



UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ

NICOLE GABRIELE PALOSCHI

VARIABILIDADE DA TEMPERATURA DA SUPERFÍCIE DO MAR NA PLATAFORMA  
INTERNA DO PARANÁ: INTERCOMPARAÇÃO DE DADOS REMOTOS E *IN-SITU*

PONTAL DO PARANÁ

2019

NICOLE GABRIELE PALOSCHI

VARIABILIDADE DA TEMPERATURA DA SUPERFÍCIE DO MAR NA PLATAFORMA  
INTERNA DO PARANÁ: INTERCOMPARAÇÃO DE DADOS REMOTOS E *IN-SITU*

Dissertação apresentada como requisito parcial à obtenção do grau de mestre em Sistemas Costeiros e Oceânicos no Programa de Pós-Graduação em Sistemas Costeiros e Oceânicos do Centro de Estudos do Mar, Campus Pontal do Paraná, Universidade Federal do Paraná.

Orientador: Prof. Dr. Mauricio Almeida Noernberg.

PONTAL DO PARANÁ

2019

CATALOGAÇÃO NA FONTE:  
UFPR / SiBi - Biblioteca do Centro de Estudos do Mar  
Fernanda Pigozzi – CRB 9/1151

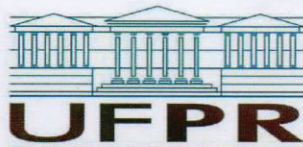
P181v Paloschi, Nicole Gabriele  
Variabilidade da temperatura da superfície do mar na plataforma interna do Paraná: intercomparação de dados remotos e *in-situ*. / Nicole Gabriele Paloschi. – Pontal do Paraná, 2019.  
24 f.: il.; 29 cm.

Orientador: Prof. Dr. Mauricio Almeida Noernberg.

Dissertação (Mestrado) – Programa de Pós-Graduação em Sistemas Costeiros e Oceânicos, Centro de Estudos do Mar, Setor Reitoria, Universidade Federal do Paraná.

1. Sensoriamento remoto. 2. MODIS. 3. Temperatura - mar. I. Título. II. Noernberg, Mauricio Almeida. III. Universidade Federal do Paraná.

CDD 621.3678



MINISTÉRIO DA EDUCAÇÃO  
SETOR REITORIA  
UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ  
PRÓ-REITORIA DE PESQUISA E PÓS-GRADUAÇÃO  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO SISTEMAS COSTEIROS  
E OCEÂNICOS - 40001016054P6

## TERMO DE APROVAÇÃO

Os membros da Banca Examinadora designada pelo Colegiado do Programa de Pós-Graduação em SISTEMAS COSTEIROS E OCEÂNICOS da Universidade Federal do Paraná foram convocados para realizar a arguição da dissertação de Mestrado de **NICOLE GABRIELE PALOSCHI** intitulada: **Variabilidade da temperatura da superfície do mar na plataforma interna do Paraná: intercomparação de dados remotos e *in-situ***, após terem inquirido a aluna e realizado a avaliação do trabalho, são de parecer pela sua APROVAÇÃO no rito de defesa.

A outorga do título de mestre está sujeita à homologação pelo colegiado, ao atendimento de todas as indicações e correções solicitadas pela banca e ao pleno atendimento das demandas regimentais do Programa de Pós-Graduação.

Pontal do Paraná, 25 de Março de 2019.

MAURICIO ALMEIDA NOERNBERG  
Presidente da Banca Examinadora (UFPR)

RONALD BUSS DE SOUZA  
Avaliador Externo (INPE)

CARLOS ALESSANDRE DOMINGOS LENTINI  
Avaliador Externo (UFBA)

## RESUMO

Este estudo compara dados de temperatura da superfície do mar (TSM) *in-situ*, de satélite (MODIS Terra e Aqua diurnos e noturnos) e de reanálise (OSTIA) da região da plataforma interna do Paraná em escala diária. O coeficiente de determinação ( $R^2$ ) para o satélite Aqua foi 0,96°C e 0,87°C, para o Terra foi 0,94°C e 0,65°C (diurnos e noturnos, respectivamente) e de 0,82°C para a reanálise. Apesar da boa concordância, os dados MODIS apresentam muitas lacunas por conta da alta cobertura de nuvens na região. Assim, as feições dominantes de variabilidade da TSM foram caracterizadas com base nos 34 anos (1985-2018) de dados de reanálise. Há tendência de aumento de 0,02°C.ano<sup>-1</sup>, cerca do dobro da taxa de aquecimento do oceano global (0,011°C.ano<sup>-1</sup>). A partir de Funções Ortogonais Empíricas foi possível identificar que a variabilidade não cíclica é dominada por fenômenos de escala local, principalmente a ação do vento associada a eventos de alta energia, com periodicidade em torno de 8 dias. Além disso, a atuação da Corrente do Brasil durante o verão e da Corrente Costeira do Brasil durante o inverno, também influencia os padrões de TSM. Este estudo evidencia a complexidade de interação entre as forçantes que alteram a TSM em diferentes escalas espaço-temporais, enfatizando a importância da análise conjunta de dados remotos e *in-situ* a fim de preencher lacunas e garantir séries temporais confiáveis e de alta resolução.

Palavras-chave: temperatura da superfície do mar (TSM) 1. MODIS 2. OSTIA 3. Plataforma interna do Paraná 4.

## ABSTRACT

This study compares *in-situ*, satellite (MODIS Terra and Aqua daytime and nighttime) and reanalyzed (Reynolds SST) sea surface temperature (SST) data of the inner shelf of Paraná at daily scales. The coefficient of determination ( $R^2$ ) was 0.96 and 0.87 for Aqua satellite, 0.94 and 0.65 for Terra (daytime and nighttime, respectively) and 0.92 for OSTIA. Although there is a good agreement of MODIS retrievals, the high cloud coverage of the area results in gaps along the time series. Thus, dominant features of the SST variability patterns were characterized based on 34 years (1984-2018) of OSTIA. The warming trend is  $0.02^\circ\text{C}\cdot\text{year}^{-1}$ , about double of global ocean warming rates ( $0.011^\circ\text{C}\cdot\text{year}^{-1}$ ). Empirical Orthogonal Functions analysis showed that non-cyclic variability is dominated by local-scale phenomena, particularly wind action associated to high energy events with periodicity of about 8 days. Besides, the influence of the Brazil Current during summer and the Brazil Counter Current during winter also affect SST patterns. This study shows the complex interaction between parameters controlling SST in different spatiotemporal scales and highlights the importance of comparing remote and *in-situ* data to fill gaps and provide reliable high-resolution time series.

Keywords: sea surface temperature (SST) 1. MODIS 2. OSTIA 3. Inner shelf 4.

## SUMÁRIO

<b>1 INTRODUÇÃO .....</b>	<b>7</b>
<b>2 DADOS E METODOLOGIA .....</b>	<b>9</b>
2.1 DADOS <i>IN-SITU</i> .....	9
2.2 DADOS DE SATÉLITE .....	10
2.3 PROCESSAMENTO DOS DADOS E ANÁLISES ESTATÍSTICAS.....	12
<b>3 RESULTADOS .....</b>	<b>13</b>
3.1 DADOS <i>IN-SITU</i> .....	13
3.2 INTERCOMPARAÇÃO COM DADOS DE SATÉLITE .....	14
<b>4 DISCUSSÃO .....</b>	<b>15</b>
4.1 INTERCOMPARAÇÃO DE DADOS DE SATÉLITE E <i>IN-SITU</i> .....	15
4.2 CLIMATOLOGIA DA TEMPERATURA DA SUPERFÍCIE DO MAR .....	18
<b>5 CONSIDERAÇÕES FINAIS E CONCLUSÕES.....</b>	<b>22</b>
<b>REFERÊNCIAS .....</b>	<b>24</b>

## 1 INTRODUÇÃO

A temperatura da superfície do mar (TSM) é considerada um dos parâmetros mais importantes do sistema oceano-atmosfera, além de ser uma variável climática essencial, uma vez que influencia diversas propriedades físicas, químicas e biológicas dos oceanos, tratando-se de um indicador efetivo de mudanças nos ecossistemas marinhos (Bojinski *et al.*, 2014). A compreensão acurada de sua distribuição espacial e temporal é crucial para a pesquisa, monitoramento e modelagem de diversos processos oceânicos e atmosféricos como o conteúdo de calor oceânico, circulação oceânica, interações ar-mar e ciclogênese.

O quinto Relatório de Avaliação do Painel Intergovernamental de Mudanças Climáticas (IPCC-2013 AR5, *Intergovernmental Panel on Climate Change*, Rhein *et al.*, 2013) destacou uma tendência de aumento de longo termo na TSM global resultante das mudanças climáticas e do aquecimento atmosférico decorrentes, com o oceano absorvendo 93% desse calor extra e grande parte do aquecimento (64%) acontecendo na sua camada superficial (0-700m, Rhein *et al.*, 2013). Como resultado, a taxa de aquecimento oceânico global é de  $0,13^{\circ}\text{C.década}^{-1}$  para o período entre 1955-2010, sendo maior no Atlântico do que em qualquer outra bacia oceânica ( $0,3^{\circ}\text{C.década}^{-1}$ ; Levitus *et al.*, 2012). O aquecimento dos oceanos vem sendo associado a variações significativas nos padrões temporais/sazonais de aquecimento, duração, frequência e intensidade de eventos extremos de TSM (Taboada e Anadón, 2012; DeCastro *et al.*, 2014, Costoya *et al.*, 2015; Kashkooli *et al.*, 2019).

Como a superfície do mar consiste na fronteira entre o oceano e a atmosfera, a TSM é *input* chave para modelos numéricos e sistemas de previsões, associada às trocas de *momentum*, calor, gás e umidade em escalas que vão de diárias a climatológicas (Donlon *et al.*, 2012), além de influenciar a formação e subsequente evolução de sistemas de tempo sinóticos (Thiébaux *et al.*, 2003). Dessa forma, há demanda crescente por produtos de TSM de alta resolução e acurácia, com erros quantificados e séries temporais longas e homogêneas, capazes de fornecer informações sobre o papel dos oceanos na variabilidade climática em curto (e.g. Gilford *et al.*, 2017; Masson *et al.*, 2012) e longo prazo (e.g. Gastineau e Frankignoul, 2015; McCarthy *et al.*, 2018).

