

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA**

GLENIO ANTONIO DA LUZ

**TEMPERATURA DE SUPERFÍCIE DO LAGO GUAÍBA - RS, A
PARTIR DO INFRAVERMELHO TERMAL**

**PORTO ALEGRE, RS, BRASIL
2017**

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA**

**TEMPERATURA DE SUPERFÍCIE DO LAGO GUAÍBA - RS, A
PARTIR DO INFRAVERMELHO TERMAL**

GLENIO ANTONIO DA LUZ

Orientador: Prof. Dr. Laurindo Antonio Guasselli

Banca Examinadora
Prof. Pós Dr. Waterloo Pereira Filho
Prof. Dra. Tatiana Silva da Silva
Prof. Dr. Guilherme Garcia de Oliveira

Tese apresentada ao Programa de Pós-
Graduação em Geografia como requisito
para obtenção do título de Doutor em
Geografia.

PORTO ALEGRE, RS, BRASIL

2017

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL

Reitor: Rui Vicente Oppermann

Vice-Reitor: Jane Fraga Tutikian

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

Diretor: André Sampaio Mexias

Vice-Diretor: Nelson Luiz Sambaqui Gruber

Luz, Glenio Antonio da

Temperatura de superfície do Lago Guaíba - RS, a partir do infravermelho termal. / Glenio Antonio da Luz. - Porto Alegre: IGEO/UFRGS, 2017.
[167 f.] il.

Tese (doutorado).- Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Programa de Pós-Graduação em Geografia. Instituto de Geociências. Porto Alegre, RS - BR, 2017.

Orientador(es): Laurindo Antonio Guasselli

1. El Niño. 2. Limnologia. 3. Sensoriamento Remoto. I. Título.

CDU 528.88

Catálogo na Publicação

Biblioteca Instituto de Geociências - UFRGS

Sibila Francine T. Binotto

CRB 10/1743

AGRADECIMENTOS

A meus pais, Doly Pereira da Luz e Lídia Soares da Luz, que sempre me deram apoio e incentivo para a realização de meus objetivos.

À Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS) e Laboratório de Geoprocessamento e Análise Ambiental (LAGAM) pelo apoio com a infra-estrutura e base de formação de profissional.

Ao meu orientador, Prof^o Dr^o Laurindo Antonio Guasseli, pelo apoio técnico nas revisões e pelas críticas positivas que foram de fundamental importância para o meu desenvolvimento profissional.

Ao Prof^o Pós Doc Waterloo Pereira Filho pelo importante incentivo que me direcionou nessa linha de pesquisa, Geografia Física e Sensoriamento Remoto.

Ao ex-chefe do 1^o CGEO, Cel Marcis e ao atual chefe desta organização militar, Cel Correia, pelo apoio e incentivo ao desenvolvimento profissional e técnico dos oficiais e sargentos desta instituição.

Agradeço a todos os Oficiais, Subtenentes e Sargentos da Subdivisão Técnica do 1^o Centro de Geoinformação (1^o CGEO) pelo aprendizado e apoio que obtive com os nobres colegas desta instituição. Não farei agradecimentos nominais, pois, fatalmente, poderia esquecer o nome de alguém, o que seria injusto.

Aos colegas do LAGAM Gustavo Toniolo e Daniela Rocha que me ajudaram na obtenção de dados para realização de tal pesquisa.

Aos meus amigos, colegas e pesquisadores, Dr^o Eduardo Riffel e Dr^o Magno G. Bombassaro pelas discussões técnicas.

É justo dedicar os meus perfeitos agradecimentos a Gustavo A. Ramos e Angelo Cantaluppi que sempre me ajudaram nos momentos em que necessitei.

RESUMO

Tese de doutorado
Universidade Federal do Rio Grande do Sul
Instituto de Geociências
Programa de Pós-Graduação em Geografia

