEDSPIRATION (ROBINSON et al., 2005) usando um algoritmo baseado em modelos de transferência radiativa (MERCHANT et al., 1999; ZÁVODY et al., 1995).

Seguindo o critério descrito acima, foram selecionados pixels com níveis de qualidade 4 e 5, e em seguida, convertidos para TSM de subpele, adicionando 0,17 K aos campos originais. O valor de 0,17 K é uma aproximação do efeito de pele que pode ser rigorosamente modelado de acordo com Donlon et al. (2002).

Como já mencionado, a cobertura espacial oferecida pelas boias fixas e deriva não compreende grandes áreas do globo. Devido à alta precisão do AATSR, nesse estudo, suas observações são tratadas como medidas *in situ* e consideradas como campos referência, sendo recorrentemente utilizado na literatura (HOYER et al., 2014; LE BORGNE et al., 2012);

2. METOP-A/AVHRR - os produtos de TSM desse satélite são gerados operacionalmente no *Ocean and Sea Ice Satellite Application Facility* (OSISAF) em uma resolução global de 1 km. Durante o dia é usado o algoritmo NLSST e durante o período noturno, o algoritmo MCTriple;
3. NOAA-19/AVHRR - *The Naval Oceanographic Office* (NAVOCEANO) disponibiliza TSM dos satélites em órbita polar da NOAA. Esses dados são derivados de algoritmos baseados em regressões *versus* medidas de boias de deriva (CAYULA et al., 2004; MAY et al., 1998) e possuem uma resolução espacial em torno de 1 km;
4. OSTIA - os dados de TSM do OSTIA obtidos através da NASA/PODAAC, foram usados como campo de TSM inicial (*guessSST*) nas simulações das TBs. Esses dados representam a TSM fundamental, livre da variabilidade diurna, com resolução espacial de aproximadamente ~6 km (1/20°) e resolução temporal diária.
5. BOIAS - dados de boias de deriva do PNBOIA estão disponíveis no link <<http://www.goosbrasil.org/tiki-index.php>>, e foram usados para validação da TSM gerada através das duas metodologias (Métodos A e B).

Visto que os dados coletados dos satélites AATSR, NOAA-19 e METOP-A não estão numa grade regular e sim no formato “*swath*”, ou seja, representam a passagem do satélite, o tratamento e filtragem comum para cada fonte de dado foi a interpolação destes para uma grade regular (0.01° x 0.01°) e a seleção apenas dos dados correspondentes ao período noturno (18h às 5h).

No caso da fonte de dados utilizada para obtenção dos dados do NOAA-19 e METOP-A, a informação da qualidade dos pixels não foi disponibilizada. Dessa forma, não foi possível selecionar apenas os dados com melhor qualidade. A Tabela 4 sintetiza informações relevantes aos dados utilizados neste trabalho.

Tabela 4 - Resumo das características dos dados de TSM utilizados.

TSM	Tipo	Sensor	Resolução espacial	Formato dos dados
ENVISAT	Pele	AATSR	1 km	NetCDF
METOP-A	Subpele	AVHRR-3	1 km	.def
NOAA-19	Subpele	AVHRR-3	1 km	.def
OSTIA	fundamental	AATSR, SEVIRI, AVHRR, TMI, AMSR-E, <i>in situ</i>	~6 km (Global)	NetCDF
BOIAS	balde	-----	-----	ASCII

Fonte: Elaborada pelo autor.

Como ilustrado na fase 'Processamento' da Figura 7, dois métodos para correção do viés foram utilizados, sendo o primeiro denominado de Método A (desenvolvido por Tomazic et al. (2014)) e o segundo Método B (desenvolvido por Le Borgne et al. (2012)). É importante destacar que os dois artigos mencionados estão lidando com duas aproximações fundamentalmente diferentes para corrigir vieses regionais de TSM por satélites. A primeira aproximação mencionada (Método A), é puramente mono-sensor, e tenta corrigir os vieses sistemáticos regionais e as correções atmosféricas que ocorrem devido ao uso do algoritmo multicanal de TSM, que na verdade é uma simplificação da física da transferência radiativa numa atmosfera real. No entanto, um passo fundamental nesta abordagem é corrigir os vieses sistemáticos entre as TBs observadas e simuladas, resultantes de erros sistemáticos do modelo de transferência radiativa (RTTOV), dos perfis atmosféricos utilizados nos cálculos de transferência radiativa e da calibração radiométrica. Esse trabalho de Tomazic et al. (2014) consiste no refinamento no procedimento de ajuste da TB. A segunda aproximação mencionada (Método B), utiliza o campo de TSM do AATSR (que são menos afetados por vieses regionais

do que outros produtos de TSM, em função da dupla visada do instrumento) como campo referência para fazer uma pós-correção da estimativa da TSM derivada por satélite, ou seja, uma correção que é aplicada após o algoritmo de estimativa da TSM. Nos Passos 3(A) e 3(B), são descritos os métodos aplicados.

PASSO 3 (A): Nesse passo, o Método A proposto para correção do viés foi aplicado. Esse método baseia-se na derivação de uma correção da TSM a partir de simulações da TB e uma TSM inicial ($TSM_{inicial}$), sendo essa correção uma das soluções para se reduzir o viés regional (TOMAZIC et al., 2014).

Em relação ao método aplicado, TBs foram simuladas através de um modelo de transferência radiativa, no caso o RTTOV (versão 10.1), usando o ângulo de visada do satélite igual a 0° (nadir) e o campo do OSTIA como TSM de referência da superfície ($TSM_{inicial}$). Essas simulações são tratadas como TB_{sim} e as TBs correspondentes aos sensores dos satélites como TB_{obs} . Nessa metodologia as TB_{sim} apresentam diferenças quando comparadas com as TB_{obs} , sendo estas descritas abaixo:

- Existem diferenças entre o campo de $TSM_{inicial}$ e o campo de TSM dos satélites (TSM_{obs}) (erros iniciais);
- O modelo de transferência radiativa utiliza errôneas funções filtros (erros de filtros);
- O modelo de transferência radiativa pode ser impreciso (erro de modelo);
- Perfis de amostragem induzem erros (erros de perfil de amostragem).

O Método A é capaz de explicar as diferenças entre a $TSM_{inicial}$ e TSM_{obs} (observações), mas não as outras fontes de erro.

Através dessas simulações e observações, a expressão final para a TSM corrigida (TSM_{corr}) é dada pela equação abaixo:

$$TSM_{corr} = TSM_{NLobs} - TSM_{erro} \quad (8)$$

Onde, TSM_{NLobs} corresponde a equação NLSST do satélite (METOP-A e NOAA-19) e TSM_{erro} refere-se ao erro associado às TB_{sim} e $TSM_{inicial}$. Ambos são expressos abaixo:

$$\text{TSM}_{\text{NLobs}} = \sum a_i \text{TB}_{\text{obs}_i} + b \quad (9)$$

$$\text{TSM}_{\text{erro}} = \sum a_i \text{TB}_{\text{sim}_i} + b - \text{TSM}_{\text{inicial}} \quad (10)$$

Substituindo (9) e (10) na equação (8):

$$\text{TSM}_{\text{corr}} = [\sum a_i \text{TB}_{\text{obs}_i} + b] - [\sum a_i \text{TB}_{\text{sim}_i} + b - \text{TSM}_{\text{inicial}}] \quad (11)$$

Simplificando a equação (11), tem-se:

$$\text{TSM}_{\text{corr}} = \text{TSM}_{\text{inicial}} + \sum a_i (\text{TB}_{\text{obs}_i} - \text{TB}_{\text{sim}_i}) \quad (12)$$

ou

$$\text{TSM}_{\text{corr}} = \text{TSM}_{\text{NLobs}} - \text{TSM}_{\text{NLsim}} + \text{TSM}_{\text{inicial}} \quad (13)$$

Onde, a_i são os coeficientes dos algoritmos multiespectrais, os quais são derivados de uma base de dados de TBs simuladas (FRANÇOIS et al., 2002) e o índice i refere-se ao canal do satélite.

Para os dados dos satélites utilizados nesse trabalho, os algoritmos e coeficientes usados para o NOAA-19 e METOP-A, onde, $\text{TB}_{3.7}$, $\text{TB}_{10.8}$, $\text{TB}_{12.0}$ representam as temperaturas de brilho ($^{\circ}\text{C}$) em 3,7; 10,8 e 12,0 μm , respectivamente, T_{CLI} os valores climatológicos de TSM ($^{\circ}\text{C}$) (nesse estudo, TSM do OSTIA), a, b, c, d, e são os coeficientes calculados por regressão multilinear (Tabelas 5 e 6) e $S_{\theta} = \sec \theta - 1$ representa a visada do satélite, onde θ é o ângulo zenital do satélite, foram listados abaixo:

a) NOAA-19:

Diurno:

$$\text{TSM}_{\text{obs}} = a T_{10.8} + b T_{\text{CLI}} (\text{TB}_{10.8} - \text{TB}_{12.0}) + c (\text{TB}_{10.8} - \text{TB}_{12.0}) S_{\theta} - d + e(\text{TB}_{10.8} - \text{TB}_{12.0}) \quad (14)$$

Noturno:

$$\text{TSM}_{\text{obs}} = a \text{TB}_{10.8} + b T_{\text{CLI}} (\text{TB}_{3.7} - \text{TB}_{12.0}) + c S_{\theta} - d + e(\text{TB}_{3.7} - \text{TB}_{12.0}) \quad (15)$$

Tabela 5 - Coeficientes do algoritmo de TSM do NOAA-19, diurno e noturno (temperaturas em graus Celsius).

Coeficientes	a	b	c	d	e
Diurno	0,9314	0,0638	0,6286	252,8594	0,1287
Noturno	1,0048	0,0079	1,7194	273,6743	0,6808

Fonte:(http://www.neodaas.ac.uk/faq/sst_equations).

b) METOP-A:

Diurno:

$$TSM_{obs} = a TB_{10.8} + b TB_{CLI}(TB_{10.8} - TB_{12.0}) S_{\theta} - d + e (TB_{10.8} - TB_{12.0})$$

(16)

Noturno:

$$TSM_{obs} = a TB_{10.8} + b T_{CLI}(TB_{3.7} - TB_{12.0}) + cS_{\theta} - d + e(TB_{3.7} - TB_{12.0})$$

(17)

Tabela 6 - Coeficientes do algoritmo de TSM do METOP-A, diurno e noturno (temperaturas em graus Celsius).

Coeficientes	a	b	c	d	e
Diurno	0,9602	0,0512	1,0490	261,2575	1,0264
Noturno	1,0007	0,0024	1,9542	272,1426	0,8373

Fonte:(http://www.neodaas.ac.uk/faq/sst_equations).

As Equações (14) e (16) e os coeficientes nas Tabelas 5 e 6 referentes ao período diurno foram listados apenas para conhecimento, no entanto, as equações e coeficientes utilizados nesta pesquisa referem-se apenas ao período noturno.

Após a estimativa da TSM observada para o período noturno utilizando as equações e coeficientes descritos acima, dá-se início a metodologia proposta por Tomazic et al. (2014), conforme os seguintes passos:

1. Geração de campos de TB_{obs} e TB_{sim} para os canais 3,7; 10,8 e 12,0 μm do METOP-A e NOAA-19, em formato NetCDF;
2. Diferenças entre os campos de TB_{sim} e TB_{obs} para os 3 canais citados no passo anterior. Para a construção dos campos diferenças, alguns passos devem ser seguidos:

2.1. Seleção dos dados e concatenação: TB_{obs} e TB_{sim} foram interpoladas para $0,05^\circ$ e concatenadas num período de 10 dias junto com as informações de latitude, longitude, ângulo zenital do satélite, $TSM_{inicial}$, TSM_{obs} dos satélites NOAA e METOP-A. Os seguintes filtros foram aplicados na construção das diferenças, onde os seguintes valores foram mantidos:

- $|TSM_{inicial} - TSM_{obs} \text{ (METOP-A e NOAA-19)}| < 1 \text{ K}$;
- $|TB_{obs_i} - TB_{sim_i}| < 1,5 \text{ K}$, i corresponde aos canais 3,7; 10,8 e 12,0 μm .