Existem diversas observações *in-situ* por navios e boias de deriva e de monitoramento (e.g. Bell *et al.*, 2009; Roemmich *et al.*, 2009; Woodruff *et al.*, 2011), as quais fornecem séries de alta resolução temporal e que melhor representam os padrões de variabilidade, especialmente de alta frequência e em escala local. A aquisição desses dados é fundamental para compreender e monitorar as forçantes que alteram a TSM, principalmente na região costeira, que apresenta

dinâmica complexa por se tratar do ambiente de transição entre o oceano e o continente. No entanto, no caso de observações *in-situ*, além da dificuldade de acessar locais de baixa profundidade e de manter equipamentos por longos períodos de tempo em áreas de alta energia, a aquisição de dados fica sujeita ao tempo de vida da bateria, danos físicos e biológicos (i.e., aves, algas, bioincrustação, etc.), problemas de calibração, deriva do sensor ao longo do tempo, furto de equipamentos e ausência de metadados descrevendo a profundidade efetiva de medição.

Por esse motivo, parâmetros climáticos e ambientais vêm sendo estimados rotineiramente por satélites (Beyraghdar-Kashkooli *et al.*, 2019; Malauene *et al.*, 2014; L'Heureux *et al.*, 2013). A visão sinótica do espaço permite mapear regiões onde medições por boias e navios são escassas ou inexistentes, além de fornecer séries contínuas por longos períodos de tempo. Nas últimas décadas, medições multisensor da TSM vêm fornecendo um abundante conjunto de informações sobre a circulação oceânica e interações entre o oceano e a atmosfera, essenciais para investigar a variabilidade regional e global, bem como monitorar tendências (Narváez *et al.*, 2019; Karnauskas e Jones, 2018; Casal e Lavender, 2017; Dufois e Rouault, 2012).

As vantagens e desvantagens variam de acordo com cada instrumento. Sensores infravermelho estão sujeitos à cobertura de nuvens, caracterização pré-lançamento precária e falha do algoritmo de TSM sob condições atmosféricas anômalas, como tempestades de areia e erupções vulcânicas. No caso de satélites passivos de micro-onda, erros podem ocorrer por conta de ambiguidade na emissividade da superfície (devida ao entendimento incompleto do vetor de vento superficial), de contaminação *side lobe* e de interferência radiofrequência (RFI).

A TSM é um parâmetro difícil de ser definido com exatidão, uma vez que o oceano superficial (~10 m) apresenta estrutura vertical de temperatura complexa e variável, associada à turbulência e aos fluxos oceano-atmosfera. Por esse motivo, Donlon e o GHRSST Science Team (2005) introduziram o conceito de TSM de fundação (TSM<sub>fund</sub>), definida como a temperatura da coluna d'água livre de variabilidade diurna (aquecimento diurno ou resfriamento noturno), i.e., a temperatura pré-alvorada, onde o ganho de calor pela absorção de radiação solar não excede a perda de calor pela superfície, em geral, similar ao mínimo noturno. A TSM<sub>fund</sub> só pode ser medida por termometria de contato *in-situ*, sendo necessária a aplicação de procedimentos analíticos para obtê-la a partir de imagens de satélite. A produção de informações de TSM de alta resolução depende da combinação de dados de satélite e *in-situ*, levando em consideração os métodos e acurácias de cada um e, ao mesmo tempo, mantendo o

máximo possível de informação de cada observação, meta que representa um desafio significativo para o sensoriamento remoto oceânico.

Este estudo utiliza diferentes conjuntos de dados para fornecer referências ao entendimento das escalas dominantes da variabilidade da temperatura da superfície do mar na plataforma interna do Paraná. Séries temporais foram obtidas dos satélites Aqua e Terra, da *Operational Sea Surface Temperature and Sea Ice Analysis* (OSTIA) e *in-situ*. Em primeiro momento são comparados os produtos de satélite, identificando qual série melhor se aproxima do observado. Em seguida, são avaliadas as relações entre as forçantes de larga escala e os padrões locais, identificando os principais modos de variabilidade da região. Análises de TSM permitem que sejam estabelecidas tendências de mudanças associadas a fatores oceanográficos e ambientais, além da forma como influenciam o ecossistema e seus possíveis efeitos na distribuição e abundância de recursos marinhos, fornecendo o conhecimento oceanográfico necessário para avaliar os potenciais efeitos de futuros cenários climáticos.

## 2 DADOS E METODOLOGIA

### 2.1 DADOS *IN-SITU*

Dados horários da temperatura da superfície do mar no litoral do Paraná – Brasil foram obtidos por uma boia *WatchKeeper* instalada na isóbata de 16 m (48°19'46''W 25°40'17''S), durante o período de dezembro de 2013 a outubro de 2015 (Fig. 1). As medições foram feitas por um CTD *Seabird Microcat SBE37-SMP-ODO* com resolução de 0,001°C ( $\pm 0,002^\circ\text{C}$ ) e por um ADCP *Nortek ADpp Z-Cell* 600 kHz com resolução de 0,01°C a, aproximadamente, 0,5m de profundidade.

As séries dos dois equipamentos foram comparadas e apresentaram coeficiente de correlação de 0,999, sendo o erro (média de 0,1°C) atribuído apenas à diferença de resolução entre eles. A partir daí, foram utilizados somente os dados do ADCP, uma vez que os sensores do CTD são mais suscetíveis à bioincrustação, exigindo sua retirada para manutenção e, portanto, apresentam maior descontinuidade nos dados. O controle de qualidade foi feito pela aplicação de filtro de três vezes o desvio padrão, garantindo a seleção de valores confiáveis, rejeitando dados anômalos.

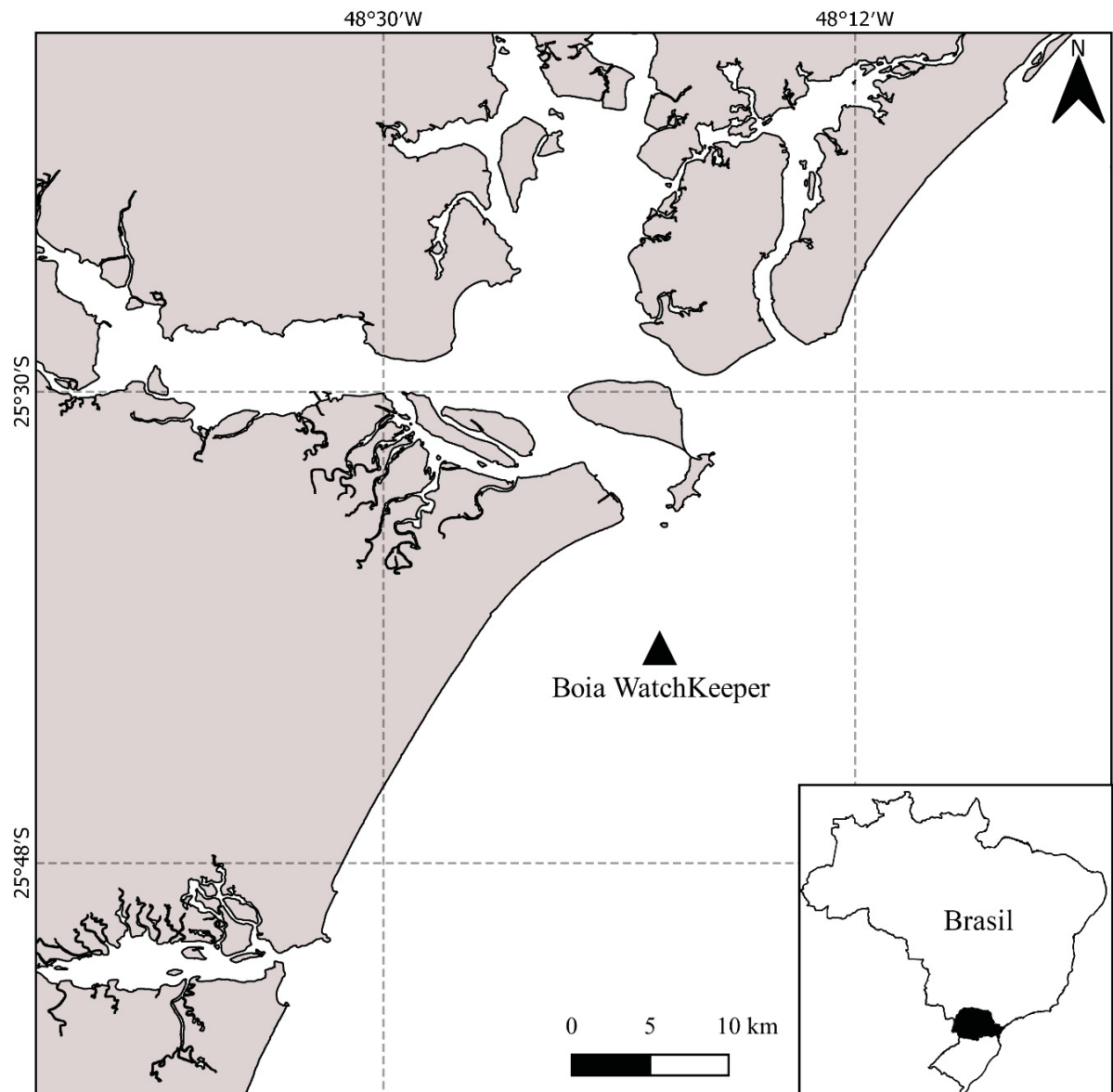


Figura 1 – Mapa do litoral do Paraná evidenciando a localização da boia *WatchKeeper*.