TEMPERATURA DE SUPERFÍCIE DO LAGO GUAÍBA - RS, A PARTIR DO INFRAVERMELHO TERMAL

Autor: Glenio Antonio da Luz
Orientador: Laurindo Antonio Guasselli

A Temperatura de Superfície de Lago (TSL) consiste em um importante parâmetro limnológico na definição da qualidade de um corpo de água. Por meio da variação da TSL, uma série de parâmetros biológicos, físicos e químicos são modificados, no entanto, afetam, diretamente a sociedade, por meio dos diversos usos da água, do consumo doméstico ao agrícola e industrial. Os corpos de água estão diretamente relacionados a parâmetros meteorológicos e climáticos, dessa forma sofrem os efeitos das mudanças climáticas em escala global, mas, por outro lado, influenciam no ambiente local como amenizador climático, contribuindo com uma atmosfera local mais úmida. Dessa forma, o objetivo principal é analisar o comportamento da dinâmica da TSL do Guaíba, levando em consideração períodos de normalidade e anormalidade climáticas e as relações com agentes meteorológicos locais. Por meio da construção de perfis de temperatura e análises espaciais feitas sobre um arcabouço temporal de imagens termais dos satélites: Landsat 5 e 8/ e Terra (sensor MODIS) e suas respectivas relações com os fatores externos à massa de água do Guaíba (dados de meteorológicos, climáticos e topográficos locais). Dessa forma construiu-se um conjunto de dados detalhando a dinâmica da circulação e o comportamento espacial das temperaturas. Destaca-se que o Guaíba possui uma complexa dinâmica correlacionada com fatores atmosféricos globais e locais, mas de modo mais intenso com as variações meteorológicas locais em função da posição geográfica e da presença de uma sazonalidade bem definida, que propicia a entrada de frentes frias causando oscilações de temperatura e pluviosidade de modo muito marcante. Quanto aos períodos de normalidade e anormalidade climática, observa-se que durante os períodos de El Niño e La Niña há um aquecimento maior da TSL quando comparado com períodos de normalidade climática, sendo que o primeiro está mais relacionado ao aquecimento global da atmosfera; já, a segunda está relacionada à maior insolação em função do resfriamento da atmosfera, condicionando um céu limpo, ficando mais propício ao aquecimento por radiação solar.

Palavras-chave: El Niño; Limnologia; Sensoriamento Remoto

ABSTRACT

Doctor Thesis
Universidade Federal do Rio Grande do Sul
Instituto de Geociências
Post Graduation Program of Geography

TEMPERATURE SURFACE OF GUAÍBA-RS LAKE FROM THE THERMAL INFRARED

Author: Glenio Antonio da Luz
Advisor: Laurindo Antonio Guasselli

The lake surface water temperature (LSWT) consists in an important limnological parameter in the quality definition of a body of water. Through the LSWT variation, a series of biological, physical and chemical parameters are modified, however they affect directly the society through the various water usage, from the domestic consumption to the agricultural and industrial. The bodies of water are directly related to the climatic and meteorological parameters, this way they suffer the climatic change in a global scale, but, on the other hand, they influence in the local ambient as a climatic softener, contributing with a more humid local atmosphere. Thus, the aim of this paper is to analyze the dynamical behavior of Guaíba LSWT, whereas climatic normality and abnormality periods and their relations with local meteorological agents. Through the profile of temperature and spatial analysis made over a temporal framework of the satellite thermal images: Landsat 5 and 8 and Terra (MODIS sensor) and their respective relations with the external factors in water mass of Guaíba (local topographic, climatic and meteorological data). In this way a set of data were built detailing the circulation dynamic and the spatial behavior of the temperatures. Guaíba has a dynamic complex correlated with local and global atmospheric factors more intensely with the local meteorological variation according to the geographical position and the presence of a huge seasonality, which allows the entrance of cold fronts causing rainfall and temperature oscillation in a remarkable way. In the normality and abnormality climatic periods, during El Niño and La Niña periods, there is a bigger LSWT warming if compared to normality climatic periods, being that the first one is more related with the atmosphere global warming, and the second one is related with the greater insolation due to the cooling of the atmosphere, conditioning a clean sky, becoming more conducive to solar radiation heating.

Key-words: El Niño; Limnology; Remote Sensing

LISTA DE SIGLAS

ANA- Agência Nacional das águas

AVHRR- Advanced Very High Resolution Radiometer (Avançado Sensor de Alta Resolução Radiométrica)

CPTEC- Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos

DMAE- Departamento Municipal de Águas e Esgotos

E- Irradiância

ENOS- El Niño-Oscilação Sul

ETA- Estação de Tratamento de Água

I- Intensidade radiante

INMET- Instituto Nacional de Meteorologia

INPE - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais

IOS- Índice de Oscilação Sul

M- Emitância ou emitância

MODIS- Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer

NASA- National Aeronautics and Space Administration.