2.2. Correção do ângulo zenital do satélite: Como os pixels não são medidos num mesmo ponto, essa correção do ângulo zenital é necessária para que esse ajuste “carregue” todas as observações para o nadir, resultando em um mesmo ângulo de visada, conseqüentemente, um mesmo caminho ótico. Logo, para um dado canal, a diferença entre as TBs simuladas e observadas é expressa como uma função da secante do ângulo zenital:

$$TB_{sim_i} - TB_{obs_i} = a_i S_\theta + b_i S_\theta^2 + c_i \quad (18)$$

Onde S_θ é a secante do ângulo zenital e os coeficientes a_i , b_i e c_i são derivados por regressão aplicada ao arquivo concatenado obtido no Passo 2.1, onde i representa o número do canal. A Equação (18) representa as diferenças médias das TBs e a influência do ângulo zenital do satélite considerado sobre todo o domínio e sobre a média temporal. Considerando os termos a direita na Equação (18) sendo igual a Δsec_i , tem-se a Equação (19):

$$\Delta sec_i = a_i S_\theta + b_i S_\theta^2 + c_i \quad (19)$$

Cada diferença da TB_{sim} com a TB_{obs} foi normalizada acrescentando uma correção do ângulo zenital do satélite às diferenças brutas das TBs, conforme Equação (20).

$$\Delta norm_i = TB_{sim_i} - TB_{obs_i} - \Delta sec_i \quad (20)$$

2.3. Geração dos campos médios da diferença: Após a normalização do ângulo zenital dos campos, foi realizada a média temporal do termo $\Delta norm_i$ para um período de 10 dias e a média espacial em uma caixa com dimensões de $0,05^\circ \times 0,05^\circ$. Esses campos são definidos como campos normalizados das TBs ($\Delta norm_media_i$);

2.4. Aplicação dos campos ajustados: As TB_{sim} foram corrigidas usando a influência do ângulo zenital do satélite (Δsec_i) e os campos ajustados normalizados no tempo e no espaço ($\Delta norm_media_i$), conforme Equação (21).

$$TB_{simcorr_i} = TB_{sim_i} - \Delta sec_i - \Delta norm_media_i \quad (21)$$

3. Com o objetivo de gerar a TSM_{corr} para os satélites METOP-A e NOAA-19, aplica-se as TBs simuladas corrigidas ($TB_{simcorr_i}$) e os coeficientes citados na Equação (12) ou (13), e têm-se a seguinte expressão.

$$TSM_{corr} = TSM_{inicial} + a(TB_{obs_{10.8}} - TB_{simcorr_{10.8}}) + b TSM_{inicial} [(TB_{obs_{3.7}} - TB_{simcorr_{3.7}}) - (TB_{obs_{12.0}} - TB_{simcorr_{12.0}})] + e [(TB_{obs_{3.7}} - TB_{simcorr_{3.7}}) - (TB_{obs_{12.0}} - TB_{simcorr_{12.0}})] \quad (22)$$

PASSO 3 (B): Nessa etapa foi aplicada a metodologia proposta por Le Borgne et al. (2012) para corrigir o viés dos dados de TSM. Para tal, os seguintes procedimentos foram realizados:

1. Geração de arquivos diários relativos ao período noturno das observações do METOP-A, NOAA-19 e AATSR. Esses campos foram interpolados para uma grade de $0,05^\circ$, e denominados de Arquivos Agrupados (ArqA);
2. Geração de campos de erro de larga escala (CE_{ArqA}) através da diferença diária entre os campos dos ArqA e o campo referência do AATSR;
3. Após a realização dessas diferenças, os CE_{ArqA} foram interpolados de volta para grade original de cada sensor ($0,01^\circ$ para METOP-A e NOAA-19);
4. A seguir, foram calculadas as médias espacial e temporal dos CE_{ArqA} , objetivando filtrar os ruídos e estruturas de pequena escala, e ter uma maior cobertura da área de estudo, respectivamente. Abaixo, são discutidos os procedimentos dessas médias;

4.1. Média Espacial

A média espacial foi calculada em uma janela com dimensões variando de $0,03^\circ$ a $0,06^\circ$. O objetivo dessa variação nas dimensões foi escolher uma janela que melhor representasse as feições e ao mesmo tempo não fosse “contaminada” pelas passagens do satélite (“swath”). Nesse trabalho foi selecionada a janela de $0,05^\circ \times 0,05^\circ$.

4.2. Média Temporal

A média temporal foi calculada com o intuito de assegurar uma cobertura espacial satisfatória da região de estudo. Seguindo Le Borgne et al. (2012) foi calculada uma média temporal ponderada utilizando 10 dias. Esses novos campos de erro são chamados de CE_{corN} , onde N representa o número de dias utilizados na média temporal;

5. Após a geração desses arquivos, a correção do viés dos dados de observação de cada satélite ocorre através do cálculo da diferença entre as observações e o campo de erro corrigido, ou seja:

$$TSM_{corr} = TSM_{obs} - CE_{corN} \quad (23)$$

PASSO 4: Nesse passo foi realizada a validação dos campos TSM_{corr} , de ambos os métodos aplicados, usando o campo referência do AATSR e as boias do PNBOIA. A validação através do AATSR é realizada fazendo a diferença pixel a pixel dos satélites com o campo do AATSR, dentro de uma grade regular, ou seja, a validação é realizada apenas nos pixels coincidentes entre as TSMs do METOP-A e NOAA-19 com as TSMs do AATSR. Já a validação das TSM_{corr} com as boias do PNBOIA ocorre da seguinte maneira: para cada pixel medido pelo satélite é considerado um Raio de Influência (RI), ou seja, a cada passo de tempo é calculada a diferença entre o pixel medido pelo satélite e todo registro da TSM da boia que estiver dentro do RI. Nesse trabalho os RIs considerados foram 1, 5 e 10 km. Abaixo segue a descrição dos índices estatísticos utilizados para a avaliação dos resultados, onde, E_i é o valor estimado, O_i o valor observado e N é o total de valores utilizados.

Erro Médio (EM)

O EM é a medida mais simples estabelecida, a qual mede a tendência do modelo superestimar ou subestimar a estimativa em relação à observação. Esta tendência é definida pela Equação (24):

$$EM = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N E_i - O_i \quad (24)$$

A partir da Equação (24) foi feita a primeira avaliação das diferenças entre os campos de TSM corrigidos pelos dois métodos com os campos do AATSR e

das boias de deriva. Apesar do EM fornecer uma noção da tendência da diferença entre a estimativa e a observação, ele é afetado pelo fato de que erros individuais positivos e negativos de mesma magnitude se cancelam na somatória, acarretando a subestimação do erro das estimativas.

Raiz do Erro Médio Quadrático (REMQ)

O REMQ é uma forma de avaliar a variação entre valores estimados em relação os valores observados, onde calcula-se a média do quadrado da diferença entre as estimativas e as observações. Como os erros são elevados ao quadrado antes de ser calculada a média, o REMQ fornece um peso maior aos erros maiores. Isso significa que ele é mais útil quando grandes erros são particularmente indesejáveis. Por se tratar de uma medida de erro, quanto mais próximo de zero melhor será a estimativa. No caso de REMQ igual a zero significa que o estimador prevê observações com precisão perfeita. Sua formulação pode ser vista na Equação (25):

$$\text{REMQ} = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (E_i - O_i)^2} \quad (25)$$

Coefficiente de Correlação (R)

O R é uma medida padronizada da relação entre duas variáveis aleatórias X e Y, sem considerar as unidades de medidas delas. Ele mede o grau da correlação (e a direção dessa correlação - se positiva ou negativa) entre essas duas variáveis. Este coeficiente assume valores apenas entre -1 e 1, onde, R =1 indica correlação perfeita positiva, R=-1 indica correlação negativa perfeita e R=0 significa que essas variáveis não dependem uma da outra. Neste trabalho é utilizado o coeficiente de correlação de Pearson, dado pela Equação (26):

$$R = \frac{\sum_{i=1}^N [(E_i - \bar{O}_i)(O_i - \bar{E}_i)]}{\sqrt{\sum_{i=1}^N (E_i - \bar{O}_i)^2} \sqrt{\sum_{i=1}^N (O_i - \bar{E}_i)^2}} \quad (26)$$

Média (M)

É o valor que aponta para onde mais se concentram os dados de uma distribuição, conforme a Equação (27):

$$M = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N E_i \quad (27)$$

Desvio Padrão (DP)

É uma medida que descreve o grau de dispersão existente em relação à média (ou valor esperado), indicando o quão próximo (valores pequenos) ou distante (valores grandes) estão da média, conforme Equação (28):

$$DP = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N (E_i - \bar{E})^2}{N}} \quad (28)$$

4 ANÁLISE DOS RESULTADOS

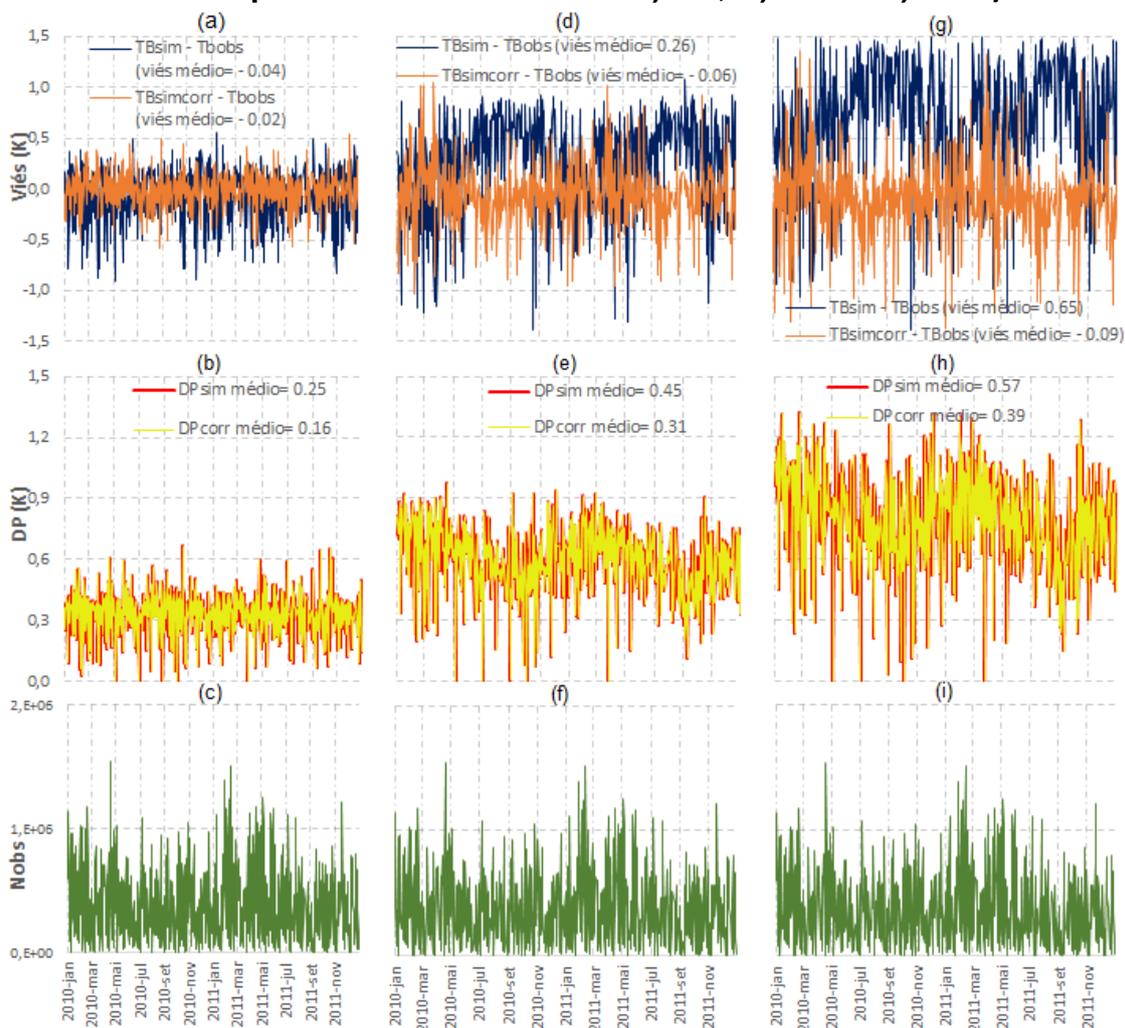
Neste capítulo são apresentadas as análises dos resultados obtidos através das duas metodologias utilizadas para correção do viés da TSM, onde os valores das TSMs corrigidas são comparados com as observações do sensor AATSR e das boias do PNBOIA. Os resultados estão divididos por seções, sendo a seção 4.1 referente ao Método A, subdividido em subseções correspondentes às comparações com o AATSR e PNBOIA, respectivamente. O mesmo ocorre nas subseções da seção 4.2 referente ao Método B.

4.1 MÉTODO A

Conforme descrito no Passo 3(A) da metodologia, um passo que antecede a correção do viés propriamente dito, refere-se a correção do ângulo zenital das TBs simuladas pelo RTTOV. Foi aplicado um filtro que consiste na exclusão dos dados que apresentaram diferenças absolutas entre as TBs simuladas e observadas acima de 1,5 K, objetivando evitar o máximo possível a contaminação por nuvens ou resíduos referentes ao aquecimento diurno. Um segundo filtro também foi aplicado, consistindo na exclusão dos dados que apresentaram diferenças absolutas entre a $TSM_{inicial}$ e a TSM observada acima de 1 K, objetivando eliminar grandes diferenças.

Na Figura 9 são apresentadas as médias das diferenças diárias entre as TB_{sim} e $TB_{simcorr}$ com as TB_{obs} , o DP e o número de observações (N_{obs}) do METOP-A para as bandas dos canais 3,7 (a, b, c), 10,8 (d, e, f) e 12,0 (g, h, i). Nas Figuras 9 (a), (d) e (g) é possível observar que a curva correspondente às $TB_{simcorr}$ exibem diferenças menores, comparadas as curvas das TB_{sim} . Adicionalmente, o DP na Figura 9 (h) é superior ao das Figura 9 (b) e (e) N_{obs} , sendo a diferença para os DP corrigidos muito pequena como observado na figura para os três canais.