## 2.2 DADOS DE SATÉLITE

O sensor MODIS estima a TSM a partir da radiância medida em duas bandas relativas ao infravermelho centradas em torno de 11 e 12  $\mu\text{m}$  (estimativas diurnas) e uma faixa em torno de 3,9 e 4  $\mu\text{m}$  (estimativas noturnas) com acurácia de 12 bits. As estimativas são baseadas em uma versão modificada do algoritmo TSM Não Linear padrão de Walton *et al.* (1998) descrita por Kilpatrick *et al.* (2014), que utiliza coeficientes empíricos derivados por regressão de dados de satélite e *in-situ*. Essa versão conta com três termos adicionais, dentre eles o aprimoramento dos produtos MODIS em relação aos *Advanced Very High Resolution Radiometer* (AVHRR), a fim de otimizar a performance do algoritmo com as características atuais do sensor. Para os

produtos diurnos a fonte de referência (*first-guess*) é a *Optimal Interpolation Sea Surface Temperature* (OISST, Reynolds *et al.*, 2007). Para os produtos noturnos a fonte de referência é a TSM4 de 4  $\mu\text{m}$  quando é possível obter uma estimativa válida. Do contrário, também é utilizada a OISST.

Foram obtidas séries diárias dos satélites Terra e Aqua correspondentes às passagens diurnas e noturnas (10h30 ( $T_{\text{dia}}$ ) e 22h30 ( $T_{\text{noite}}$ ); 13h30 ( $A_{\text{dia}}$ ) e 01h30 ( $A_{\text{noite}}$ ) – horário local), com resolução espacial de 4x4 km. A diferença entre os horários permite investigar mudanças que ocorrem ao longo do dia, fornecendo séries contínuas de dados essenciais para a compreensão da variabilidade da TSM em curto e longo prazo. As imagens são de nível 3 e podem ser obtidas na plataforma *Ocean Color* da NASA (<http://oceancolor.gsfc.nasa.gov>).

A *Operational Sea Surface Temperature and Sea Ice Analysis* (OSTIA) é produzida pelo *Met Office* como parte do *Global Monitoring for Environment and Security* (GMES) do projeto *MyOcean* da União Europeia. São utilizados dados de uma combinação de satélite de infravermelho e de micro-ondas e *in-situ* (Tabela 1).

Tabela 1 – Fonte de dados do OSTIA (adaptado de Stark *et al.*, 2007).

Sensor (plataforma)	Tipo de sensor	Resolução	Fonte de dados	Cobertura
(A)ATSR (EnviSat)	Infravermelho	~1 km (swath)	ESA-Medspiration	Global
AMSR-E (Aqua)	Micro-onda	~25 km (swath)	Remote Sensing Systems	Global
AVHRR –LAC (NOAA 17 e 18)	Infravermelho	~1/10° (grid)	ESA-Medspiration	Atlântico NE e Mediterrâneo
AVHRR –GAC (NOAA 18)	Infravermelho	~9 km (swath)	JPL PO-DAAC	Global
SSM/I (DMSP)	Micro-onda	10 km (grid polar-estereográfico)	EUMETSAT OSI-SAF	Global
SEVIRI (MSG1)	Infravermelho	0,1° (grid)	ESA-Medspiration	Setor Atlântico
TMI (TRMM)	Micro-onda	~25 km (swath)	Remote Sensing Systems	Trópicos
Salinidade e temperatura <i>in-situ</i>	Navios e boias de deriva e monitoramento	<i>In-situ</i>	Global Telecommunications System (GTS)	Global

Como os diferentes sensores estimam a TSM em diferentes profundidades, os dados de entrada são filtrados, removendo observações diurnas com baixas velocidades de vento ( $<6 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ , e.g. Donlon e Robinson, 1997), a fim excluir medições que possam representar a camada de aquecimento diurno. A temperatura de pele é, então, ajustada à temperatura superficial (nominalmente 0,2 – 1 m) por meio da adição de 0,17 K, seguindo as recomendações de Donlon *et al.* (2002). Adicionalmente, é feita uma verificação de *background* de cada observação em relação à análise do dia anterior utilizando um esquema Bayesiano (e.g. Ingleby e Huddleston, 2007). O controle de qualidade dos dados *in-situ* é feito por meio de uma técnica similar, com

inspeção adicional dos códigos de estação, que são monitorados e utilizados para rejeitar dados suspeitos. O produto final consiste da TSM<sub>nd</sub> diária em resolução de 1/20° (~6 km) em formato NetCDF nível 4, disponível no *OSTIA SST Monitoring* ([http://ghrsst-pp.metoffice.com/pages/latest\\_analysis/ostia.html](http://ghrsst-pp.metoffice.com/pages/latest_analysis/ostia.html)).

### 2.3 PROCESSAMENTO DOS DADOS E ANÁLISES ESTATÍSTICAS

Os sinais de alta frequência, como brisa marinha, maré e período inercial (aproximadamente 28h para a região de estudo – Noernberg e Alberti, 2014) foram removidos por meio da aplicação de um filtro passa-baixa Lanczos-Cosseno (Thompson, 1983), com frequência de 1/40 horas, que remove 95% das oscilações com frequências menores do que 1/25 horas. As principais variações da série foram obtidas por análise espectral, que particiona a variância em função da frequência com base na Transformada Rápida de Fourier (FFT – *Fast Fourier Transform*). Assim, é possível caracterizar detalhadamente a distribuição da variância no domínio da frequência (Thomson e Emery, 2014). O método adotado foi o de Welch (1967), com janela do tipo *Hamming* com 1/3 do comprimento total da série, sobreposição de 50% e limite de confiança de 95%. Embora essa abordagem resulte em perda da resolução espectral, é necessária para aumento da confiabilidade estatística da análise.

As séries MODIS foram comparadas com os dados *in-situ* utilizando como referência o valor correspondente ao horário da passagem de cada satélite, a fim de reduzir erros associados à variabilidade diurna. Para comparação com a série OSTIA foi utilizado o mínimo noturno, para obtenção do valor mais próximo da TSM<sub>nd</sub>.

Quatro análises estatísticas foram aplicadas aos dados de satélite. O coeficiente de determinação ( $R^2$ ) mede a variabilidade nos dados que é explicada pelo modelo de regressão ajustado. Varia de 0 a 1, sendo que valores próximos a um indicam variabilidade proporcional e não correspondência entre os dados sendo comparados. Como medida de discrepância foi calculado o erro sistemático (viés) para demonstrar a diferença média entre os dados de satélite e *in-situ*. Valores próximos de zero sugerem melhor ajuste, embora valores negativos e positivos possam se cancelar, influenciando o resultado. Por esse motivo, foi calculada a raiz quadrada do erro quadrático médio (RMSE, *Root Mean Squared Error*), que mede a distância absoluta do valor estimado em relação ao observado, complementando as informações de  $R^2$  e viés. Finalmente, como métrica de decisão foi adotada uma comparação por pares do residual (= satélite – *in-situ*), também conhecida como habilidade absoluta (*absolute skill*) conforme proposto por Seegers *et al.* (2018). Para cada observação, o satélite que apresenta menor

residual é considerado ganhador. O resultado da análise é o somatório de todas as vitórias, expresso em porcentagem (% vit.).

Com a finalidade de separar os padrões de variabilidades temporais dos espaciais nos campos de TSM, foi extraída a anomalia da série de TSM e então realizada a decomposição modal por meio de Funções Ortogonais Empíricas (EOFs, *Empirical Orthogonal Functions*). Conceitualmente, a análise de EOF determina o padrão espaço-temporal de variabilidade que explica o máximo de covariância entre a série temporal de anomalia da TSM para cada par de pontos na grade. A covariabilidade restante é, então, sujeita à mesma decomposição, com a restrição adicional de que é ortogonal (i.e., não correlacionada) no espaço e no tempo ao padrão EOF governante. Esse procedimento é repetido até que todos os  $n$  padrões da EOF sejam computados, onde  $n$  é o número de pontos na grade. Na prática, apenas os primeiros modos são robustos, por conta da restrição da ortogonalidade. Cada padrão EOF é associado com uma série de Componente Principal (PC, *Principal Component*), que descreve a evolução temporal do padrão EOF. A série temporal da PC pode ser obtida ao projetar o padrão EOF no campo de anomalia de TSM original para cada passo de tempo, de forma a encontrar o sinal e a amplitude do padrão a cada tempo (Deser *et al.*, 2010).

### 3 RESULTADOS

#### 3.1 DADOS *IN-SITU*

A temperatura da superfície do mar registrada *in-situ* durante o período de dezembro de 2013 a outubro de 2015 apresenta variabilidades mensal e sazonal marcadas (Fig. 2), atingindo máximo em fevereiro (31,26 °C). Passa a diminuir até julho, quando atinge valor mínimo (19,08 °C), voltando a aumentar entre agosto e setembro. A diferença entre os valores médios de verão (janeiro-março) e inverno (julho-setembro) é de 6,6 °C. A temperatura média para o período é de 24,06 °C, com desvio padrão de 2,97 °C.

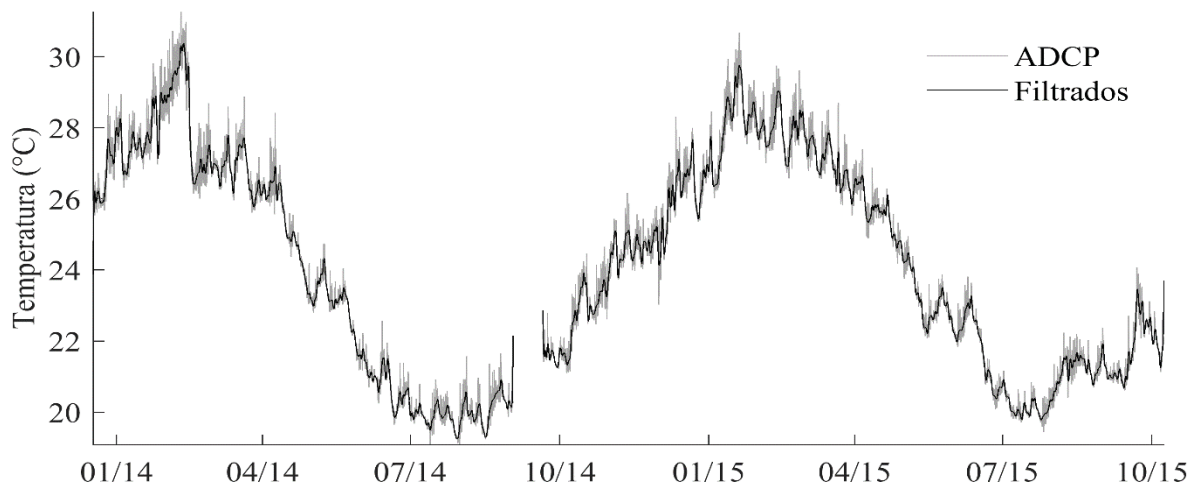


Figura 2 – Temperatura da superfície do mar registrada na plataforma interna do Paraná durante o período de dezembro de 2013 a outubro de 2015. Dados do ADCP (cinza) e série com altas frequências (< 40h) removidas (preto).