NDVI- Índice de Vegetação por Diferença Normalizada

NOAA- National Oceanic and Atmospheric Administration (Administração Nacional de Oceano e Atmosfera)

OHC- ocean heat content

Q- Energia radiante

SIG- Sistema de Informação Geográfica

SST- Sea Surface Temperature

T- Transmitância

TIRS- Thermal Infrared Sensor

TOA (Top Of Atmosphere)- Temperatura de Topo de Atmosfera e também TB- Temperatura de Brilho.

TSL- Temperatura de Superfície de Lago

TSM- Temperatura de Superfície do Mar

URL (Uniform Resource Locator)- Localizador Padrão de Recursos

UTC- Tempo Universal Coordenado

UTM- Projeção Universal Transversa de Mercator.

α - Absortância

θ - Ângulo zenital- ângulo do sensor

λ - Comprimento de onda

ρ - Reflectância

Ω - Ângulo sólido

Φ - Ângulo azimutal- Fluxo radiante

\bar{x} - Média aritmética

ε - Emissividade

ν - Frequência

SUMÁRIO

CAPÍTULO 1	15
1. APRESENTAÇÃO	15
1. 1. Compreensão do comportamento da TSL no Guaíba	18
1.2. OBJETIVOS	23
1.2.1 Objetivo geral	23
1.2.2. Objetivos específicos.....	23
CAPÍTULO 2	24
2. CARACTERIZAÇÃO E LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO	24
CAPÍTULO 3	28
3. REFERENCIAL TEÓRICO	28
3.1 Fundamentos de Sensoriamento Remoto	28
3.2. Irradiância, Radiância e Reflectância	32
3.3. Sensoriamento Remoto Termal	33
3.4. Emissividade	37
3.5 Radiação volumétrica em sistemas aquáticos.....	39
3.6. Correção atmosférica das imagens termais	40
3.6.1. Correção atmosférica no infravermelho termal.....	41
3.7. Base de dados Landsat.....	43
3.7. 1. Extração da radiância das imagens	44
3.7. 2. Geração da temperatura de brilho das imagens	44
3.8. Base de dados MODIS.....	45
3.9. Temperatura de Superfície de Mar (TSM, ou <i>Sea Surface Temperature- SST</i>) .	46
3. 9. 1. Definição de TSM.....	47
3.10. Temperatura de Superfície de Lago	51
3.10.1. Alterações antrópicas em ambientes lagunares.	51
3.10.2. Fatores naturais modificadores da TSL.....	53
3.10.3. Interferências das anomalias climáticas nas temperaturas e regimes pluviométricos.	55
3.10.4. Sensoriamento remoto termal utilizado em pesquisas referentes a interação entre atmosfera e TSL/TSM.	56

3.10.5. Utilização de Imagens de Termais no desenvolvimento da TSM e da TSL ...	57
3.10. 5. 1. Desenvolvimento da TSL	60
CAPÍTULO 4	62
4. METODOLOGIA.....	62
4.1. TSL em períodos de La Niña, El Niño e normalidade climatológica	63
4.2. Perfis sobre imagens de TOA.....	65
4.3. Comportamento espacial do termal das águas do Guaíba.....	68
CAPÍTULO 5	72
5.1. Temperatura de Superfície do Lago Guíba, RS, a partir de uma série temporal de imagens MODIS.	72
5.2. Perfis de TOA (Temperatura de Topo de Atmosfera)	85
5.2.1. Correlação entre TOA e variáveis meteorológicas	95
5.2.2. Relação TOA (perfil de aquecimento) com a passagem das frentes frias	98
5.3. TSL do Guaíba	108
5.3.1 Nível da régua fluviométrica e velocidade dos ventos.....	113
5.3.2. Relação entre a TSL e a batimetria	115
5.3.3. Relação entre TSL, NDVI e clorofila-a.....	120
CAPÍTULO 6	134
6. Considerações finais	134
7. REFERÊNCIAS	137