Figura 9 – Média das diferenças diárias, desvio padrão e número de observações entre as TB_{sim} e $TB_{simcorr}$ com as observações do METOP-A para os canais 3,7 μm (a, b, c), 10,8 μm (d, e, f) e 12,0 μm (g, h, i) durante o período de 2010 e 2011.. A) 3.7; B) 10.8 e C) 12.0 μm .



Fonte: Elaborada pelo autor.

Ainda na Figura 9 (a), observa-se que as duas curvas apresentam um comportamento estável ao longo do período, onde a série correspondente às TB_{sim} exibe picos positivos e negativos maiores em relação às $TB_{simcorr}$. Entre os meses de maio e agosto de 2010 e 2011, em ambas as Figura 9 (d) e (g), são observados ciclos de diferenças mais elevadas nas TB_{sim} . Isso ocorre possivelmente devido ao perfil tropical médio, utilizado pelo RTTOV para gerar as simulações, considerar quantidades de vapor d'água superiores às observadas nessa época do ano, uma vez que nos meses de inverno a atmosfera é mais seca quando comparada aos meses mais úmidos como, por

exemplo, os meses de verão. Além disso, a correção realizada nas simulações proporciona na média a redução do viés e do DP dessas diferenças para as Figuras 9 (a, b), (d, e) e (c, h) de $-0,04 \text{ K} \pm 0,25 \text{ K}$ para $-0,02 \text{ K} \pm 0,16 \text{ K}$, de $-0,26 \text{ K} \pm 0,45 \text{ K}$ para $-0,06 \text{ K} \pm 0,31 \text{ K}$ e de $0,65 \text{ K} \pm 0,57 \text{ K}$ para $-0,09 \text{ K} \pm 0,39 \text{ K}$, respectivamente. A Tabela 7 sintetiza as estatísticas referentes ao viés e o DP, assim como, REMQ e EM das TB_{sim} e $TB_{simcorr}$ em relação às TB_{obs} observadas. Vale ressaltar que o N_{obs} utilizado nas estatísticas da Tabela 7 foi o mesmo para os três canais, ou seja, em média 2.179.800. Através desta, nota-se a redução dos valores de REMQ e EM quando as TBs simuladas são corrigidas nos três canais, ressaltando a redução de 0,47 K na REMQ e 0,74 K e 0,56 K (em módulo) no EM do canal centrado em $12,0 \mu\text{m}$, que era o canal que apresentava viés mais elevado.

Tabela 7 – Estatísticas das TB_{sim} e $TB_{simcorr}$ para os canais 3,7, 10,8 e 12,0 μm comparados com as TB_{obs} do METOP-A.

Estatísticas (K)	$TB_{sim3,7}$ $TB_{obs3,7}$	$TB_{simcorr3,7}$ $TB_{obs3,7}$	$TB_{sim10,8}$ $TB_{obs10,8}$	$TB_{simcorr10,8}$ $TB_{obs10,8}$	$TB_{sim12,0}$ $TB_{obs12,0}$	$TB_{simcorr12,0}$ $TB_{obs12,0}$
Viés \pm DP	$-0,04 \pm 0,25$	$-0,02 \pm 0,16$	$0,26 \pm 0,45$	$-0,06 \pm 0,31$	$0,65 \pm 0,57$	$-0,09 \pm 0,39$
REMQ	0,26	0,17	0,53	0,31	0,87	0,40
EM	-0,05	-0,02	0,26	-0,06	0,65	-0,09

Fonte: Elaborada pelo autor.

As Tabelas 8 e 9, sintetizam os coeficientes de correlação entre os três canais aqui utilizados do satélite METOP-A, para TB_{sim} e $TB_{simcorr}$ em relação às TBs observadas, respectivamente. Através dessas tabelas, pode-se observar o aumento da correlação em aproximadamente 25%, quando as TBs são corrigidas.

Tabela 8 – Correlação entre as TB_{sim} e as TB_{obs} nos canais 3,7; 10,8 e 12,0 μm do METOP-A.

R (%)	$TB_{sim3,7}$ $TB_{obs3,7}$	$TB_{sim10,8}$ $TB_{obs10,8}$	$TB_{sim12,0}$ $TB_{obs12,0}$
$TB_{sim3,7}$ $TB_{obs3,7}$	100	68	70
$TB_{sim10,8}$ $TB_{obs10,8}$	----	100	99
$TB_{sim12,0}$ $TB_{obs12,0}$	----	----	100

Fonte: Elaborada pelo autor.

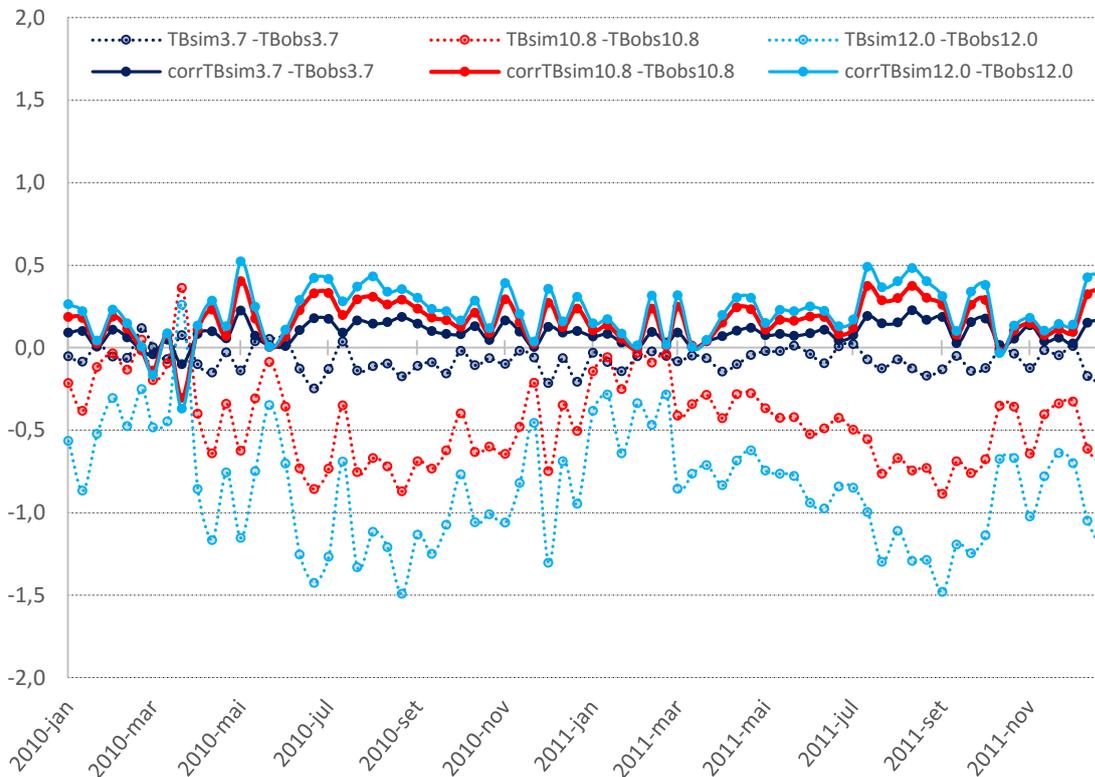
Tabela 9 – Correlação entre as $TB_{simcorr}$ e as TB_{obs} nos canais 3,7; 10,8 e 12,0 μm do METOP-A.

R (%)	$TB_{simcorr3,7}$ $TB_{obs3,7}$	$TB_{simcorr10,8}$ $TB_{obs10,8}$	$TB_{simcorr12,0}$ $TB_{obs12,0}$
$TB_{simcorr3,7}$ $TB_{obs3,7}$	100	95	95
$TB_{simcorr10,8}$ $TB_{obs10,8}$	----	100	100
$TB_{simcorr12,0}$ $TB_{obs12,0}$	----	----	100

Fonte: Elaborada pelo autor.

Para entender melhor o comportamento das TB_{sim} e $TB_{simcorr}$, foi realizada a média das diferenças a cada 10 dias ao longo do período analisado. A Figura 10 destaca que a correção aplicada às TB_{sim} reduziu o viés relacionado às TB_{obs} para os três canais considerados. Isso ocorre devido as simulações serem geradas apenas no nadir, conforme mencionado na metodologia. Portanto, após a correção realizada, cada pixel apresenta um ângulo zenital correspondente à sua medição.

Figura 10 - Média a cada 10 dias das diferenças entre TB_{sim} e $TB_{simcorr}$ com TB_{obs} para os canais 3,7; 10,8 e 12,0 μm do METOP-A em 2010 e 2011. As linhas pontilhadas representam as diferenças usando as TB_{sim} e as linhas sólidas as diferenças relacionados as $TB_{simcorr}$.



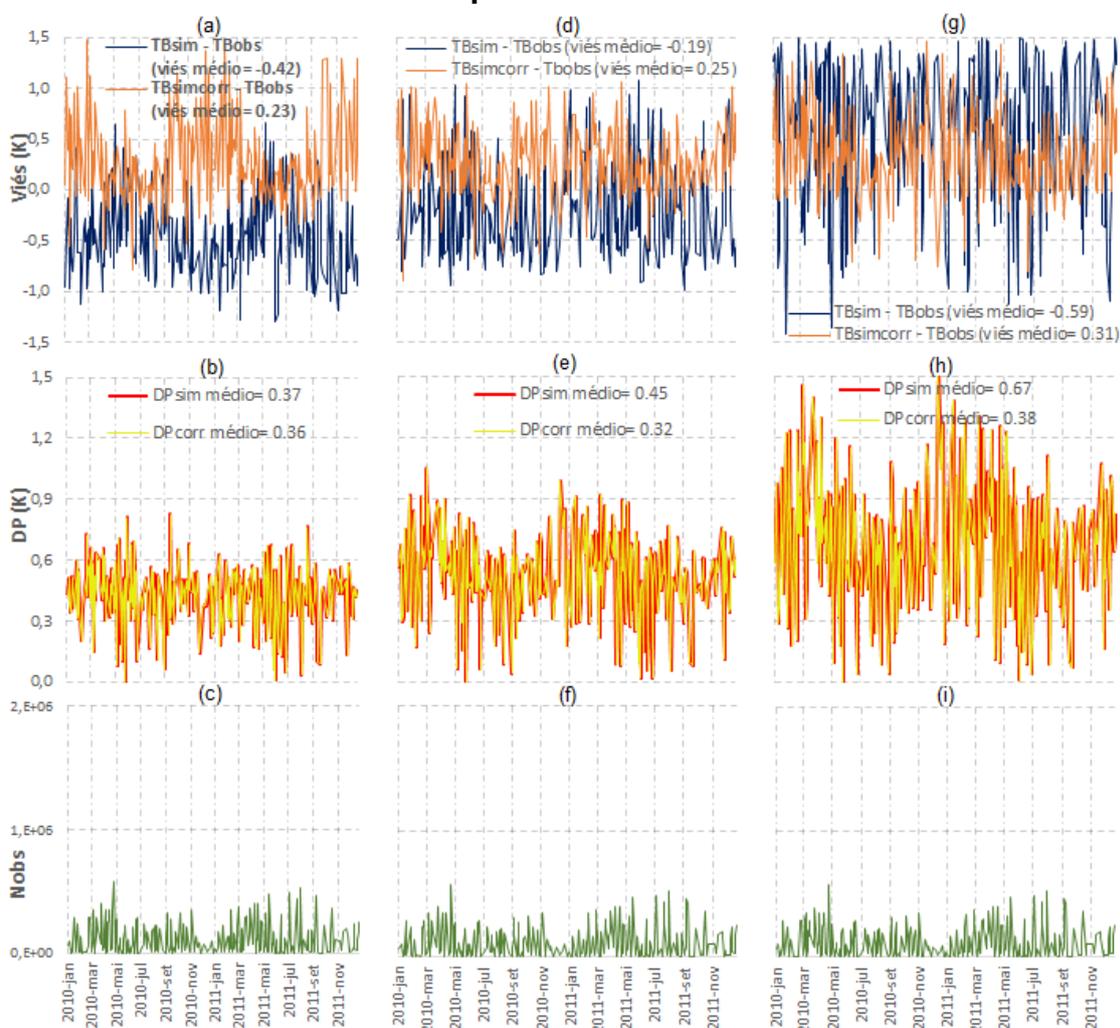
Fonte: Elaborada pelo autor.

Similarmente à análise realizada para o satélite METOP-A, a Figura 11 apresenta as médias das diferenças diárias entre as TB_{sim} e $TB_{simcorr}$ com as TB_{obs} , o DP e o N_{obs} do NOAA-19 para as bandas dos canais 3,7 (a, b, c), 10,8 (d, e, f) e 12,0 μm (g, h, i).