### 3.2 INTERCOMPARAÇÃO COM DADOS DE SATÉLITE

A frequente cobertura de nuvens na área de estudo durante o período de dezembro de 2013 a outubro de 2015 fez com que as séries MODIS diárias apresentassem grande quantidade de lacunas. O número de observações válidas para o período entre dezembro de 2013 a outubro de 2015 ( $N = 657$  dias) foi de 221 ( $A_{\text{dia}}$ ), 200 ( $A_{\text{noite}}$ ), 205 ( $T_{\text{dia}}$ ) e 214 ( $T_{\text{noite}}$ ). A série OSTIA, por ser submetida a interpolação, não apresenta lacunas. Mesmo assim, as comparações com os dados *in-situ* mostram boa correspondência, sendo que um resumo das análises estatísticas é apresentado na Figura 3.

As passagens diurnas mostraram menor viés ( $A_{\text{dia}} -0,005$  e  $T_{\text{dia}} -0,01$ ). OSTIA e  $T_{\text{dia}}$  apresentaram o mesmo viés, embora positivo e negativo, respectivamente. As séries noturnas, por sua vez, apresentaram as maiores discrepâncias em relação aos dados *in-situ* ( $A_{\text{noite}} -0,02$  e  $T_{\text{noite}} -0,06$ ). Um padrão semelhante ocorre com os coeficientes de determinação ( $R^2$ ), sendo que maiores ajustes ocorrem nas passagens diurnas ( $A_{\text{dia}} 0,96$  e  $T_{\text{dia}} 0,94$ ). No entanto, diferentemente do viés, o ajuste foi melhor para o  $A_{\text{noite}}$  (0,87) em relação ao OSTIA (0,82) e  $T_{\text{noite}}$  (0,65), sendo que o último apresentou  $R^2$  consideravelmente inferior em relação aos demais produtos. Complementando os dois parâmetros anteriores, a distância absoluta dos produtos de satélite em relação aos dados *in-situ* foi menor para as passagens diurnas ( $A_{\text{dia}} 0,6$  e  $A_{\text{noite}} 0,7$ ), seguida por  $A_{\text{noite}}$  (1,0) e OSTIA (1,2). Novamente,  $T_{\text{noite}}$  apresentou valor significativamente maior em relação aos demais (1,8). Em relação à habilidade absoluta, a série

OSTIA destaca-se com 51,5% das vitórias, seguida por T<sub>noite</sub> (23,6%), A<sub>noite</sub> (11%), A<sub>dia</sub> (6,9%) e T<sub>dia</sub> (6,6%).

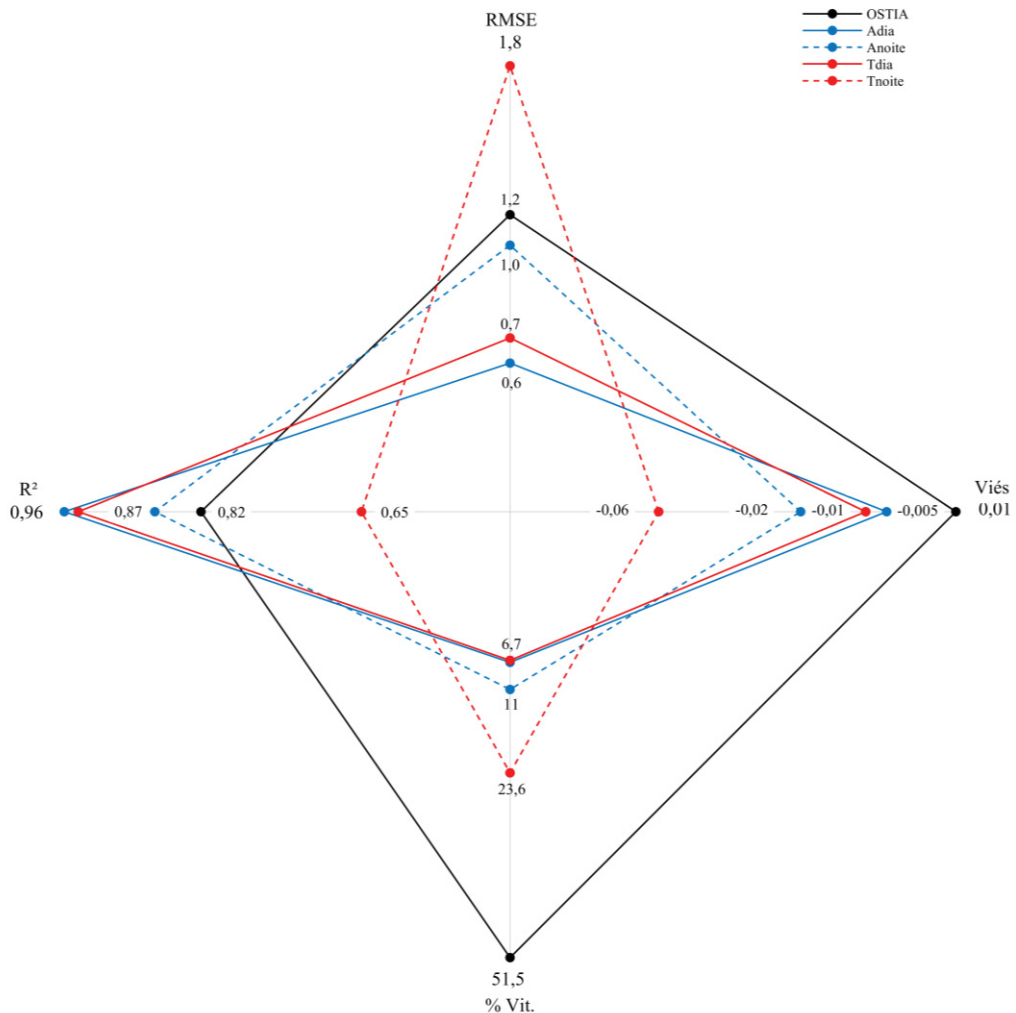


Figura 3 – Resultado das análises estatísticas aplicadas nas séries de produtos de satélite: viés, coeficiente de determinação ( $R^2$ ), raiz quadrada do erro quadrático médio (RMSE) e habilidade absoluta (%vit.).

## 4 DISCUSSÃO

### 4.1 INTERCOMPARAÇÃO DE DADOS DE SATÉLITE E *IN-SITU*

A comparação de TSM oriunda de satélites com dados *in-situ* pode ser utilizada para identificar erros sistemáticos. A ocorrência de maiores viés encontrados para passagens noturnas pode estar relacionada à maior suscetibilidade do sensor de infravermelho à contaminação por nuvens estratiformes noturnas, que são difíceis de remover com o algoritmo

de detecção de nuvens (Qin *et al.*, 2014). O maior viés de  $T_{\text{dia}}$  em relação a  $A_{\text{dia}}$ , por sua vez, pode estar associado à diferença de intensidade de aquecimento superficial resultante da baixa radiação durante a manhã, uma vez que o horário de passagem do satélite Aqua é às 10h ao passo que do Terra é às 13h (horário local).

Como a velocidade do vento pode atuar nos fluxos de calor por meio da formação ou quebra de estratificação, médias horárias foram calculadas para o período de dezembro de 2013 a junho de 2014, período de funcionamento do anemômetro *Gill Windsonic* na boia *WatchKeeper* (Fig. 4). A intensidade do vento é menor durante a manhã, mantendo-se baixa ao longo do dia ( $\sim 4 \text{ m.s}^{-1}$ ). Aumenta a partir das 16h, com valores máximos à noite ( $\sim 5 \text{ m.s}^{-1}$ ), voltando a diminuir durante a madrugada.

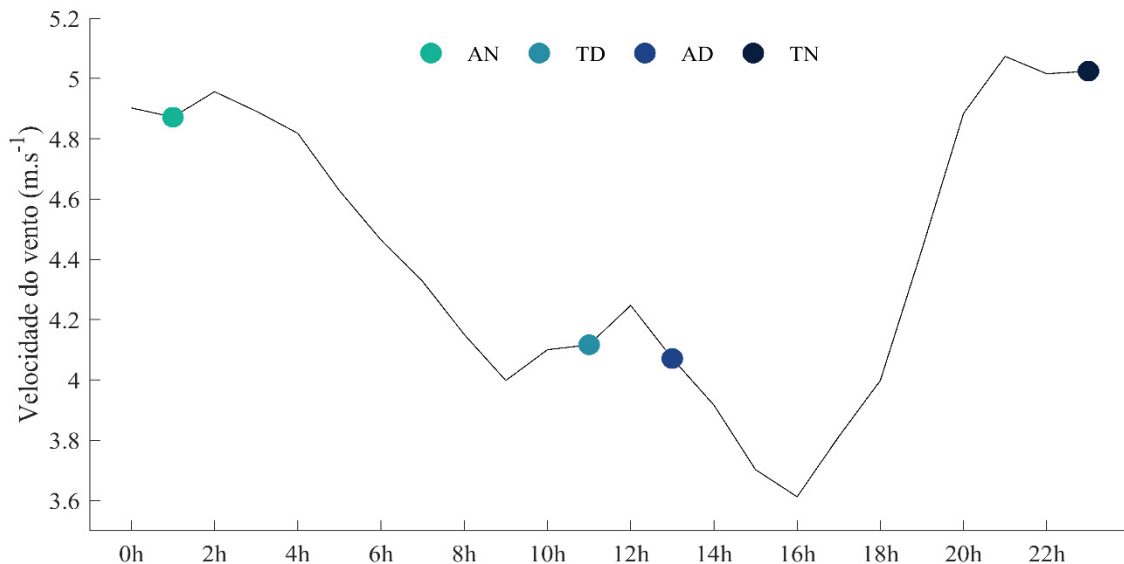


Figura 4 – Média horária da velocidade do vento entre dezembro de 2013 e outubro de 2014.