LISTA DE FIGURAS

Figura 1- Boias fixas e a deriva para obtenção de TSM. Fonte: National <i>Oceanic and atmospheric administration: National Buoy Center</i>	20
Figura 2- Localização da área de estudo: Bacia Hidrográfica do Guaíba, Lago Guaíba-RS	24
Figura 3- Curva do espectro de emissão de radiação solar assumindo a aproximação de um corpo negro a uma temperatura de 5.900 K; radiação solar que atinge o topo da atmosfera e da irradiação solar incidente na superfície do mar apresentando as bandas de absorção da radiação incidente pelos diferentes gases da atmosfera. ...	29
Figura 4- Deslocamento do comprimento de onda (λ μ m) em direção a os menores comprimentos do espectro a mediada que a temperatura do corpo aumenta.	35
Figura 5- Aumento da emissividade de um corpo negro: Lei de Stefan-Boltzmann .	36
Figura 6- Irradiância monocromática para corpo negro conforme a Lei de Planck. ...	37
Figura 7- Esquema do diagrama de perfil de temperatura das camadas do oceano durante o dia com a presença do aquecimento solar.....	50
Figura 8- Fluxograma metodológico.....	63
Figura 9- Localização dos pontos de amostras do DMAE, Lago Guaíba - RS.....	70
Figura 10- Variação sazonal das TOAs no Guaíba-RS.	86
Figura 11- Variação das TOAs de novembro no Guaíba-RS.....	88
Figura 12- Direção e velocidade dos ventos, precipitação, normalidade e anormalidade climática no Guaíba-RS.....	89
Figura 13- Perfis longitudinais Norte- Sul de TOA do Guaíba- RS.....	92
Figura 14- Calibração da imagem de TSL do dia 18 novembro de 2013 com dados de campo do DMAE - Guaíba- RS. Em A) Gráficos de dispersão e coeficientes de determinação (R^2) da imagem de temperatura com dados de campo; B) Relação entre temperatura de campo e temperatura da imagem final.....	110
Figura 15- Calibração da imagem de TSL do dia 21 janeiro de 2014 com dados de campo do DMAE - Guaíba- RS. Em A) Gráficos de dispersão e coeficientes de determinação (R^2) da imagem de temperatura com dados de campo; B) Relação entre temperatura de campo e temperatura da imagem final.....	111
Figura 16- Calibração da imagem de TSL do dia 04 dezembro de 2013 com dados	

de campo do DMAE - Guaíba- RS. Em A) Gráficos de dispersão e coeficientes de determinação (R^2) da imagem de temperatura com dados de campo; B) Relação entre temperatura de campo e temperatura da imagem final.....	112
Figura 17- Correlação entre temperatura de campo e temperatura do pixel das imagens, Lago Guaíba-RS.....	113
Figura 18- Gráficos dos níveis das réguas fluviométricas, onde A) 15 a 18 de novembro de 2013, B) 30 de novembro a 4 dezembro de 2013 e C) 17 a 21 de janeiro de 2014; velocidade e direção dos ventos, onde: D) 15 a 18 de novembro de 2013, E) 30 de novembro a 4 dezembro de 2013 e F) 17 a 21 de janeiro de 2014, Lago Guaíba - RS.	114
Figura 19- Temperatura de Superfície de Lago, onde: em A) 18 novembro de 2013, B) 4 dezembro de 2013 e C) 21 de janeiro de 2014, Lago Guaíba - RS.....	116
Figura 20- Temperatura de Superfície de Lago, 18 de novembro de 2013, Lago Guaíba- RS	117
Figura 21- A) Modelo vetorial e 3D da batimetria, Fonte: Marinha do Brasil, 1964; B) Mapa de velocidade de escoamento no Lago Guaíba- RS, Fonte: Modificado de Paz <i>et al.</i> (2005).	118
.....	118
Figura 22- Variação de NDVI, onde: em A) 18 novembro de 2013, B) 4 dezembro de 2013 e C) 21 de janeiro de 2014, Lago Guaíba - RS.	124
Figura 23- Variação de NDVI, 04 de dezembro de 2013, Lago Guaíba- RS.	126
Figura 24- Altimetria das margens, onde: A) Modelo de altimetria em 3D com Exagero vertical de 10 metros e B) Curvas de nível com intervalos de 40 metros nas áreas das margens do Lago Guaíba- RS.....	127