Nesta figura observa-se que as curvas correspondentes as simulações corrigidas apresentam oscilação menor, quando comparadas às curvas das simulações não corrigidas. O DP na Figura 11 (h) é superior ao das Figuras 11 (b) e (e), apresentando um comportamento similar ao do METOP-A. Cabe destacar que o N_{obs} do NOAA-19 é inferior, da ordem de 77%, quando comparado ao N_{obs} do METOP-A. Além disso, a correção aplicada nas TB_{sim} proporciona, em média, uma redução do viés e do DP dessas diferenças para as Figuras 11 (a, b), (d, e) e (g, h) de $-0,42K \pm 0,37K$ para $0,23K \pm 0,37K$, de $-0,19K \pm 0,45K$ para $0,25K \pm 0,32K$ e de $-0,59K \pm 0,67K$ para $-0,31K \pm 0,38K$,

respectivamente. Além do viés e DP, a Tabela 10 sintetiza os índices estatísticos calculados para o NOAA-19. Através desta, destaca-se a diminuição do REMQ no canal centrado em $12,0 \mu\text{m}$ de 0,89 para 0,50, e ainda, o EM de 0,59 para -0,30. Vale ressaltar que o N_{obs} utilizado nas estatísticas da Tabela 9 foi o mesmo para os três canais, ou seja, uma média de 487.833 observações.

Figura 11 – Média das diferenças diárias, desvio padrão e número de observações entre as TB_{sim} e TB_{simcorr} com as observações do NOAA-19 para os canais $3,7 \mu\text{m}$ (a, b, c), $10,8 \mu\text{m}$ (d, e, f) e $12,0 \mu\text{m}$ (g, h, i) durante o período de 2010 e 2011.



Fonte: Elaborada pelo autor.

Tabela 10 – Estatísticas das TB_{sim} e $TB_{simcorr}$ para os canais 3,7; 10,8 e 12,0 μm comparados com as TB_{obs} do NOAA-19.

Estatísticas (K)	$TB_{sim3,7}$ $TB_{obs3,7}$	$TB_{simcorr3,7}$ $TB_{obs3,7}$	$TB_{sim10,8}$ $TB_{obs10,8}$	$TB_{simcorr10,8}$ $TB_{obs10,8}$	$TB_{sim12,0}$ $TB_{obs12,0}$	$TB_{simcorr12,0}$ $TB_{obs12,0}$
Viés \pm DP	-0,42 \pm 0,37	0,23 \pm 0,36	-0,19 \pm 0,45	0,25 \pm 0,32	-0,59 \pm 0,67	0,31 \pm 0,38
REMQ	0,56	0,45	0,49	0,42	0,89	0,50
EM	0,42	-0,23	0,19	-0,25	0,59	-0,30

Fonte: Elaborada pelo autor.

As Tabelas 11 e 12, sintetizam os coeficientes de correlação entre os três canais aqui utilizados do satélite NOAA-19, para TB_{sim} e $TB_{simcorr}$ em relação às TBs observadas, respectivamente. Através dessas tabelas, observa-se o aumento da correlação em aproximadamente 77%, do canal centrado em 3,7 μm em relação aos canais 10,8 e 12,0 μm , quando as TBs são corrigidas.

Tabela 11 – Correlação entre as TB_{sim} e as TB_{obs} nos canais 3,7; 10,8 e 12,0 μm do NOAA-19.

R (%)	$TB_{sim3,7}$ $TB_{obs3,7}$	$TB_{sim10,8}$ $TB_{obs10,8}$	$TB_{sim12,0}$ $TB_{obs12,0}$
$TB_{sim3,7}$ $TB_{obs3,7}$	----	15	24
$TB_{sim10,8}$ $TB_{obs10,8}$	----	----	95
$TB_{sim12,0}$ $TB_{obs12,0}$	----	----	----

Fonte: Elaborada pelo autor.

Tabela 12 – Correlação entre as $TB_{simcorr}$ e as TB_{obs} nos canais 3,7; 10,8 e 12,0 μm do NOAA-19.

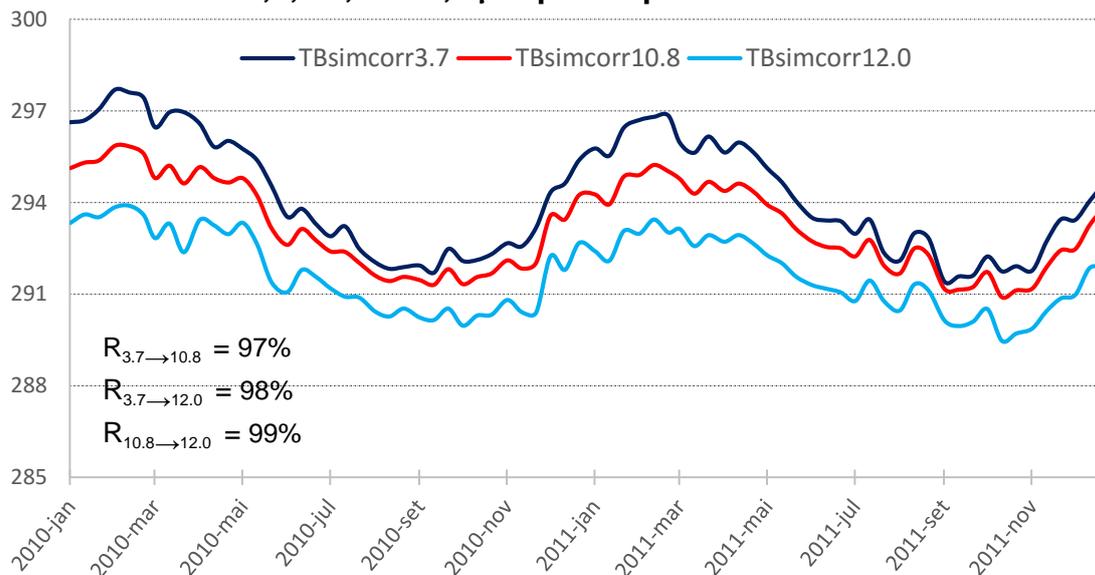
R (%)	$TB_{simcorr3,7}$ $TB_{obs3,7}$	$TB_{simcorr10,8}$ $TB_{obs10,8}$	$TB_{simcorr12,0}$ $TB_{obs12,0}$
$TB_{simcorr3,7}$ $TB_{obs3,7}$	----	66	62
$TB_{simcorr10,8}$ $TB_{obs10,8}$	----	----	97
$TB_{simcorr12,0}$ $TB_{obs12,0}$	----	----	----

Fonte: Elaborada pelo autor.

Conforme mencionado na seção 2.2, a emissão dos corpos negros obedece a função de Planck para uma dada temperatura. Considerando que não houvesse atmosfera, as temperaturas convolutas nos sensores termais, ou seja,

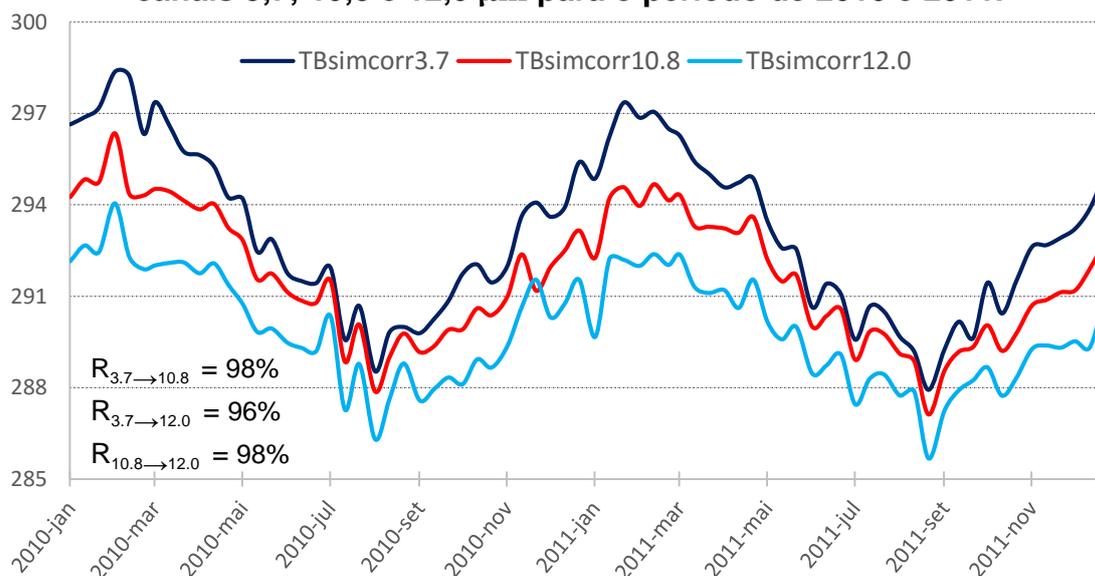
dos canais 3,7; 10,8 e 12,0 μm do AVHRR seriam iguais. Tendo em vista que há atmosfera, as TBs devem diferir umas das outras, pois as transmitâncias dos respectivos canais são diferentes. Contudo, espera-se que as TBs ao longo do tempo sejam bem correlacionadas. As Figuras 12 e 13, ilustram o comportamento das TB_{simcorr} , do METOP-A e NOAA-19, respectivamente.

Figura 12 – Comportamento das curvas das TB_{simcorr} do METOP-A nos canais 3,7; 10,8 e 12,0 μm para o período de 2010 e 2011.



Fonte: Elaborada pelo autor.

Figura 13 – Comportamento das curvas das TB_{simcorr} do NOAA-19 nos canais 3,7; 10,8 e 12,0 μm para o período de 2010 e 2011.

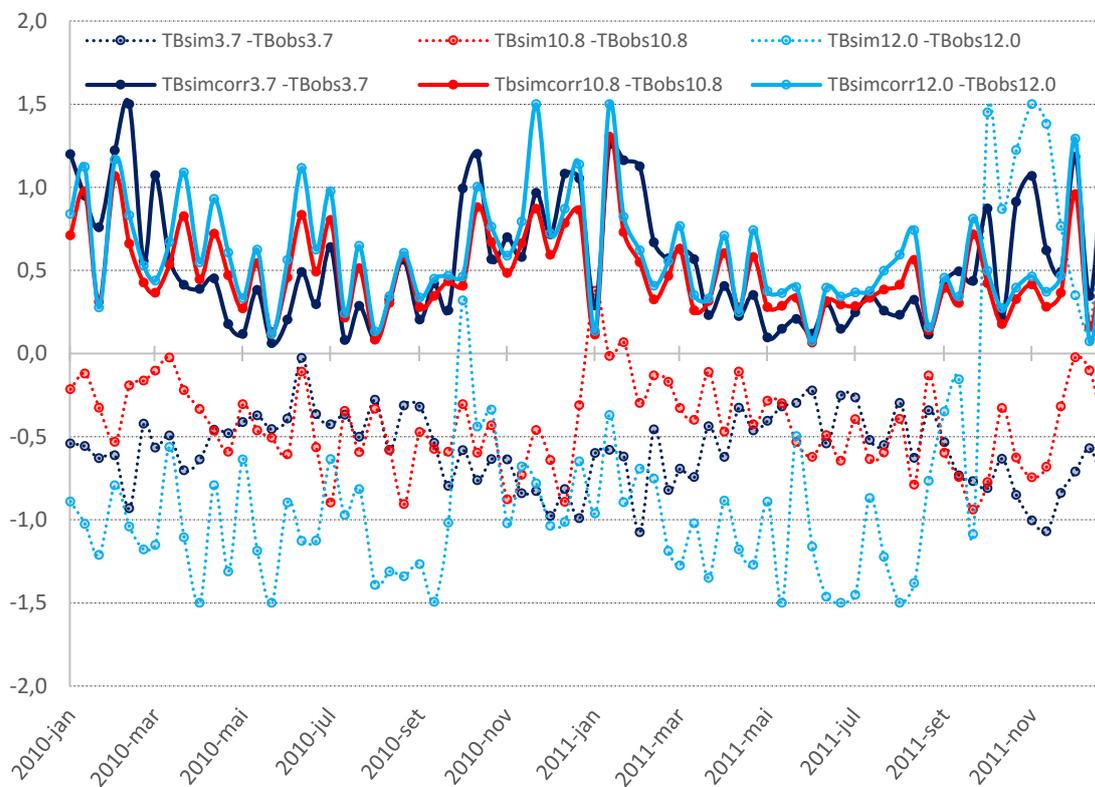


Fonte: Elaborada pelo autor.

O comportamento da curva do canal centrado em $3,7 \mu\text{m}$ na Figura 13 indica forte correlação ($> 96\%$) com ambos os canais $10,8$ e $12,0 \mu\text{m}$. Porém, através das Tabelas 11 e 12 pode-se concluir que apesar do aumento significativo da correlação ($> 60\%$) das diferenças das TB_{sim} e TB_{simcorr} com as TB_{obs} do canal centrado em $3,7 \mu\text{m}$ com os canais $10,8$ e $12,0 \mu\text{m}$ do NOAA-19, o baixo coeficiente de correlação não está de acordo com o padrão para os canais de um sensor termal.