A ação do vento resulta em turbulência mecânica na camada de mistura oceânica, que reduz efetivamente a diferença entre a temperatura da superfície e das camadas inferiores. A radiação solar, além de aquecer as camadas superiores, tende a estabilizar a coluna d'água e, conseqüentemente, reduzir a mistura. No entanto, se a quantidade de radiação de onda curta absorvida dentro da camada de mistura não for suficiente para suprimir o resfriamento pelos fluxos de calor latente, sensível e de onda longa, haverá redução da diferença entre a superfície e as camadas inferiores durante o dia (Ward, 2006). A condição favorável para maiores diferenças consiste de grande componente de resfriamento radiativo e velocidade de vento moderada ( $\sim 6 \text{ m.s}^{-1}$ ), suficiente para dirigir fluxos de calor latente e sensível, mas sem perda eficiente de calor pela camada de pele por meio da turbulência (Donlon e Robinson, 1997;

Donlon *et al.*, 2002). Isso ocorre durante as passagens noturnas, que apresentaram maiores viés. No entanto, não há correlação significativa entre a velocidade do vento e o viés ( $A_{\text{dia}} = -0,01$ ;  $A_{\text{noite}} = 0,02$ ;  $T_{\text{dia}} = -0,15$ ;  $T_{\text{noite}} = -0,21$  e  $OSTIA = 0,04$  – não mostrado). Convém ressaltar que a resposta da superfície do mar à ação do vento não é imediata e que inferências precisas acerca das diferenças entre a temperatura na superfície e nas camadas inferiores devem levar em consideração a intensidade de radiação solar e os fluxos de calor entre o oceano e a atmosfera.

Para fins comparativos, parâmetros estatísticos encontrados na literatura a partir de produtos MODIS diurnos são apresentados na Tabela 2. Diferentes resultados foram obtidos para cada estudo de caso. Isso pode resultar do fato de que o algoritmo padrão de TSM é otimizado para regiões oceânicas. Na região costeira a variabilidade da TSM é mais rápida, além de ser influenciada pela contribuição de mecanismos de escala local (padrão de ventos, descarga de rios, regimes de maré, mistura vertical, etc.). Ainda assim, a acurácia obtida neste estudo para observações MODIS foi superior ao obtido para o oceano global (Gentemann, 2014; Minnett *et al.*, 2004).

Tabela 2 – Resumo dos parâmetros estatísticos dos produtos MODIS deste estudo e encontrados na literatura: erro sistemático (viés) e raiz quadrada do erro quadrático médio (RMSE).

<b>Autores</b>	<b>Satélite</b>	<b>VIÉS (°C)</b>	<b>RMSE (°C)</b>	<b>Área de Estudo</b>	<b>Latitude</b>
Minnett <i>et al.</i> (2004)	Terra Aqua	-0,07 0,75	– –	Oceano global	–
Lee <i>et al.</i> (2010)	Terra Aqua	-0,41 0,44	0,71 0,88	Costa do Taiwan	20–30° N
Dufois e Rouault (2012)	Terra	0,25	0,60	Costa da África do Sul	33°30'–35° S
Gentemann (2014)	Aqua	-0,09	–	Oceano global	–
Ghanea <i>et al.</i> (2016)	Terra Aqua	-0,06 0,07	0,53 0,44	Golfo da Pérsia	28°38'–28°58' N
Hao <i>et al.</i> (2017)	Terra Aqua	0,23 0,06	0,83 0,85	Mar Amarelo	35°55'–36°5' N
Este estudo	Terra    Dia Noite	-0,011 -0,060	0,729 1,785	Plataforma interna do Paraná	25°40'17''S
	Aqua    Dia Noite	-0,005 -0,027	0,632 1,089		
	OSTIA	0,01	1,2		

## 4.2 CLIMATOLOGIA DA TEMPERATURA DA SUPERFÍCIE DO MAR

A métrica de habilidade absoluta pune não só o pior desempenho, mas também a ausência de observações, posto que uma série com grande quantidade de lacunas, ainda que acurada, pode levar a inferências errôneas por ocultar padrões de variabilidade em diversas escalas, tanto temporais quanto espaciais. Embora a série OSTIA não tenha apresentado a maior concordância com os dados *in-situ* no que diz respeito às análises estatísticas (viés,  $R^2$  e RMSE), foi a que obteve melhor desempenho de forma geral em mais de metade das observações (51,1% vit.). Esse fator somado à longa série temporal (34 anos de dados diários) fizeram com que a série fosse considerada acurada o suficiente para representar a variabilidade da temperatura da superfície do mar no litoral do Paraná em larga escala temporal. Dessa forma, a climatologia diária foi gerada para o período entre 1985–2018 a partir do pixel mais próximo da boia *WatchKeeper* (25°40'30"S, 48°19'30"W).

Na plataforma interna do Paraná, a temperatura média é de 22,81°C, com mínima ocorrendo em agosto de 1990 (13,29°C) e máxima em fevereiro de 2001 (30,13°C). A tendência da série temporal foi estimada por meio de análise de regressão linear pelo método dos mínimos quadrados, utilizando os valores máximos e mínimos de cada ano (Fig. 5). Existe aquecimento de 0,019°C.ano<sup>-1</sup> nos valores máximos e de 0,074°C.ano<sup>-1</sup> nos valores mínimos. A tendência geral é de 0,024°C.ano<sup>-1</sup>, totalizando 0,829°C para todo o período analisado. De acordo com o último relatório do IPCC (Rhein *et al.*, 2013), o aquecimento médio global do oceano para o período de 1971 a 2010 é entre 0,009 a 0,013°C.ano<sup>-1</sup>.

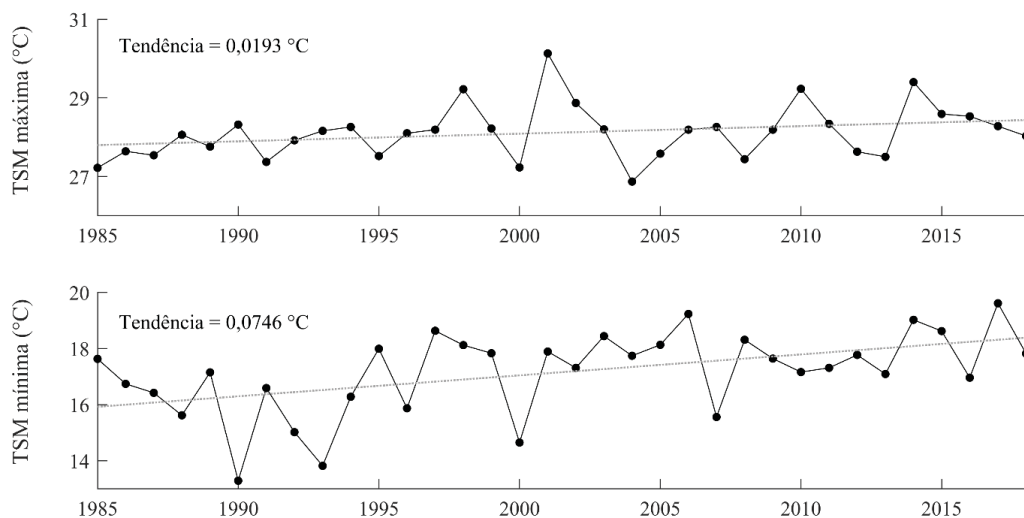


Figura 5 – Variabilidade interanual (°C.ano<sup>-1</sup>) dos valores máximos (acima) e mínimos (abaixo) da TSM na plataforma interna do litoral do Paraná de 1985-2018. As linhas em cinza representam a tendência estimada por regressão linear.

A variância total da série é de  $9,69^{\circ}\text{C}$ . Para a análise de EOF os sinais cíclicos (diário, mensal, anual, tendências, etc.) foram removidos, de modo a investigar apenas a anomalia, responsável pela variância restante de  $0,89^{\circ}\text{C}$ . A área de estudo foi estendida de forma a abranger todo o litoral do Paraná ( $26 - 25^{\circ}12'S$ ,  $48^{\circ}48' - 48^{\circ}W$ ) e também o Embaiamento Sul Brasileiro (ESB,  $22 - 30^{\circ}S$ ,  $42 - 50^{\circ}W$ ), visando compreender como as variações de larga escala afetam a TSM na região. Os três primeiros modos EOF explicam 99,3% da variância e são apresentados na Fig. 6, juntamente com as Componentes Principais correspondentes.