LISTA DE QUADROS

Quadro 1- Quadro de arquivos do HITRAN 2012.....	42
Quadro 2- Características do Landsat 8 (USGS, 2015).	43
Quadro 3- Características do Landsat 5: Sensores MSS (<i>Multispectral Scanner</i>) e TM (<i>Thematic Mapper</i>) (USGS, 2017).	44
Quadro 4- Correlações entre as TOA e os dados meteorológicos, Lago Guaíba -RS.	96
Quadro 5- Ocorrência de Sistemas Frontais e ZCAS.....	100

LISTA DE TABELAS

Tabela 1- Correlação entre NDVI e clorofila-a, 18 de novembro de 2013, Lago Guaíba - RS.	121
Tabela 2- Correlação entre NDVI e clorofila-a 04 de dezembro de 2013, Lago Guaíba - RS.	121
Tabela 3- Correlação entre NDVI e TSL, Lago Guaíba - RS.	122

CAPÍTULO 1

1. APRESENTAÇÃO

O Lago Guaíba é um grande receptor das águas de toda a Região Hidrográfica do Guaíba, que abrange entorno de 30% do território do Estado do Rio Grande do Sul, e percorre áreas de terras férteis agricultáveis, áreas urbanas e industrializadas (FEPAM, 2017).

O lago é extenso, visto o seu tamanho (496 km²) e volume (1,5 Km³) de água. Entretanto, a carga poluidora é muito grande, principalmente nas áreas de maior concentração urbana da região metropolitana de Porto Alegre (BENDATI *et al.*, 2015). A qualidade das águas do Lago Guaíba apresenta como principal problema a elevada contaminação por carga orgânica oriunda de esgotos domésticos. Foram constatadas densidades de coliformes fecais superiores a 4000 NMP org/100 mL na foz dos rios Gravataí e Sinos, na captação da ETA (Estação de Tratamento de Água) Moinhos de Vento, no canal de navegação que vai da Ponta da Cadeia até a Ponta do Dionísio e na margem leste, entre a Ponta da Cadeia e Belém Novo (BENDATI *et al.*, 2015).

O Guaíba tem uma complexa utilização, que combina uma série de atribuições de grande importância para a sociedade, tais como: harmonia paisagística, amenizador climático, transporte e abastecimento público. Segundo Bendati *et al.* (2015) o Lago Guaíba abastece mais de 1 milhão de habitantes, cerca de 97% da população de Porto Alegre utiliza o Lago Guaíba como fonte de abastecimento de água potável.

Essas águas fertilizadas (eutrofizadas) por nutrientes, principalmente nitrogênio e fósforo, oriundos dos despejos de esgotos e dos resíduos da produção primária, estão associadas às florações de cianobactérias. No verão de 2012, no Guaíba ocorreram eventos de florações de cianobactérias que ocasionaram a ocorrência de gosto e odor na água para consumo, nos sistemas de abastecimento (ETA Belém Novo, ETA Menino Deus e ETA Tristeza). Outra questão que diz respeito ao favorecimento das florações de algas em diferentes regiões do lago está

relacionada à hidrodinâmica e à morfometria (movimento e formação) do próprio lago (DMAE, 2011).

De acordo com Corazza *et al.* (2013), os valores das variáveis limnológicas elevadas em março de 2012, podem estar relacionados com a estiagem em decorrência do La Niña. Com baixas taxas de precipitações, ocorre uma redução do carregamento do material sólido e de nutrientes para o corpo hídrico, ocasionando um aumento da transparência da água favorecendo o desenvolvimento de algas. A transparência não é o suficiente para o desenvolvimento de algas, necessita-se de outras condições como: disponibilidade de nutrientes, temperatura da água e do ar e insolação.

As características da geometria e da geomorfologia do lago, segundo Nicolodi *et al.* (2010), também se mostram importantes, mais especificamente quando da presença de bancos arenosos, que agem como dissipadores de parte da energia das ondas. Locais de baixa profundidade e com presença de areia fina a muito fina e silte podem apresentar excessiva turbulência. Em alguns períodos de baixa energia, a turbulência ocupa toda a coluna de água. Esta condição resulta em erosão dos sedimentos depositados no leito do Guaíba, geralmente a profundidades inferiores a 1,5 m. A situação de deposição do material transportado na coluna de água ocorre quando da inexistência de fluxo turbulento ou quando o mesmo é insignificante junto ao fundo.