A Figura 14 destaca que a correção aplicada às TB_{sim} reduziu o viés relacionado às TB_{obs} para os três canais aqui utilizados do NOAA-19. Fazendo uma comparação com a análise feita na Figura 10 do METOP-A, pode-se observar que as diferenças entre as TB_{simcorr} e as TB_{obs} dos canais $10,8$ e $12,0 \mu\text{m}$, exibem um comportamento similar ao longo de todo o período, porém apresentam viés mais elevado, variando até $1,5 \text{ K}$, enquanto no METOP-A o viés não ultrapassa $0,5 \text{ K}$ nos três canais. Ainda nesta figura, nota-se que a série correspondente ao canal centrado em $3,7 \mu\text{m}$, comporta-se de forma anômala em alguns meses do período estudado (janeiro, fevereiro, março e outubro de 2010, assim como fevereiro, outubro e novembro de 2011). Contudo, conforme mencionado, as TBs ao longo do tempo são bem correlacionadas (conforme visto nas Figuras 12 e 13). Conseqüentemente, as diferenças entre as TB_{sim} e as TB_{obs} também devem ser. No entanto, isto não ocorreu em todo o período no canal centrado em $3,7 \mu\text{m}$ do NOAA-19, indicando possivelmente um mau funcionamento do sensor. Esse comportamento também pode estar relacionado a contaminação dos pixels, ou ainda a baixa densidade do N_{obs} do NOAA-19.

Figura 14 - Média a cada 10 dias das diferenças entre TB_{sim} e $TB_{simcorr}$ com TB_{obs} para os canais 3,7; 10,8 e 12,0 μm do NOAA-19 em 2010 e 2011. As linhas pontilhadas representam as diferenças usando as TB_{sim} e as linhas sólidas as diferenças relacionados as $TB_{simcorr}$.



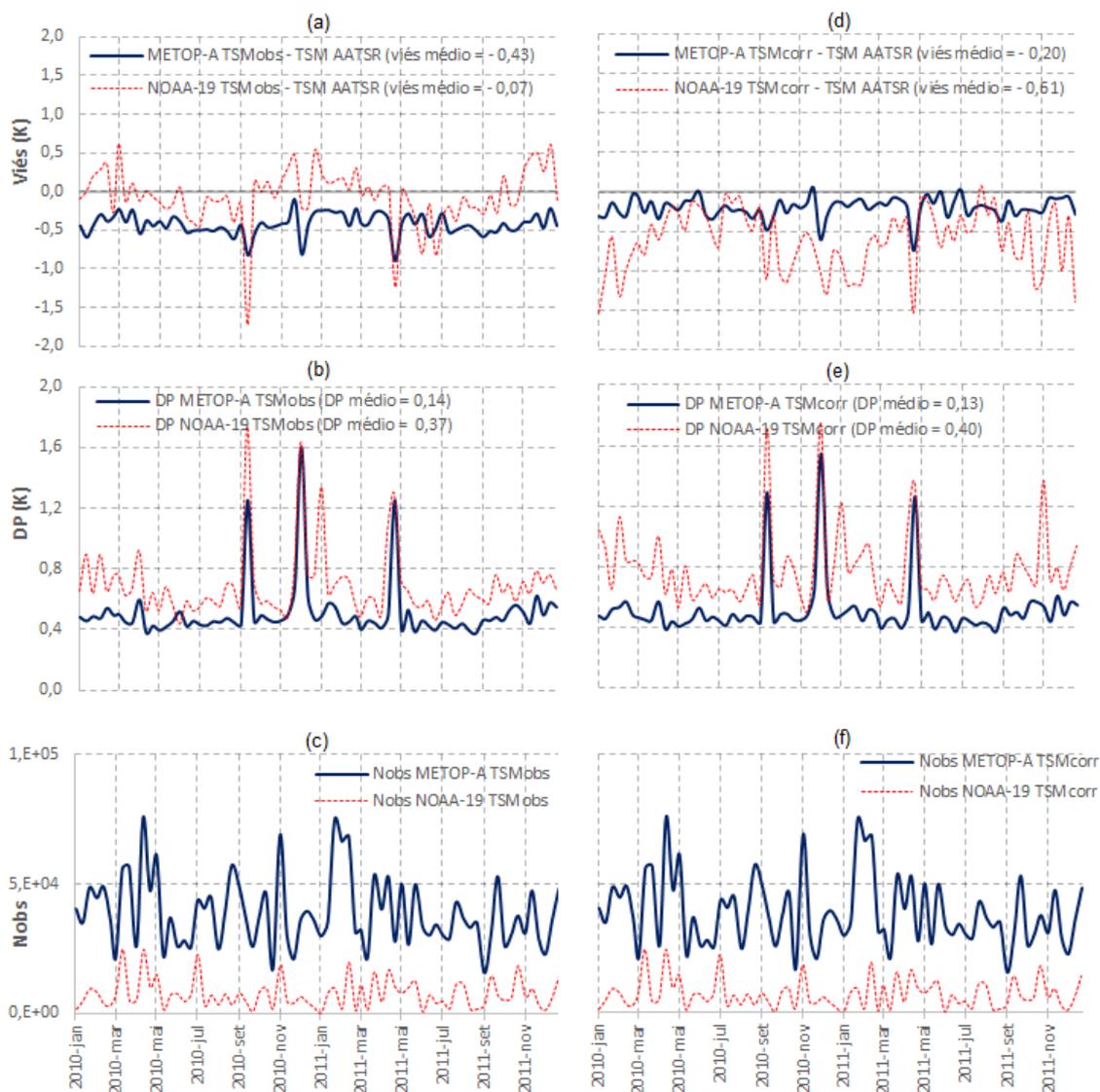
Fonte: Elaborada pelo autor.

Através da correção das TB_{sim} , a TSM_{corr} foi calculada conforme Equação (12) do PASSO 3 (A). A validação desse método é dividida em duas etapas, na primeira as TSM_{corr} são validadas com as TSMs do AATSR e na segunda etapa são validadas com as TSMs das boias do PNBOIA.

4.1.1 VALIDAÇÃO AATSR

Para a validação com as TSMs do AATSR, devem ser considerados os pixels coincidentes entre os satélites METOP-A (~39.000) e NOAA-19 (~7500) com o AATSR. A Figura 15 ilustra, em todos os painéis, as análises feitas para os anos de 2010 e 2011, considerando junções dos dados diários de cada um dos satélites num único campo composto por 10 dias de dados, com o intuito de obter uma melhor cobertura de modo que a análise seja possível. As Figuras (c) e (f) são idênticas, pois o N_{obs} não varia, ou seja, a correção é realizada apenas nas observações analisadas, logo o número de observações na análise se mantém. Além disso, estão ilustrados os valores médios para o período analisado dos vieses e DP, onde observa-se na Figura 15 (a) que a curva correspondente a TSM_{obs} do METOP-A apresenta um viés médio de -0,43 K, com DP médio de 0,14 K e a curva relativa ao NOAA-19 exibe um viés médio de -0,07 K, com DP médio de 0,37 K. Analogamente, a Figura 15 (d) apresenta as TSMs corrigidas para os dois satélites, onde o viés médio do METOP-A reduziu para -0,20 K, e o DP médio para 0,13 K. Contudo, ainda na Figura 15 (d), a redução do viés e do DP do NOAA-19 não foi observado, ao contrário, ocorreu um aumento do viés médio para -0,61 K e do DP médio para 0,40 K. Conforme mencionando, o problema observado nas $TB_{simcorr}$ do canal centrado em $3,7 \mu m$ do NOAA-19 afetou a estimativa da TSM_{corr} .

Figura 15 – Diferença entre as TSMs dos satélites e o AATSR para TSMs observadas (a) e corrigidas (d); desvio padrão das TSMs observadas pelos satélites (b) e as TSMs corrigidas (e); número de observações das TSMs observadas pelos satélites (c) e das TSMs corrigidas (f).

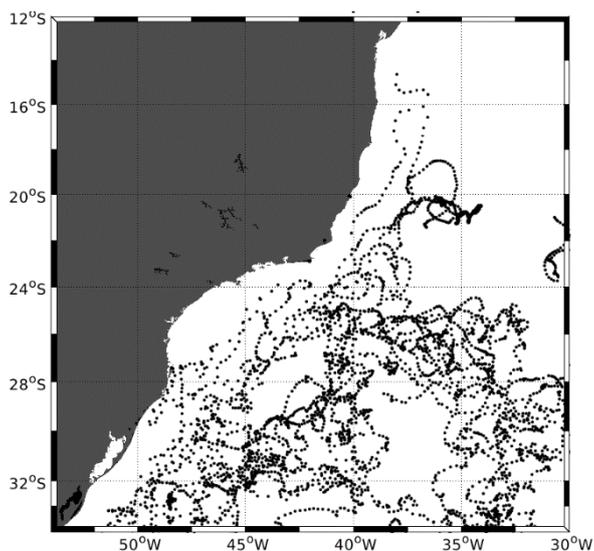


Fonte: Elaborada pelo autor.

4.1.2 VALIDAÇÃO PNBOIA

Para essa segunda etapa, foram utilizadas 95 boias do PNBOIA, no período de 2010 e 2011, para validar os campos das TSM_{corr} . A Figura 16, representa as coordenadas das boias utilizadas dentro da região de estudo.

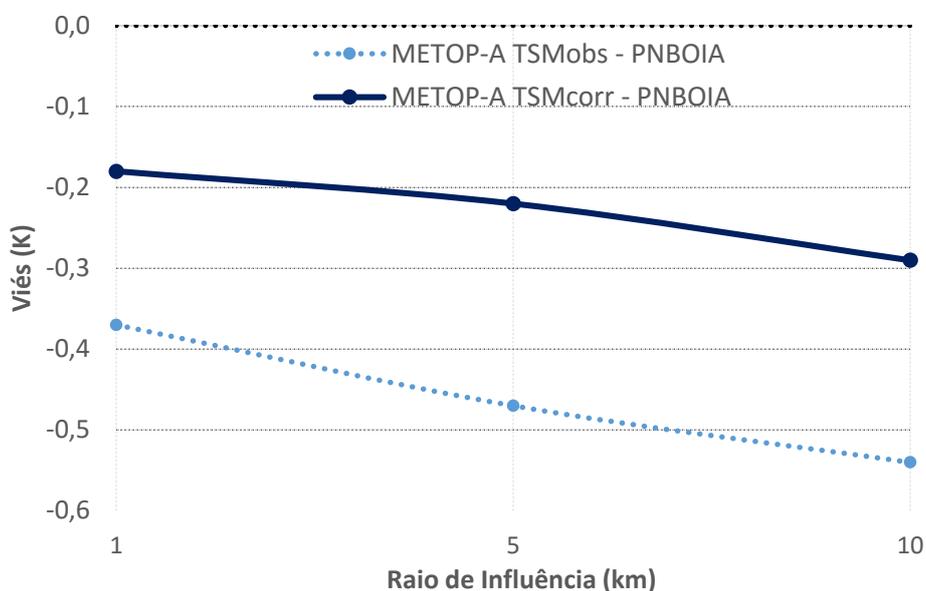
Figura 16 – Coordenadas das boias de deriva para o período analisado.



Fonte: Elaborada pelo autor.

Na Figura 17, a curva da diferença correspondente às TSM_{corr} exibe valores mais próximos de zero, onde o viés foi reduzido em aproximadamente 50% em relação às TSM_{obs} para todos os RIs.

Figura 17 – Validação das TSM_{obs} e TSM_{corr} do METOP-A com as boias do PNBOIA para o Método A.

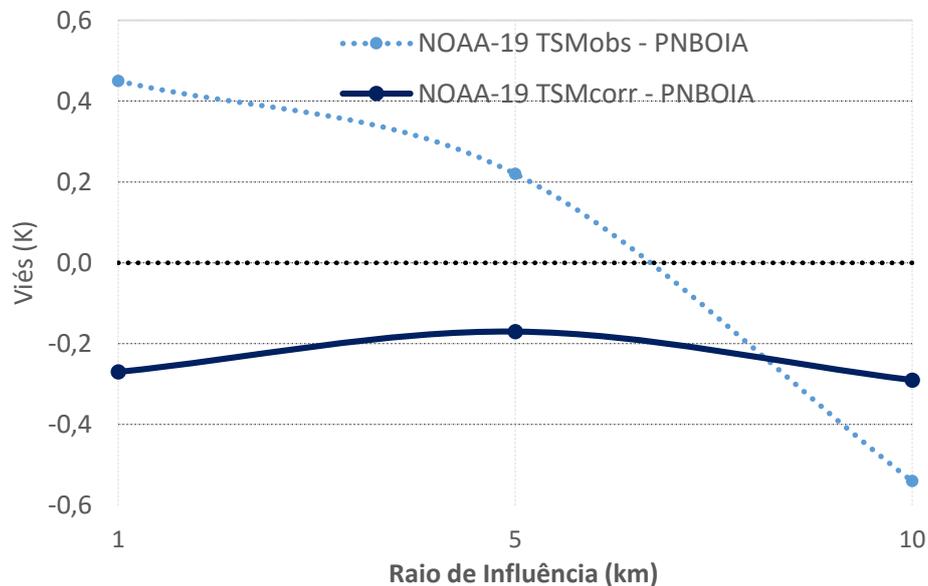


Fonte: Elaborada pelo autor

A Figura 18 ilustra a validação para o NOAA-19, onde pode ser observado que para todos os RIs, a TSM_{corr} exibe viés menor que a TSM_{obs} . Nota-se

também que após a correção aplicada nas TSMs, uma tendência de subestimação em relação às medições das boias é observada.

Figura 18 – Validação das TSM_{obs} e TSM_{corr} do NOAA-19 com as boias do PNBOIA para o Método A.



Fonte: Elaborada pelo autor.