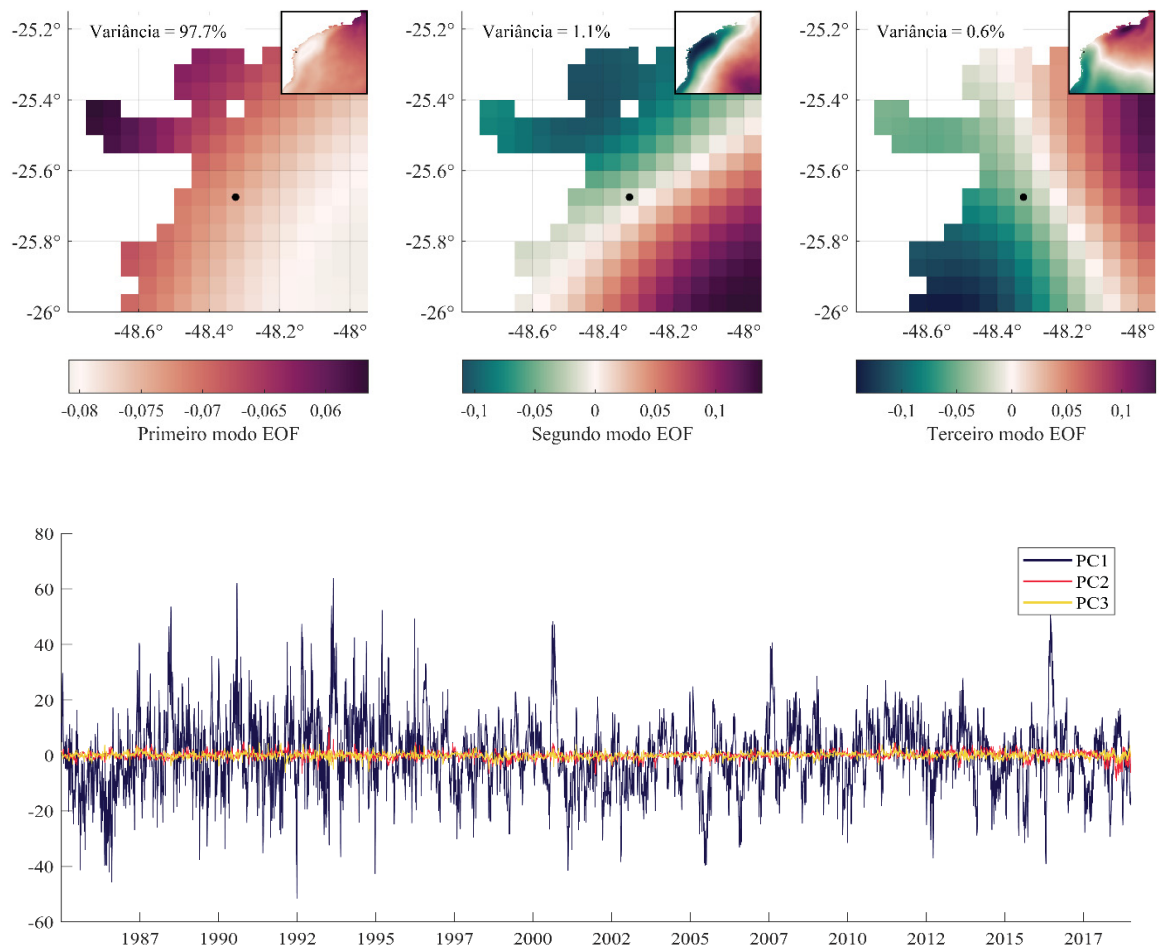


Figura 6 – Análise EOF das anomalias de TSM da série OSTIA a partir da climatologia diária. Primeiro modo (esquerda), segundo modo (meio), terceiro modo (direita) e série temporal das componentes principais correspondentes a esses três modos (abaixo). Os cantos superiores direitos representam as EOFs para o Embaiamento Sul Brasileiro.

O primeiro modo é responsável pela maior parte da variância não cíclica (97,65%). Há aumento gradativo na amplitude desse modo em direção à costa, resultante do encontro das águas doces e frias oriundas do Complexo Estuarino de Paranaguá com as águas mais quentes e salinas da plataforma interna. Nota-se que o modo está em fase para praticamente todo o

domínio, com exceção da porção mais à montante do estuário, que apresenta maior magnitude e fase oposta à do restante da área. Além disso, a baixa profundidade faz com que as águas da região costeira aqueçam e resfriem mais rapidamente, conforme a incidência do vento permite formação ou quebra da estratificação, havendo maior variabilidade em relação à plataforma externa. Para o ESB, o contraste entre a região oceânica e a porção central é resposta da predominância de forçantes locais (ventos, marés, passagem de frentes frias, etc.) na região da plataforma interna, ao passo que eventos de escala sinótica predominam sobre as plataformas média e externa (Palma e Matano, 2009).

O segundo modo apresenta oposição de fase entre a costa e o oceano aberto e corresponde a 1,05% da variância. Observando o ESB como um todo, é possível identificar um contraste termal na região da quebra de plataforma, por onde flui a Corrente do Brasil (CB), transportando águas tropicais relativamente quentes e salinas ( $T > 20^{\circ}\text{C}$  e  $S > 36$ ) em direção sul (Emílsson, 1961; Castro *et al.*, 2006).

Já o terceiro modo, responsável por 0,61% da variância, assim como o segundo, apresenta oposição de fase, separando quase meridionalmente a área de estudo. É resultado da intrusão de águas mais frias ( $< 20^{\circ}\text{C}$ ) da Corrente Costeira do Brasil (CCB), que ocorre sobre a Plataforma Continental Sul Brasileira (PCSB) durante o inverno e a primavera, atingindo seu extremo norte em torno de  $25,2^{\circ}\text{S}$  no mês de agosto de cada ano (Souza e Robinson, 2004).

A análise FFT da Componente Principal da plataforma interna do Paraná apresentou picos em nível de confiança de 95% em períodos variando entre 68 e 227 dias (Fig. 7). As altas concentrações de energia de 68 e 102 dias estão de acordo com o reportado por Souza e Robinson (2004) para a região da CCB de 70 e 102 dias, associadas à componente meridional do vento. O pico de 227 dias, por sua vez, pode ser a resposta da CBB atingindo seu máximo norte entre o final do inverno e início da primavera interagindo com as intrusões da CB, que se aproxima da costa e chega a dominar a região do ESB durante o fim da primavera e o início do verão.

Por sua vez, o espectro dos dados *in-situ* mostra picos com maiores concentrações aos 11, 34 e 48 dias. De acordo com Castro e Miranda (1998), a variabilidade nas plataformas média e interna do ESB é dominada por oscilações em frequência de maré e submaré (embora haja picos de 3–7 e 9–15 dias, o mesmo que as oscilações de ventos e marés) e pela passagem sistemas frontais com intervalos de 5–10 dias, que governam a intensidade e direção do vento sobre o Atlântico Sudoeste ( $20\text{--}34^{\circ}\text{S}$ ).

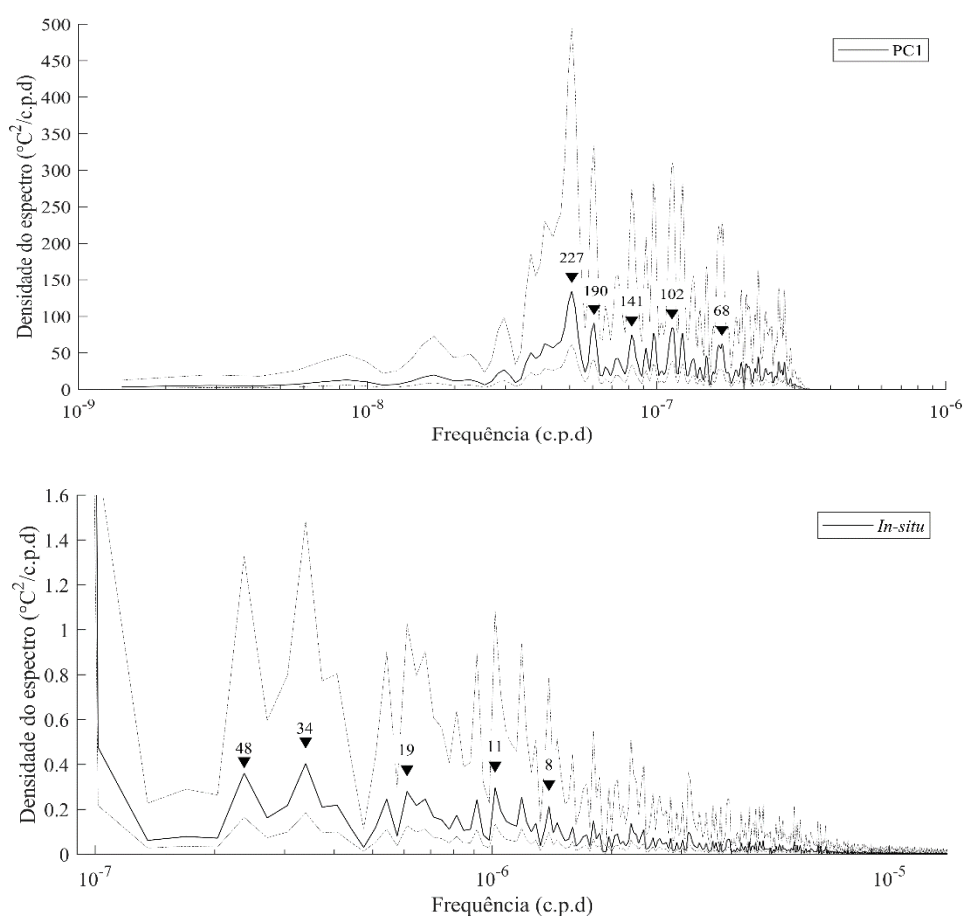


Figura 7 – Densidade do espectro de potência da Componente Principal associada ao modo EOF da plataforma interna do Paraná (PC1, acima) e dos dados obtidos *in-situ* (abaixo). As linhas em cinza representam o limite de confiança de 95%.

Para melhor visualizar essas oscilações, foi extraída a média de cada variação abrupta da série de dados *in-situ* (Fig. 8) seguindo a metodologia proposta por Killick *et al.* (2012). É possível observar a presença de degraus energéticos que fazem com que a temperatura mude de forma brusca (i.e.  $>1,4^{\circ}\text{C}$ ) com periodicidades entre 2,5 e 9,5 dias. Embora as maiores amplitudes ocorram no final do verão e do inverno ( $-2,7^{\circ}\text{C}$  e  $+1,8^{\circ}\text{C}$ , respectivamente), são mais frequentes no outono e na primavera. Noernberg e Alberti (2014) também reportaram padrão semelhante durante a primavera e associaram sua ocorrência à ação de eventos mais energéticos na costa, causados por sistemas meteorológicos de periodicidade em torno de 8 dias com curtos intervalos de tempo entre eles, fazendo com que a temperatura se mantenha mesmo após a passagem desses sistemas.