Ainda de acordo com Nicolodi *et al.* (2010) o regime hidrodinâmico do sistema lagunar do Guaíba é complexo em diversos fatores que intervêm no escoamento, em especial a ação dos ventos. Podem ser identificados padrões diferenciados de circulação da água (Paz *et al.*, 2005), mostrando que seu canal não é uma extensão de seus tributários, mas um tipo de reservatório ligado a Lagoa dos Patos. Além disso, Carvalho (1999) comenta que formado pelas águas dos rios Jacuí, Caí, dos Sinos e Gravataí, o Guaíba reflete características limnológicas destes, levando sua influência para a Lagoa dos Patos.

Trata-se de um sistema lagunar com características de um delta de grandes proporções, com dinâmica de lago. Para Nicolodi *et al.* (2010), o Lago Guaíba tem comportamento similar a um reservatório, sendo que a variação de níveis é a principal força geradora de correntes no Guaíba. Trata-se de uma grande lâmina de água que sofre grandes influências do vento, acrescentando um grande fluxo de

água ao longo do canal de navegação. O seu comportamento está relacionado às intempéries do tempo e à entrada de água, refletindo ambos, de modo que a cada instante se tem uma situação diferenciada, o que torna difícil o estabelecimento de padrões.

A temperatura é uma importante condicionante das variáveis limnológicas. A partir dela se inicia toda uma série de processos de desenvolvimento de bactérias, vegetais, entre outras, como reações químicas e físicas que são dependentes da temperatura (ALCÂNTARA, 2010). A temperatura atua diretamente na velocidade dos processos orgânicos, afetando a taxa de renovação dos componentes celulares, de maneira que em diferentes temperaturas um mesmo tipo de organismo pode ter características distintas Margalef (1983 apud CARVALHO, 1999, p. 42).

Para o estudo dessas variáveis que integram o sistema Guaíba, o sensoriamento remoto orbital tem se mostrado um meio eficaz para o monitoramento da temperatura superficial de corpos aquáticos, como pode ser observado em Blasche e Kux (2007) no monitoramento da clorofila. A representatividade espacial e temporal obtida com a observação por satélites é imprescindível para um melhor acompanhamento e compreensão do comportamento de fenômenos meteorológicos, representando uma importante fonte de dados de entrada para modelos de previsão. Nesse contexto, a utilização de imagens provenientes de sensores termais auxilia na compreensão da frequência e da distribuição geográfica desses fenômenos.

O uso de imagens do *Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer* (MODIS), que possui alta resolução temporal, facilita o entendimento detalhado das oscilações da Temperatura de Superfície de Lago (TSL) durante curtos intervalos de tempo. Já a evolução do Landsat, com duas bandas na região do termal permite trabalhar com maior precisão, considerando a resolução espacial e radiométrica melhorada.

A aplicação de técnicas para avaliar a TSL permite entender com maior detalhe o comportamento dos fluxos dentro deste sistema lagunar complexo. As imagens orbitais dão subsídios para uma compreensão mais ampla do sistema, não restringindo apenas ao comportamento termal, pois a temperatura é uma variável condicionante de outras variáveis limnológicas, conforme Margalef (1983 apud Carvalho, 1999, p. 42).

Neste sentido, segundo Macedo e Galo (2011), a tecnologia do

Sensoriamento Remoto constitui-se uma ferramenta valiosa para o monitoramento das propriedades ópticas da água, fornecendo subsídios para o seu manejo. A TSL é um condicionante importante na resposta limnológica, além de mostrar a origem das massas de água (KUENZER e DECH, 2013) e, por exemplo, apresentando ressurgências e presença de clorofila-a.

A utilização de imagens de sensores orbitais termais combinados com dados meteorológicos na construção de mapas de TSL pode detectar a influência da direção dos ventos que tem efeitos no sistema lacustre. Os efeitos meteorológicos e climáticos podem modificar os parâmetros físicos de um lago, fortemente relacionados a camada de temperatura superficial a qual exerce forte influência biológica (OESCH *et al.*, 2005). Além disso são utilizados geralmente para estimar o balanço de temperatura e melhorar a acurácia dos dados relacionados aos processos físicos da superfície da água.

Assim, esses dados são importantes para predições, a partir da combinação do uso de satélite, meteorologia e temperatura da água *in situ*, e possibilitam o estudo de interação entre superfície da água e atmosfera (ALCÂNTARA, 2002).