A Tabela 13, sintetiza as informações validadas com as boias do PNBOIA para ambos os satélites, ou seja, METOP-A e NOAA-19, para cada um dos raios de influência, incluindo também os valores médios dos vieses e DP de cada análise para o período de 2010 até 2011. Nesta tabela, pode ser observado que para o METOP-A, em todos os RIs, tanto o viés quanto o DP foram reduzidos. Através desta, o melhor RI para o METOP-A foi o de 1 km, visto que tanto o viés quanto o DP apresentaram os melhores resultados. Já no caso do NOAA-19, o RI de 1 km não foi o que apresentou menor viés, o que se justifica em função da sua baixa densidade de dados observados, tendo sido o RI de 5 km o que apresentou menor viés, devendo este ser escolhido para futuras validações operacionais do método.

Tabela 13 – Média das diferenças entre às TSM_{obs} e TSM_{corr} do METOP-A e NOAA-19 com os dados de TSM do PNBOIA no período de 2010 e 2011 para o Método A.

Raio de Influência (km)	METOP-A	METOP-A	NOAA-19	NOAA-19
	TSM_{obs}	TSM_{corr}	TSM_{obs}	TSM_{corr}
Viés ± DP				
1	-0,37 ± 0,36	-0,18 ± 0,31	0,45 ± 0,15	-0,27 ± 0,26
5	-0,47 ± 0,41	-0,22 ± 0,39	0,22 ± 0,52	-0,17 ± 0,36
10	-0,54 ± 0,39	-0,29 ± 0,37	-0,54 ± 0,39	-0,29 ± 0,37

Fonte: Elaborada pelo autor.

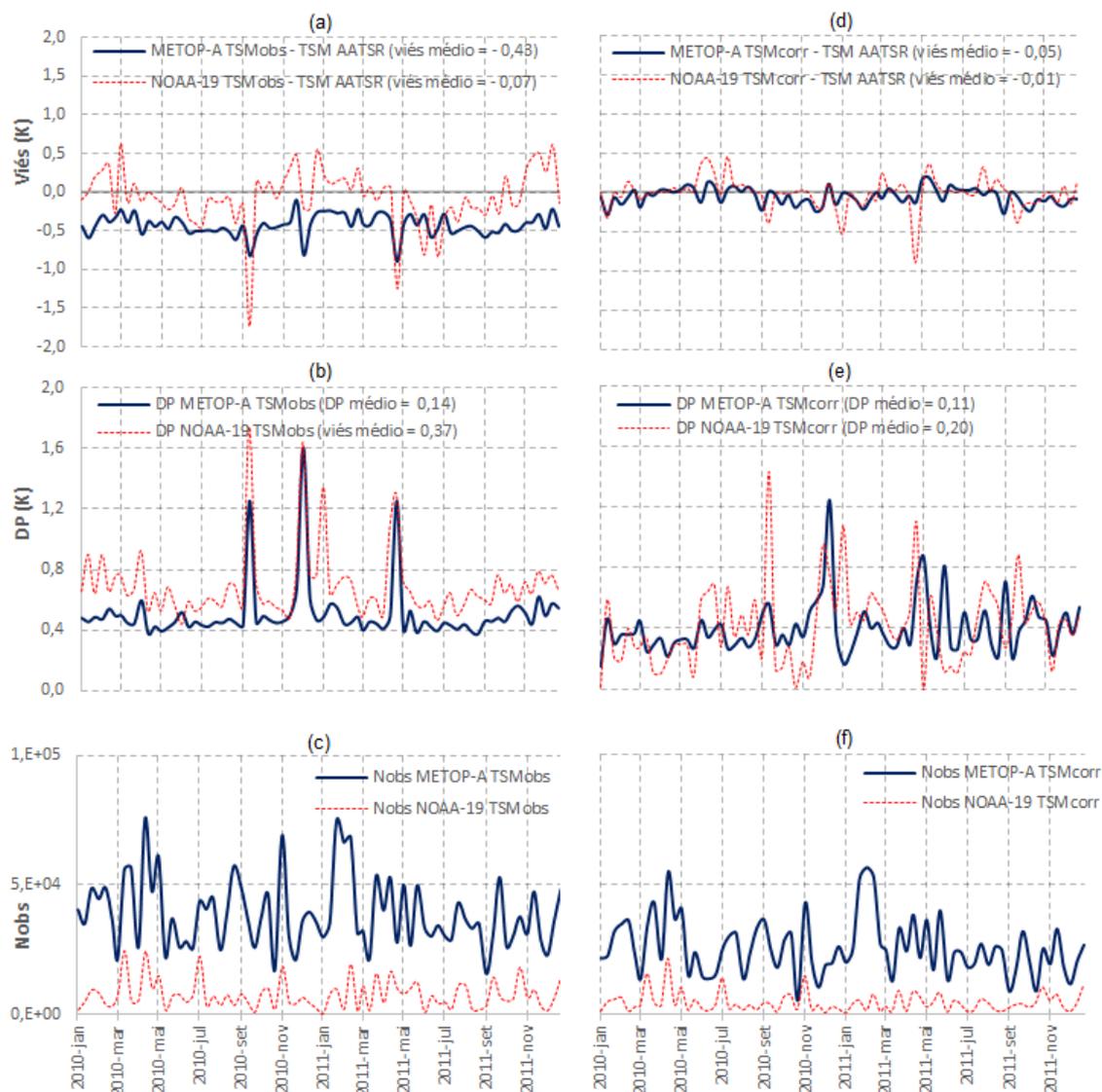
4.2 MÉTODO B

A segunda parte dos resultados está relacionada ao Método B que inicia-se pela validação com o AATSR, seguida da validação com as boias do PNBOIA.

4.2.1 VALIDAÇÃO AATSR

Na Figura 19 (a), é exibido o comportamento das médias a cada dez dias das diferenças entre às TSM_{obs} do METOP-A e NOAA-19, com o campo referência do AATSR. Nota-se que, a série relativa ao NOAA-19 apresenta picos mais elevados quando comparada ao METOP-A. No entanto, na Figura 19 (d) as curvas de ambos os satélites apresentam vieses menores e próximos de zero. Observa-se que o viés e o DP médios no período utilizado na validação (2010 e 2011) tiveram seus valores alterados, onde a curva correspondente a TSM_{obs} do METOP-A apresenta um viés médio de -0,43 K, com DP médio de 0,14 K e a curva relativa ao NOAA-19 exibe um viés médio de -0,07 K, com DP médio de 0,37 K. Analogamente, a Figura 19 (d) apresenta as TSMs corrigidas para os dois satélites, onde o viés médio do METOP-A reduziu para -0,05 K, e o DP médio diminuiu para 0,11 K. Já para o NOAA-19 tanto o viés quanto o DP foram reduzidos para os valores -0,01 K e 0,20 K, respectivamente. Comparando as Figuras 19 (b) e (e), pode-se notar que os valores de DP reduzem em ambos os satélites, ressaltando ainda, que o METOP-A exibe perturbações menores, tanto as TSMs observadas quanto as corrigidas, quando comparado ao NOAA-19.

Figura 19 – Diferença entre as TSMs dos satélites e o AATSR para TSMs observadas (a) e corrigidas (d); desvio padrão das TSMs observadas pelos satélites (b) e as TSMs corrigidas (e); número de observações das TSMs observadas pelos satélites (c) e das TSMs corrigidas (f).



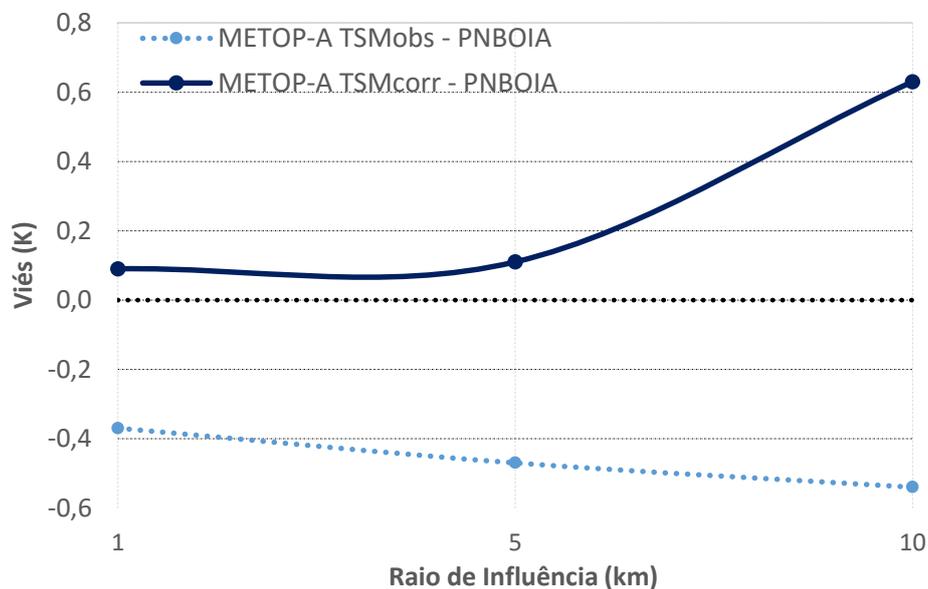
Fonte: Elaborada pelo autor.

4.2.2 VALIDAÇÃO PNBOIA

Para essa etapa, foram utilizadas para validar os campos das TSM_{corr} , as mesmas 95 boias do PNBOIA usadas na validação do Método A. Baseado no mesmo princípio já descrito sobre o raio de influência, na Figura 20 é exibido o comportamento da média das diferenças entre as TSMs do METOP-A e as TSMs das boias, onde pode-se observar que para os raios de 1 e 5 km o viés

apresentou uma melhora significativa, sendo estes valores de 51% e 77%, respectivamente (ver Tabela 13).

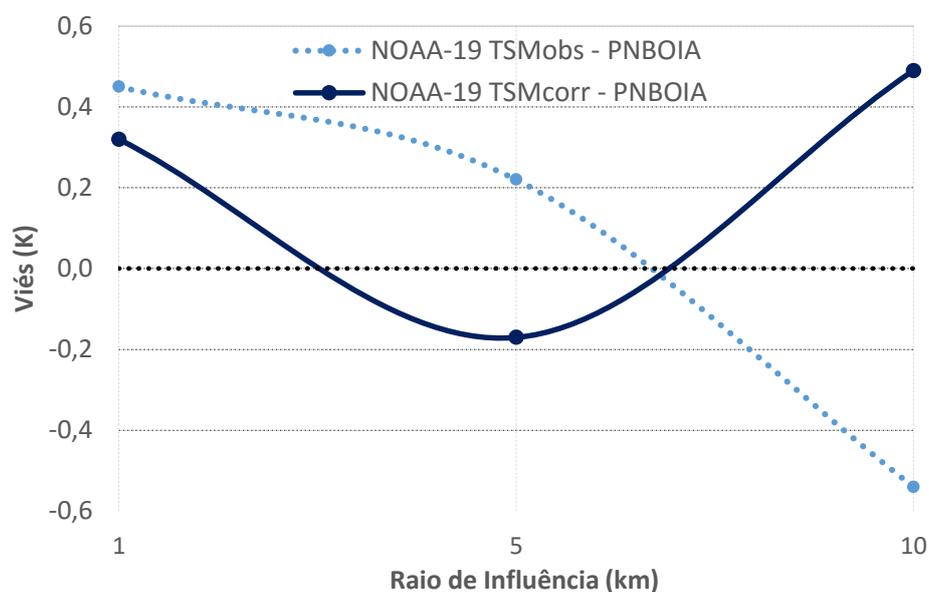
Figura 20 – Validação das TSM_{obs} e TSM_{corr} do METOP-A com as boias do PNBOIA para o Método B.



Fonte: Elaborada pelo autor.

Analogamente à análise realizada na figura anterior, a Figura 21 ilustra o comportamento da média das diferenças entre a TSM do NOAA-19 e as boias. Nesta figura, observa-se que os RIs de 1 e 5 km mostraram uma redução de viés, sendo estes valores de 28% e 11%, respectivamente (ver Tabela 14). Acredita-se que possíveis pixels ruidosos estejam presentes na série de dados do NOAA-19, o que fez com que apenas o RI de 1 km seja considerado como bom para uso na validação. Na Tabela 14, estão resumidos os vieses e os DPs do METOP-A e do NOAA-19, para os RIs de 1, 5 e 10 km.

Figura 21 – Validação das TSM_{obs} e TSM_{corr} do NOAA-19 com as boias do PNBOIA para o Método B.



Fonte: Elaborada pelo autor.

Tabela 14 – Média das diferenças entre às TSM_{obs} e TSM_{corr} do METOP-A e NOAA-19 com os dados de TSM do PNBOIA no período de 2010 e 2011 para o Método B.

Raio de Influência (km)	METOP-A TSM_{obs}	METOP-A TSM_{corr}	NOAA-19 TSM_{obs}	NOAA-19 TSM_{corr}
	Viés ± DP			
1	-0,37 ± 0,36	-0,8 ± 0,41	0,45 ± 0,15	0,32 ± 0,13
5	-0,47 ± 0,41	0,11 ± 0,16	0,22 ± 0,52	-0,17 ± 0,48
10	-0,54 ± 0,39	0,63 ± 0,49	-0,54 ± 0,39	0,49 ± 0,42

Fonte: Elaborada pelo autor.