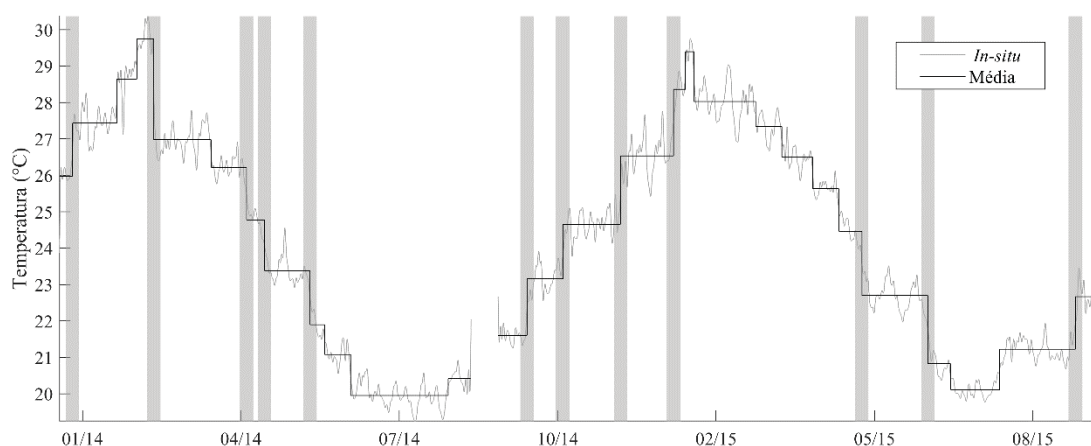


Figura 8 – Dados *in-situ* e média de cada evento de variação abrupta, destacando os eventos mais intensos (> 1,4°C, barras verticais em cinza).

## 5 CONSIDERAÇÕES FINAIS E CONCLUSÕES

Produtos de satélite de diferentes resoluções espaciais e temporais foram comparados com dados *in-situ* a fim de avaliar sua representatividade nas variações anuais e interanuais da TSM na plataforma interna do litoral do Paraná. As séries MODIS mostraram boa concordância com os dados *in-situ*. O satélite Aqua realizou estimativas da TSM mais acuradas em relação ao Terra e ambos apresentaram melhores estimativas durante as passagens diurnas (viés  $A_{\text{dia}} - 0,005$ ;  $A_{\text{noite}} - 0,02$ ;  $T_{\text{dia}} - 0,01$ ;  $T_{\text{noite}} - 0,06$ ). Os parâmetros estatísticos encontrados estão de acordo com a literatura, tanto em relação ao oceano global quanto a diferentes áreas costeiras (Tabela 2). Apesar da vulnerabilidade à contaminação por nuvens e aerossóis, que resulta em poucas observações, o fornecimento de dados diurnos e noturnos duas vezes ao dia faz com que seja possível analisar variabilidades de alta frequência em longas séries temporais (desde 1999 até o presente). A série OSTIA, apesar do menor ajuste no que diz respeito aos parâmetros estatísticos ( $R^2 = 0,82$ ;  $RMSE = 1,2$ ; viés =  $0,01^\circ\text{C}$ ), apresentou melhor habilidade absoluta (51,5% vit.), uma vez que passa por ajuste de viés e preenchimento de lacunas, fornecendo campos suavizados completos por longos períodos de tempo (desde 1985).

Os valores médios horários da velocidade do vento indicam que velocidades moderadas ( $\sim 5 \text{ m.s}^{-1}$ ) são suficientes para remover calor na superfície, mas não para gerar mistura nas camadas inferiores, criando um gradiente termal que resulta em viés negativo. Esse efeito é intensificado à noite, quando a componente de radiação é negativa, evidenciado por maior viés nas passagens noturnas em relação às diurnas. No entanto, para melhor

compreender esses processos são necessárias séries mais completas da intensidade do vento além da intensidade de radiação e estimativas dos fluxos de calor entre o oceano e a atmosfera.

De modo geral, a relação dos produtos de satélite com os dados observados é encorajadora, levando em consideração a turbidez e a heterogeneidade espacial das águas costeiras, além da baixa quantidade de observações, resultado da alta cobertura de nuvens na região. Essas limitações reforçam a importância da utilização de produtos que combinam dados de satélite com dados *in-situ*, como é o caso da série OSTIA, que permitiu que fosse apresentada pela primeira vez uma série climatológica da TSM na plataforma interna do Paraná.

A TSM média ao longo de 34 anos (1985-2018) é de 23,1°C. As temperaturas mínimas e máximas de cada ano apresentam tendência de aquecimento alarmantes de 0,074°C.ano<sup>-1</sup> e 0,019°C.ano<sup>-1</sup>, respectivamente, com padrão geral de aquecimento (0,024°C.ano<sup>-1</sup>) o dobro da tendência global de 1971-2010 (Rhein *et al.*, 2013). A variabilidade não-cíclica do Embaiamento Sul Brasileiro é predominantemente governada por eventos de escala sinótica (frentes frias), enquanto que a região da plataforma interna do Paraná é dominada por fenômenos de escala local, principalmente a ação do vento, com periodicidade em torno de 8 dias.

Este estudo evidencia a complexidade da interação entre diferentes forçantes que alteram a temperatura da superfície do mar em diferentes escalas de tempo e espaço. Devido à dificuldade em manter equipamentos oceanográficos na região costeira por longos períodos de tempo, é crucial a utilização de satélites para que se possa ter séries de boa resolução temporal, a fim de monitorar e compreender a variabilidade da TSM, parâmetro fundamental para a quantificação e modelagem de diversos processos oceânicos e atmosféricos.

## REFERÊNCIAS

- BELL, M., LEFÈBVRE, M.; LE TRAON; P. Y., SMITH, N.; WILMER-BECKER, K. 2009. GODAE: The Global Ocean Data Assimilation Experiment. *Oceanography* 22, 14–21. <https://doi.org/10.5670/oceanog.2009.62>
- BEYRAGHDAR-KASHKOOLI, O.; GHADAMI, M.; AMINI, M.; MODARRES, R. 2019. Spatiotemporal variation of the southern Caspian Sea surface temperature during 1982–2016. *J. Mar. Syst.* 193, 126–136. <https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2019.02.006>
- BOJINSKI, S.; VERSTRAETE, M.; PETERSON, T. C.; RICHTER, C.; SIMMONS, A.; ZEMP, M. 2014. The concept of essential climate variables in support of climate research, applications, and policy. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 95, 1431–1443. <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-13-00047.1>
- CASAL, G.; LAVENDER, S. 2017. Spatio-temporal variability of sea surface temperature in Irish waters (1982–2015) using AVHRR sensor. *J. Sea Res.* 129, 89–104. <https://doi.org/10.1016/j.seares.2017.07.006>
- CASTRO, B. M.; BRANDINI, F. P.; PIRES-VANIN, A. M. 2006. Multidisciplinary Oceanographic Processes On the Western Atlantic Continental Shelf Between 4N and 34S, in: Robinson, A.R., Brink, K.H. (Eds.), *The Sea: Ideas and Observations on Progress in the Study of the Seas*. Harvard University Press, p. 810.
- CASTRO B. M.; MIRANDA L. B. 1998. Physical oceanography of the western Atlantic continental shelf located between 4°N and 34°S. In: ROBINSON A. R.; BRINK K. H. (Ed.). *The Sea*, John Wiley & Sons, Inc., New York, 11: 209-251.
- CASTRO, S. L.; WICK, G. A. EMERY, W. J. 2012. Evaluation of the relative performance of sea surface temperature measurements from different types of drifting and moored buoys using satellite-derived reference products. *J. Geophys. Res. Ocean.* 117, n/a-n/a. <https://doi.org/10.1029/2011JC007472>
- DESER, C.; PHILLIPS, A. S.; ALEXANDER, M. A. 2010. Twentieth century tropical sea surface temperature trends revisited. *Geophys. Res. Lett.* 37, 1–6. <https://doi.org/10.1029/2010GL043321>
- DONLON, C. J.; MINNETT, P. J.; GENTEMANN, C.; NIGHTINGALE, T. J.; BARTON, I. J.; WARD, B.; MURRAY, M. J. 2002. Toward Improved Validation of Satellite Sea Surface Skin Temperature Measurements for Climate Research. *J. Clim.* 15, 353–369. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2002\)015<0353:TIVOSS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2002)015<0353:TIVOSS>2.0.CO;2)
- DONLON, C. J.; MARTIN, M.; STARK, J.; ROBERTS-JONES, J.; FIEDLER, E.; WIMMER, W. 2012. The Operational Sea Surface Temperature and Sea Ice Analysis (OSTIA) system. *Remote Sens. Environ.* 116, 140–158. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2010.10.017>
- DONLON, C. J.; ROBINSON, I. S. 1997. Observations of the oceanic thermal skin in the Atlantic Ocean. *J. Geophys. Res. Ocean.* 102, 18585–18606. <https://doi.org/10.1029/97JC00468>