A seguir será descrito um resumo das análises e validações dos dois métodos de correção de viés aplicados neste trabalho.

No Método A, antes da correção do viés das TSMs foi realizada a correção do ângulo zenital das TB_{sim} (geradas no RTTOV). Para o satélite METOP-A, a correção do ângulo zenital proporcionou uma melhora nos três canais, destacando-se o canal centrado em 12,0 μm com uma redução de 86% no viés e 32% no DP. Os demais índices estatísticos também exibiram melhora nos três canais. Destaca-se a redução de 54% na para o canal centrado em 12,0 μm . A correlação entre $(TB_{sim} - TB_{obs})$ e $(TB_{simcorr} - TB_{obs})$ também deve ser mencionada, uma vez que houve um aumento de 28% e 26%, para os canais

3,7 e 10,8 μm e os canais 3,7 e 12,0 μm , respectivamente. Além disso, através do EM observa-se que os canais 10,8 e 12,0 μm que supertestimavam as observações, após a correção do ângulo zenital, passaram a subestimá-las, no entanto com valores mais próximos às TBs observadas, enquanto o canal centrado em 3,7 μm manteve a tendência em subestimar. Já o NOAA-19 exibiu uma melhora menos expressiva nos três canais, destacando-se a redução no canal centrado em 12,0 μm de 46% no viés e 43% no DP, e diminuição no REMQ de 44%. A correlação entre $(TB_{\text{sim}} - TB_{\text{obs}})$ e $(TB_{\text{simcorr}} - TB_{\text{obs}})$ também deve ser mencionada, uma vez que houve um aumento de 77% e 61%, para os canais 3,7 e 10,8 μm e os canais 3,7 e 12,0 μm , respectivamente. Logo, a $\frac{TB_{\text{sim}} - TB_{\text{obs}}}{TB_{\text{simcorr}} - TB_{\text{obs}}}$ correção do ângulo zenital dos satélites nas simulações geradas pelo RTTOV é de fundamental importância. No entanto, vale ressaltar que apesar desse aumento na correlação ter sido significativo, ainda assim, a correlação da diferença entre as TBs simuladas e observadas para os três canais é baixa (o ideal é que seja próximo de 100%), o que não poderia ocorrer.

Na correção das TSMs dos satélites, duas validações foram realizadas, a primeira usando o AATSR como campo referência e a segunda usando as boias do PNBOIA. Em relação a primeira validação, o METOP-A apresentou uma melhora de 53% no viés e 7% no DP. $\frac{TSM_{\text{obs}}}{TSM_{\text{corr}}}$ Já para o satélite NOAA-19, o viés piorou 89% e o DP 8%. Na segunda validação com os dados do PNBOIA, o METOP-A exibiu para os RIs de 1, 5 e 10 km uma redução no viés de 51%, 53% e 46% e no DP de 14%, 5% e 5% , respectivamente. No caso do NOAA-19, para os RIs de 5 e 10 km, os vieses apresentaram melhora de 23% e 46% e o DP melhora de 31% e 5% No entanto, apesar do RI de 1 km ter melhorado em 40% o viés, o DP aumentou 42%.

No Método B, a validação das TSMs corrigidas dos satélites METOP-A e NOAA-19 também foi feita utilizando o AATSR e as boias do PNBOIA. No caso da validação com o AATSR, as TSM_{corr} do METOP-A exibiram melhora no viés de 88% e no DP de 21% e para o satélite NOAA-19 apresentou melhora de 86% no viés e 46% no DP. Na segunda validação, com as boias do PNBOIA, o METOP-A melhorou o viés nos RIs de 1 e 5 km em aproximadamente 54% e 77% e teve um aumento no DP de 9% para o RI de 1 km e melhora de 61% para

o RI de 5 km. Já para o RI de 10 km houve um aumento de 14% no viés e 20% no DP. O satélite NOAA-19 mostrou uma melhora menos expressiva que o METOP-A, porém significativa, com o viés reduzido em 29%, 23% e 9% para os RIs de 1, 5 e 10 km e o DP teve melhora de 13% e 8% nos RIs de 1 e 5 km e aumento de 7% para o RI de 10 km.

As Tabelas 15 e 16 resumem os resultados obtidos para as duas metodologias.

Tabela 15 – Estatísticas da validação das TSM_{obs} e TSM_{corr} do METOP-A e NOAA-19 com os dados de TSM do AATSR para 2010 e 2011 do Método A e Método B.

Estadísticas (K)	MetopA TSMobs - AATSR	MetopA TSMcorr (Método A) - AATSR	MetopA TSMcorr (Método B) - AATSR	Noaa19 TSMobs - AATSR	Noaa19 TSMcorr (Método A) - AATSR	Noaa19 TSMcorr (Método B) - AATSR
Viés ± DP	-0,43 ± 0,14	-0,20 ± 0,13	-0,05 ± 0,11	-0,07 ± 0,37	-0,61 ± 0,40	-0,01 ± 0,20
REMQ	0,74	0,57	0,60	2,88	3,30	2,43
EAM	0,63	0,46	0,45	2,60	3,12	2,19
EM	0,59	0,36	-0,28	2,59	3,13	2,19

Fonte: Elaborada pelo autor.

Tabela 16 – Viés e Desvio Padrão em relação a validação das TSM_{obs} e TSM_{corr} do METOP-A e NOAA-19 com os dados do PNBOIA para 2010 e 2011 do Método A e Método B.

Raio de Influência (km)	TSM_{obs}	METOP-A		TSM_{obs}	NOAA-19	
		Método A TSM_{corr}	Método B TSM_{corr}		Método A TSM_{corr}	Método B TSM_{corr}
1	-0,37 ± 0,36	-0,18 ± 0,31	-0,17 ± 0,40	0,45 ± 0,15	-0,27 ± 0,26	0,32 ± 0,13
5	-0,47 ± 0,41	-0,22 ± 0,39	0,11 ± 0,16	0,22 ± 0,52	-0,17 ± 0,36	-0,17 ± 0,48
10	-0,54 ± 0,39	-0,29 ± 0,37	0,63 ± 0,49	-0,54 ± 0,39	-0,29 ± 0,37	0,49 ± 0,42

Fonte: Elaborada pelo autor.

5 CONCLUSÕES

Neste trabalho foram aplicados dois métodos de correção de viés, sendo o primeiro (Método A) baseado no trabalho do Tomazic et al. (2014) e o segundo (Método B) no trabalho do Le Borgne et al. (2012). Com a finalidade de verificar o desempenho dos dois métodos em corrigir o viés nos dados de TSM dos satélites METOP-A e NOAA-19, sobre a costa da região sudeste do Brasil e seus arredores, foi realizada uma avaliação estatística e validações com dados de boias e campos referência do AATSR. Relacionando o objetivo proposto com os resultados adquiridos, pode-se concluir que:

Antes de se efetuar a correção do viés é imprescindível fazer um controle de qualidade nos dados, incluindo apenas os níveis 4 e 5 de *quality level*, o que não foi possível no período aqui analisado, pois os mesmos não estavam disponíveis; além da inclusão de filtros mais refinados no pré-processamento, como, por exemplo, filtros referentes ao mascaramento de nuvens na região, com intuito de se eliminar os dados ruidosos que tem uma influência negativa nos métodos utilizados. Particularmente, o Método A se mostrou mais sensível à presença de dados ruidosos, sendo, portanto, essencial a utilização do *quality level* para assegurar um controle de qualidade aos dados de modo que o método seja mais eficiente para ambos os satélites aqui analisados.

No Método A, uma etapa que antecede a correção do viés da TSM se refere à correção do ângulo zenital dos satélites nas simulações geradas pelo RTTOV, onde esta se mostrou essencial, uma vez que se observou que as TBs simuladas após a correção do ângulo apresentaram melhoras significativas no viés e no desvio padrão para ambos os satélites, sendo confirmado através dos resultados da análise estatística que mostraram redução nos valores de REMQ e EM nos três canais.

Com relação a validação das TSMs corrigidas do METOP-A considerando a TSM do AATSR como referência, o Método A possibilitou uma melhora significativa no viés (53% em relação às TSMs observadas) e o desvio padrão praticamente se manteve (melhoria mínima), indicando ser um bom método para correção do viés da TSM. Para validação com o PNBOIA, todos os raios de

influência apresentaram melhora no viés e no desvio padrão, sendo o raio de 1 km o recomendado para fins de validação.

Ainda no Método A, na validação das TSMs corrigidas do NOAA-19 com a TSM do AATSR houve um aumento do viés e do desvio padrão, além das demais estatísticas. Acredita-se que a baixa representatividade de dados da TSM do NOAA-19 e/ou dados de TBs ruidosos, e a ausência dos filtros mais refinados possam ter influenciado negativamente na validação com a TSM do AATSR nesse método. Além disso, uma outra hipótese para tal diferença pode estar associada a baixa resolução temporal do AATSR, que é utilizado como campo referência, onde foi necessário a realização de uma média de dez dias para se ter uma cobertura espacial suficiente passível de comparação com os dados dos satélites. Já para a validação com o PNBOIA houve uma melhora no viés e no desvio padrão para o raio de influência de 5 km, sendo este raio o recomendado neste método para validação do NOAA-19.

No Método B, a validação das TSMs corrigidas do METOP-A considerando a TSM do AATSR como campo referência exibiu uma melhora significativa no viés e no desvio padrão (88% e 21% em relação as TSMs observadas, respectivamente), indicando ser um bom método para correção do viés da TSM. Para validação com o PNBOIA, o raio de influência de 5 km apresentou uma melhora no viés e no desvio padrão, sendo este o raio recomendado para fins de validação.

Ainda nesse método, na validação das TSMs corrigidas do NOAA-19 com a TSM do AATSR houve uma melhora no viés e no desvio padrão, porém as demais estatísticas não foram boas. Este método se mostrou bastante sensível em relação a densidade do número de observações do NOAA-19. Isto é evidente na validação com os dados do AATSR, sendo este não indicado para esse método. Já na validação com o PNBOIA ambos os satélites apresentaram redução no viés e no desvio padrão, onde os melhores resultados obtidos foram para o raio de influência de 5 km, sendo este raio o recomendado.

Em resumo, para o satélite METOP-A os dois métodos se mostraram eficientes utilizando ambas as validações. Já para o satélite NOAA-19, a validação com o AATSR não é recomendada, devendo esta ser feita com os

dados do PNBOIA utilizando o raio de 5 km. Desta forma, os métodos apresentados nesta pesquisa tiveram um bom desempenho na região de estudo, o qual foi avaliado em diversas comparações com medidas reais. A fim de melhorar o desempenho dos métodos, sugere-se um refinamento (e inclusão) dos filtros utilizados no pré-processamento, destacando-se a inclusão dos níveis de altíssima qualidade dos dados de TSM dos satélites. Além disso, para o Método A sugere-se a realização de novos testes utilizando novos perfis do estado da atmosfera e oceano, provenientes de modelos de previsão numérica do tempo, com o objetivo de refinar as simulações geradas pelo RTTOV.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALLARD, P. “**Anomalies dans les températures de l'eau de mer observées au Cabo Frio (Brésil)**”. Bull. Inf. Com. Cent. Oceanogr. Études Côtes, 2: 58-63. (1955).
- REEVES, R. G, ANSON, A., LANDEN, D., Eds., “**Manual of Remote Sensing**”, 1st ed. Falls Church, VA: Amer. Soc. Photogrammetry, vol. 1, 867p. 1975.
- AHRENS, C. D., “**Meteorology Today – An Introduction to Weather, Climate, and the Environment**”, 6ª Edição, Brooks/Cole, (2000).
- BARNES S., “**A technique for maximizing details in numerical weather map Analysis**”. Journal Applied Meteorology, 3: 395–409, (1964).
- BARTON I.J., “**Satellite-derived sea surface temperature-current status**”, Journal of Geophysical Research, 15: 8777-8790, (1995).
- BOLFARINE, H. & BUSSAB, W O., “**Elementos de Amostragem**”. Edgard Blücher, 2005.
- BRAMSON, MIKAÉL A. “**Infrared Radiation: A Handbook for Applications**”. New York: Plenum Press, 623p, (1968).
- BRASIL. MINISTÉRIO DA MARINHA. “**Relatório dos cruzeiros oceanográficos do NE Almirante Saldanha.**” Publ. DG- 06-11 e DG-06-III, D.R.N., Rio de Janeiro. (1957).
- BRASIL. MINISTÉRIO DA MARINHA. “**Estudo das condições oceanográficas entre Cabo Frio e Vitória, durante o outono (abril-maio).**” Pub.: DG-06-X, D.R.N., Rio de Janeiro. (1960).
- CAMPOS, E. J. D. et al. “**Experiment studies circulations in the Western South Atlantic**”. EOS Transactions American Geophysical Union, [S.I.], v. 77, n. 27, p. 253-259, (1996).
- CASTRO, B. M.; MIRANDA, L. B., “**Physical oceanography of the western atlantic continental shelf located between 4°N and 34°S**”. The Sea, v.11, p.209–251, (1998).
- CASTRO, S. L., JACKSON D. L., & EMERY W. J., “**Error characterization of infrared and microwave Satellite Sea surface temperature products for merging and analysis**”, *Journal of Geophysical Research*, 113, C03010, doi: 10.1029/2006JC003829, (2008).
- CAYULA, J., MAY, D., MCKENZIE, B., OLSZEWSKI, D., & WILLIS, K. “**Reliability estimates for real-time sea surface temperature**”. Sea Technology, 45(2), 67–73, (2004).