- DUFOIS, F.; ROUAULT, M. 2012. Sea surface temperature in False Bay (South Africa): Towards a better understanding of its seasonal and inter-annual variability. *Cont. Shelf Res.* 43, 24–35. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2012.04.009>
- Emilsson, I., 1961. The shelf and coastal waters off southern Brazil. *Bol. do Inst. Ocean.* 11, 101–112. <https://doi.org/10.1590/S0373-55241961000100004>
- GASTINEAU, G.; FRANKIGNOUL, C. 2015. Influence of the North Atlantic SST Variability on the Atmospheric Circulation during the Twentieth Century. *J. Clim.* 28, 1396–1416. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-14-00424.1>
- GENTEMANN, C. L. 2014. Three way validation of MODIS and AMSR-E sea surface temperatures. *J. Geophys. Res. Ocean.* 119, 2583–2598. <https://doi.org/10.1002/2013JC009716>
- GHANEA, M.; MORADI, M.; KABIRI, K.; MEHDINIA, A. 2016. Investigation and validation of MODIS SST in the northern Persian Gulf. *Adv. Sp. Res.* 57, 127–136. <https://doi.org/10.1016/j.asr.2015.10.040>
- GILFORD, D. M.; SOLOMON, S.; EMANUEL, K. A. 2017. On the Seasonal Cycles of Tropical Cyclone Potential Intensity. *J. Clim.* 30, 6085–6096. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-16-0827.1>
- HAO, Y.; CUI, T.; SINGH, V. P.; ZHANG, J.; YU, R.; ZHANG, Z. 2017. Validation of MODIS Sea Surface Temperature Product in the Coastal Waters of the Yellow Sea. *IEEE J. Sel. Top. Appl. Earth Obs. Remote Sens.* 10, 1667–1680. <https://doi.org/10.1109/JSTARS.2017.2651951>
- INGLEBY, B.; HUDDLESTON, M. 2007. Quality control of ocean temperature and salinity profiles — Historical and real-time data. *J. Mar. Syst.* 65, 158–175.
- KARNAUSKAS, K. B.; JONES, B. H. 2018. The Interannual Variability of Sea Surface Temperature in the Red Sea From 35 Years of Satellite and In Situ Observations. *J. Geophys. Res. Ocean.* 123, 5824–5841. <https://doi.org/10.1029/2017JC013320>
- KILLICK, R.; FEARNHEAD, P.; ECKLEY, I. A. 2012. Optimal Detection of Changepoints With a Linear Computational Cost. *J. Am. Stat. Assoc.* 107, 1590–1598. <https://doi.org/10.1080/01621459.2012.737745>
- KILPATRICK, K.; PODESTÁ, G.; WALSH, S.; EVANS, R.; MINNETT, P. 2014. Implementation of Version 6 AQUA and TERRA SST Processing.
- L'HEUREUX, M. L.; COLLINS, D. C.; HU, Z. Z. 2013. Linear trends in sea surface temperature of the tropical Pacific Ocean and implications for the El Niño-Southern Oscillation. *Clim. Dyn.* 40, 1223–1236. <https://doi.org/10.1007/s00382-012-1331-2>
- LEE, M. A.; TZENG, M. T.; HOSODA, K.; SAKAIDA, F.; KAWAMURA, H.; SHIEH, W. J.; YANG, Y.; CHANG, Y. 2010. Validation of JAXA/MODIS Sea Surface Temperature in Water around Taiwan Using the Terra and Aqua Satellites. *Terr. Atmos. Ocean. Sci.* 21, 727. [https://doi.org/10.3319/TAO.2009.09.07.01\(Oc\)](https://doi.org/10.3319/TAO.2009.09.07.01(Oc))

LEVITUS, S.; ANTONOV, J. I.; BOYER, T.P.; BARANOVA, O. K.; GARCIA, H. E.; LOCARNINI, R. A.; MISHONOV, A. V.; REAGAN, J. R.; SEIDOV, D.; YAROSH, E. S.; ZWENG, M. M. 2012. World ocean heat content and thermosteric sea level change (0-2000m), 1955-2010. *Geophys. Res. Lett.* 39, 1–5. <https://doi.org/10.1029/2012GL051106>

MALAUENE, B. S.; SHILLINGTON, F.A.; ROBERTS, M. J.; MOLONEY, C. L. 2014. Cool, elevated chlorophyll-a waters off northern Mozambique. *Deep. Res. Part II Top. Stud. Oceanogr.* 100, 68–78. <https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2013.10.017>

MASSON, S.; TERRAY, P.; MADEC, G.; LUO, J. J.; YAMAGATA, T.; TAKAHASHI, K. 2012. Impact of intra-daily SST variability on ENSO characteristics in a coupled model. *Clim. Dyn.* 39, 681–707. <https://doi.org/10.1007/s00382-011-1247-2>

MCCARTHY, G. D.; JOYCE, T. M.; JOSEY, S. A. 2018. Gulf Stream Variability in the Context of Quasi-Decadal and Multidecadal Atlantic Climate Variability. *Geophys. Res. Lett.* 45, 11,257-11,264. <https://doi.org/10.1029/2018GL079336>

MINNETT, P. J.; BROWN, O. B.; EVANS, R. H.; KEY, E. L.; KEARNS, E. J.; KILPATRICK, K.; KUMAR, A.; MAILLET, K. A.; SZCZODRAK, G. 2004. Sea-surface temperature measurements from the moderate-resolution imaging spectroradiometer (MODIS) on aqua and terra, in: IEEE International IEEE International IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium, 2004. IGARSS '04. Proceedings. 2004. IEEE, pp. 4576–4579. <https://doi.org/10.1109/IGARSS.2004.1370173>

NARVÁEZ, D. A.; VARGAS, C. A.; CUEVAS, L. A.; GARCÍA-LOYOLA, S. A.; LARA, C.; SEGURA, C.; TAPIA, F. J.; BROITMAN, B. R. 2019. Dominant scales of subtidal variability in coastal hydrography of the Northern Chilean Patagonia. *J. Mar. Syst.* 193, 59–73. <https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2018.12.008>

NOERNBERG, M. A.; ALBERTI, A. L. 2014. Oceanographic variability in the inner shelf of Paraná, spring condition. *Rev. Bras. Geofis.* 32, 197–206. <https://doi.org/https://doi.org/10.22564/rbgf.v32i2.451>

PALMA, E. D.; MATANO, R. P. 2009. Disentangling the upwelling mechanisms of the South Brazil Bight. *Cont. Shelf Res.* 29, 1525–1534. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2009.04.002>

QIN, H.; CHEN, G.; WANG, W.; WANG, D.; ZENG, L. 2014. Validation and application of MODIS-derived SST in the South China Sea. *Int. J. Remote Sens.* 35, 4315–4328. <https://doi.org/10.1080/01431161.2014.916439>

REYNOLDS, R.W.; SMITH, T. M.; LIU, C.; CHELTON, D. B.; CASEY, K. S.; SCHLAX, M. G. 2007. Daily High-Resolution-Blended Analyses for Sea Surface Temperature. *J. Clim.* 20, 5473–5496. <https://doi.org/10.1175/2007JCLI1824.1>

RHEIN, M.; RINTOUL, S. R.; AOKI, S.; CAMPOS, E.; CHAMBERS, D.; FEELY, R. A.; GULEV, S.; JOHNSON, G. C.; JOSEY, S. A.; KOSTIANOY, A.; MAURITZEN, C.; ROEMMICH, D.; TALLEY, L. D.; WANG, F. 2013. OBSERVATIONS: OCEAN, IN: STOCKER, T.F., QIN, D., PLATTNER, G.-K., TIGNOR, M., ALLEN, S.K., BOSCHUNG, J., NAUELS, A., XIA, A., BEX, V., MIDGLEY, P.M. (Eds.), *Climate Change 2013 - The*

Physical Science Basis. Cambridge University Press, Cambridge, pp. 255–316. <https://doi.org/10.1017/CBO9781107415324.010>

SOUZA, R. B.; ROBINSON, I.S. 2004. Lagrangian and satellite observations of the Brazilian Coastal Current. *Cont. Shelf Res.* 24, 241–262. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2003.10.001>

ROEMMICH, D.; JOHNSON, G.; RISER, S.; DAVIS, R.; GILSON, J.; OWENS, W. B.; GARZOLI, S.; SCHMID, C.; IGNASZEWSKI, M. 2009. The Argo Program: Observing the Global Oceans with Profiling Floats. *Oceanography* 22, 34–43. <https://doi.org/10.5670/oceanog.2009.36>

SEEGERS, B. N.; STUMPF, R. P.; SCHAEFFER, B. A.; LOFTIN, K. A.; WERDELL, P. J. 2018. Performance metrics for the assessment of satellite data products: an ocean color case study. *Opt. Express* 26, 7404. <https://doi.org/10.1364/OE.26.007404>

STARK, J. D.; DONLON, C. J.; MARTIN, M. J.; MCCULLOCH, M. E. 2007. OSTIA : An operational, high resolution, real time, global sea surface temperature analysis system, in: *OCEANS 2007 - Europe*. IEEE, pp. 1–4. <https://doi.org/10.1109/OCEANSE.2007.4302251>

THIÉBAUX, J.; ROGERS, E.; WANG, W.; KATZ, B. 2003. A New High-Resolution Blended Real-Time Global Sea Surface Temperature Analysis. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 84, 645–656. <https://doi.org/10.1175/BAMS-84-5-645>

THOMPSON, R. O. R. Y. 1983. Low-Pass Filters to Suppress Inertial and Tidal Frequencies. *J. Phys. Oceanogr.* 13, 1077–1083. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1983\)013<1077:LPFTSI>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1983)013<1077:LPFTSI>2.0.CO;2)

THOMSON, R. E.; EMERY, W. J. 2014. *Data Analysis Methods in Physical Oceanography*, 3rd ed. Elsevier. <https://doi.org/10.1016/C2010-0-66362-0> Walton, C.C., Pichel, W.G., Sapper, J.F., May, D.A., 1998. The development and operational application of nonlinear algorithms for the measurement of sea surface temperatures with the NOAA polar-orbiting environmental satellites. *J. Geophys. Res. Ocean.* 103, 27999–28012. <https://doi.org/10.1029/98JC02370>

WALTON, C. C.; PICHEL, W. G.; SAPPER, J. F.; MAY, D. A. 1998. The development and operational application of nonlinear algorithms for the measurement of sea surface temperatures with the NOAA polar-orbiting environmental satellites. *J. Geophys. Res. Ocean.* 103, 27999–28012. <https://doi.org/10.1029/98JC02370>

WARD, B. 2006. Near-surface ocean temperature. *J. Geophys. Res.* 111, C02004. <https://doi.org/10.1029/2004JC002689>

WELCH, P. 1967. The use of fast Fourier transform for the estimation of power spectra: A method based on time averaging over short, modified periodograms. *IEEE Trans. Audio Electroacoust.* 15, 70–73. <https://doi.org/10.1109/TAU.1967.1161901>

WOODRUFF, S. D.; WORLEY, S. J.; LUBKER, S. J.; JI, Z.; ERIC FREEMAN, J.; BERRY, D. I.; BROHAN, P.; KENT, E. C.; REYNOLDS, R. W.; SMITH, S. R.; WILKINSON, C. 2011. ICOADS Release 2.5: extensions and enhancements to the surface marine meteorological archive. *Int. J. Climatol.* 31, 951–967. <https://doi.org/10.1002/joc.2103>.