COAKLEY, J.A.; BRETHERTON F.P., “**Cloud cover from high resolution scanner data: detecting and allowing for partial fields of view**”, *Journal of Geophysical Research*, v. 87, n. C7, pp. 4917-4932, (1982).

DONLON, C.J.; MINNETT, P. J.; GENTEMANN, C.; NIGHTINGALE, T. J.; BARTON, I. J.; WARD, B.; *et al.* . “**Towards improved validation of satellite sea surface skin temperature measurements for climate research**”. *Journal of Climate*, 15(4), 353–369, (2002).

EMERY, W. J.; Y. YU; G. A. WICK; P. SCHLÜSSEL & R. W. REYNOLDS “**Correcting infrared satellite estimates of sea surface temperature for atmospheric water vapor attenuation**” *Journal of Geophysical Research*, 99, 5219-5236, (1994).

EKMAN, V.W., “**On the influence of the earth's rotation on ocean currents**”, *Ark. Mat. Astron. Fys.*, 2 (11), 1-52, (1905).

EMILSSON, I., “**Relatórios e resultados físico-químicos de três cruzeiros oceanográficos em 1956**”. *Contr. Avulsas do Inst. Ocean, Ocean. Física*, 70p., figs. 1-6. (1956).

EMILSSON, I., “**Alguns aspectos físico-químicos das águas marinhas**”. *Ciência e Cultura*, vol. 11, p. 44-54, figs. 1-6. (1959).

EMÍLSON, I., “**The shelf and coastal waters off southern Brazil**”. *Boletim do Instituto Oceanográfico*, v.11, n.2, p.101–112, (1961).

FLORENZANO, T.G, “**Iniciação em Sensoriamento Remoto**”, 3ª edição. São Paulo: Oficina de Textos; (2011).

FOX, D. G., “**Judging Air Quality Model Performance**”. *Bulletin of the American Meteorological Society*, v. 62, p. 599-609, 1981.

FRANÇA, G. B.; CRACKNELL A. P., “**A simple cloud masking approach using NOAA AVHRR daytime data for tropical areas**”, *Int. Journal of Remote Sensing*, 16, 1697 – 1705, (1995).

FRANÇA G.B.; PAES R.C.O.V.; OLIVEIRA A.N.; RUIVO B.C.; SARTORI NETO A. “**Daily blended microwave and infrared sea surface temperature composition**”. *Revista Brasileira de Geofísica (Impresso)*, 31, 317-328, (2013).

FRANCHITO, S. H. et al., “**The effect of coastal upwelling on the sea-breeze circulation at Cabo Frio, Brazil: a numerical experiment**”. In: *Annales Geophysicae, European Geophysical Society*, [S.I.], v. 66, n. 16, p. 866-881, (1998).

FRANCHITO, S. H.; ODA, T. O.; RAO, V. B.; KAYANO, M. T., “**Interaction between coastal upwelling and local winds at Cabo Frio, Brazil: An observational study.**” *J. Appl. Meteorol. Climatol.* v. 47, p. 1590-1598, (2008).

GLOBAL OCEAN HIGH RESOLUTION SEA SURFACE TEMPERATURE – PILOT PROJECT (GHRSSST-PP). **The GHRSSST-PP Product User Guide**, GHRSSST-PP International Project Office, 86 p., 2005.

HOYER, J. L.; LE BORGNE, P. & EASTWOOD, S. “**A bias correction method for Arctic satellite sea surface temperature observations.**” *Remote Sensing of Environment*, 146, 201-213. doi:10.1016/j.rse.2013.04.020, (2012).

IKEDA, Y., L.; MIRANDA, B.; MINIUSI, I. C. “**Observations on stages of upwelling in the region of Cabo Frio (Brazil) as conducted by continuous surface temperature and salinity measurements**”. *Boletim do Instituto Oceanográfico*, v.23, p.33–46, 1974.

STARK J.; DONLON C. J.; MARTIN M. J.; MC CULLOCH M. E. “**OSTIA: And operational high resolution, real time, global sea surface temperature analysis system**”. Proceedings of Oceans MTS/IEEE Conference, Vancouver, Canada. September-October (2007).

KAMPEL, M.; LORENZZETTI, J. A.; SILVA, Jr., C. L., “**Observação por satélite de Ressurgências na Costa S-SE brasileira.**” VII CONGRESSO LATINO-AMERICANO DE CIÊNCIAS DO MAR – COLACMAR. Anais... Santos, v. 2, p. 38-40, set. (1997).

KIDWELL, K.B., “**NOAA polar orbiter data**”, Washington D.C: NOAA, June (1995).

LE BORGNE, P., MARSOUIN, A., ORAIN, F. & ROQUET, H. . “**Operational sea surface temperature bias adjustment using AATSR data**”. *Remote Sensing of Environment*, 116: 93-106, doi: 10.1016/j.rse.2010.02.023, (2012).

LILJAS, E., “**Automated recognition of cloud types from satellites and its application to nowcasting**”, International Conference on Agrometeorology, Fondazione Cesena Agricultura Publicatione, (1987).

LILLESAND, T.N.; KIEFER R.W., “**Remote sensing and image interpretation**”, John Willey & Sons, Inc., (1987).

LORENZZETTI, J. A.; GAETA, S. A., “**The Cape Frio Upwelling effect over the South Brazil Bight northern sector shelf Waters: a study using AVHRR images**”. In: INTERNATIONAL ARCHIVES OF PHOTOGRAMMETRY AND REMOTE SENSING, XXXI *Congress Arquivos...*, parte B7, 448-453, Viena, jul. 9-19, (1996).

LORENZZETTI, J. A.; ARAUJO C. E. S., “**Determinação da temperatura da superfície do mar (TSM), a partir do sensor AVHRR**”, In: FERREIRA, N.J. (Ed.) *Aplicações Ambientais Brasileiras dos Satélites NOAA e TIROS-N*. São Paulo: Oficina de Textos, (2004).

MCCLAIN, P. E.; PICHEL, W. G. & WALTON, C. C. **“Comparative Performance of AVHRR-Based Multichannel Sea Surface Temperature”**. *Journal of Geophysics Research*, v.90, n.C6, p.11587-11601, (1985).

MAY, D.; PARMETER, M.; OLSZEWSKI, D.; & MCKENZIE, B. **“Operational processing of satellite sea surface temperature retrieval at the Naval Oceanographic Office”**. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 79(3), 397–407, (1998).

MERCHANT, C. J.; HARRIS, A. R.; MURRAY, M. J. & ZAVODY, A. M. **“Toward the elimination of bias in satellite retrievals of sea surface temperature 1. Theory, algorithm and interalgorithm comparison.”** *Journal of Geophysical Research*, 104, 2356523578, (1999).

MÜLLER, T. J. et al., **“Direct measurements of western boundary currents off Brazil between 20°S and 28°S”**. *Journal of Geophysical Research*, [S.I.], v. 103(C3), p.5429-5437, (1998).

OKUDA, T. **“Physical and chemical oceanography over continental shelf between Cabo Frio and Vitória (central Brazil).”** *J. Oceanogr. Soc. Japan*, 20 th. Anniversary, Vol.: 514-540. (1962).

PAES, R. C. O. V.; SOUSA, R. C.; França, G. B. **“SST estimation in upwelling area: issues and strategies.”** In: GHRSSST XVI Science Team Meeting, 2015, Netherlands. GHRSSST XVI Science Team Meeting. United Kingdom: The GHRSSST Project Office, 2015.

PRABHAKARA, C.; DALU G.; KUNDE V. G., **“Estimation of surface temperature from remote sensing in the 11 to 13 μm window region”**. *Journal of Geophysical Research*, 79, 5039-5045, (1974).

PODESTÁ, G.P. et al., **“The annual cycle of satellite-derived sea surface temperature in the Southwestern Atlantic Ocean”**. *J Clim* 4:457–467, (1991).

REYNOLDS, R. W.; SMITH, T. M., **“A high-resolution global sea surface temperature climatology”**. *Journal of Climate*, [S.I.], v. 8, p. 1571-1583, (1995).

ROBINSON, I. S., **“Satellite Oceanography – an introduction for oceanographers and remote-sensing scientists”**. Chinchester: Ellis Horwood Ltd, (1985).

ROBINSON, I. S., PIOLLÉ, J. -F., LE BORGNE, P., DONLON, C., & ARINO, O. **“MEDSPIRATION: A European contribution to the Global Ocean Data Assimilation Experiment High Resolution Sea Surface Temperature Pilot Project.”** Proceedings of the MERIS-AATSR Workshop, ESA-ESRIN, Sept. 2005. : European Space Agency.

- RODRIGUES, R. F., “**Upwelling at Cabo Frio (Brazil).**” *Dissertação de Mestrado, Naval Postgraduate School Monterey, California*, 89p, doi: <http://dx.doi.org/10.5962/bhl.title.61082>, (1973).
- RODRIGUES, R. R.; LORENZZETTI, J. A., “**A numerical study of the effects of bottom topography and coastline geometry on the Southeast Brazilian coastal upwelling**”. *Continental Shelf Research*, v.108 (C10), p.371–394, (2001).
- SILVA, P. de C. M. da. “**Oceanografia do triângulo Cabo Frio-Trindade Salvador.**” *Anais hidrográficos*, 16:213- 308. (1957).
- SOUTELINO, R.G., MIRANDA, J.M. “**Um estudo semi-idealizado para avaliar o papel da topografia no processo de ressurgência costeira em Cabo Frio, RJ.**” *Boletim do Observatório Ambiental Alberto Ribeiro Lamengo*, v. 7, n. 1, p. 101-114, doi:<http://dx.doi.org/10.5935/2177-4560.20130008>, (2013).
- SOUZA R. A. F., “**Análise de sondagens AQUA sobre o Brasil e simulação da temperatura de brilho dos canais HSB a partir de informações do sensor AIRS**”. Tese de D.Sc., Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, SP, Brasil, (2004).
- SOUZA, R. B., “**Oceanografia por Satélites.**”, 2ª Edição Revisada e Ampliada. 2. ed. São Paulo: Oficina de Textos, 2009. v. 1. 382p.
- SOUZA, R. A. F., “**Análise de sondagens AQUA sobre o Brasil e simulação da temperatura de brilho dos canais HSB a partir de informações do sensor AIRS**”. Tese de D.Sc., Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, SP, Brasil, (2004).
- TIMOTHY E. LAROW, “**The Impact of SST Bias Correction on North Atlantic Hurricane Retrospective Forecasts**”. *Mon. Wea. Rev.*, 141, 490–498, doi: <http://dx.doi.org/10.1175/MWR-D-12-00152.1>, (2013).
- TOMAZIC I. & KUZMIC M. “**Improving regional AVHRR SST measurements using AATSR SST data.**” EUMETSAT Meteorological Satellite Conference, Oslo, Norway, 5–9 September (2011).
- TOMAZIC, I. et al. “**DINEOF-based bias correction of SEVIRI sea surface temperature using Metop-A/AVHRR and ENVISAT/AATSR SST**” [handle: 2268/165571], (2013).
- TOMAZIC I.; LE BORGNE, P. & ROQUET, H. “**Assessing the impact of brightness temperature simulation adjustment conditions in correcting Metop-A SST over the Mediterranean Sea**”. *Remote Sensing of Environment* 146, 214-233, (2014).

VAZQUEZ, J. et al. **“NOAA/NASA AVHRR Oceans Pathfinder sea surface temperature data set” User reference manual, Version 4.0 (JPL Publication D-14070)**, (1998). Disponível em: https://www.nodc.noaa.gov/woce/woce_v3/wocedata_2/sat_sst/avhrr/docs/usr_gde4_0_toc.htm

WAN Z., **“MODIS Land – Surface Temperature Algorithm Theoretical Basis Document”**, (LST ATBD), Version 3.3, NAS5-31370, NASA/GSFC, Greenbelt MD, USA, (1999).

WALTON, C. E.; MCCLAIN E.P.; SAPPER J.F., **“Recent changes in satellite-based multichannel sea surface temperature algorithms”**, Marine technological society. Washington, D.C: Sept. (1990).

WILKS, D. S. **“Statistical Methods in the Atmospheric Sciences”**. *International Geophysics Series*. 2a. Edição, Estados Unidos da América, Academic Press, v. 91, 2006. 627 p.

WU, X. et al. **“Estimation of sea surface temperature using GOES-8/9 radiance measurements”**, *Bulletin of the American Meteorological Society*, [S.I.], v. 80, n. 6, p. 1127-1138, 1999.

ZÁVODY, A.M. et al. **“The ATSR data processing scheme developed for the EODC”**. *International Journal of Remote Sensing*, [S.I.], v. 15, n. 4, p. 827-843, (1994).

ZAVODY, A.M.; MUTLOW, C.T. & LLEWELLYN-JONES, D.T. **“A radiative transfer model for sea surface temperature retrieval from the Along Track Scanning Radiometer”**. *Journal of Geophysical Research*, 100, 937–952, (1995).