1. 1. Compreensão do comportamento da TSL no Guaíba

Os sistemas aquáticos são amenizadores de picos de máximas e mínimas temperaturas em massas de ar. Em áreas continentais suas interações com a atmosfera estabelecem uma relação de trocas por condução de energia. A água ao absorver temperatura do ar faz com que o ar se torne mais frio, e em função da evaporação da água, transfere umidade para o ar; o contrário ocorre quando o ar está frio, a água demora mais a perder energia. Quando há a entrada de uma massa de ar mais fria do que o ambiente, esta massa de água perderá temperatura, tornando o ar próximo de sua superfície mais quente (MORENO-OSTOS *et al.*, 2008; BARRY e CHORLEY, 2013).

A água sofre menos variações de temperatura do que o ar, em função do seu calor específico ser muito maior, nesta condição, a água torna-se um amenizador térmico continental (BARRY e CHORLEY, 2013). Para que a temperatura da água sofra aquecimento ou resfriamento, em função da presença de uma massa de ar com temperatura diferente é

necessário um tempo maior do predomínio dessa massa de ar sobre a superfície da água (MORENO-OSTOS *et al.*, 2008; BARRY e CHORLEY, 2013).

A resposta de cada corpo de água aos processos hidrometeorológicos está relacionada com a sua estrutura térmica (MORENO-OSTOS *et al.*, 2008). A transferência de energia e umidade entre corpo de água e atmosfera se dá em função da diferença de temperatura entre ambos, sendo de grande significância para um modelado atmosférico local, conforme visto anteriormente, o corpo de água como amenizador térmico (MORENO-OSTOS *et al.*, 2008; ALÂCANTARA, 2011).

Por estas razões, o conhecimento da distribuição espacial e temporal da temperatura é extremamente valioso (ZANOTTA *et al.*, 2009). A TSL é um dos fatores que condicionam as variáveis climáticas e as regiões propícias ao aparecimento de determinadas espécies de peixes, influenciando as atividades pesqueiras e agindo nos processos físicos, químicos e biológicos lacustres (ARNELL *et al.*, 1996).

Entretanto, segundo Zanotta *et al.* (2013), há de se considerar que há uma imprecisão na detecção de temperatura de superfície de sistemas não marítimos, tais como: lagos e lagoas. Essa imprecisão está associada às condições físicas e morfológicas que orientam os coeficientes concebidos e utilizados na detecção da Temperatura de Superfície do Mar (TSM), e que são calibrados com navios de oportunidade e boias da *National Data Center* (NDBC), em condições marítimas, e não lacustres.

Há necessidade de novas pesquisas que explorem dados de temperatura da água e suas interações com o ambiente terrestre. Quanto a esse aspecto pode ser considerada a necessidade de explorar e desenvolver um modelado da dinâmica da TSL e suas interações com fatores atmosféricos globais e locais, assim como suas relações com a Clorofila-a. Aqui, se sintetiza a busca de respostas radiométricas e reflexivas de um alvo (Lago Guaíba) para um corpo de água lacustre, específico, com dinâmica própria e única, diferente de todos os demais sistemas existentes no mundo.

Dessa forma, este trabalho vem a contribuir com o entendimento da dinâmica da temperatura da superfície da água do Lago Guaíba, localizado em uma região de clima subtropical com a presença de expressiva sazonalidade e entradas de frentes frias. As TSLs apresentam relações que são estabelecidas através de um

sistema complexo, onde vários fatores atmosféricos e hidrológicos atuam na configuração das TSLs, bem como fatores internos e externos com os períodos de normalidades e anormalidades (El Niño e La Niña) climáticas.

Corpos de água como o Guaíba são considerados como um sistema aberto com entrada e saída constante de matéria e energia (HERZ, 1977). Assim, os fatores que alteram a qualidade da água podem estar vinculados aos períodos do ano, e mesmo a um momento do dia, ou agindo de forma concomitante alterando o equilíbrio do sistema.

A falta de dados *in situ* para a calibração de imagens de satélite, entretanto, dificulta a precisão das pesquisas em regiões meridionais. Como pode ser observado no hemisfério setentrional, Figura 1, é fácil a obtenção de imagens de Temperatura de Superfície do Mar (TSM) já calibradas com dados *in situ*, a capacidade e a aplicabilidade da grande quantidade de estações com dados recentes, históricos, possibilitam estudos mais precisos.

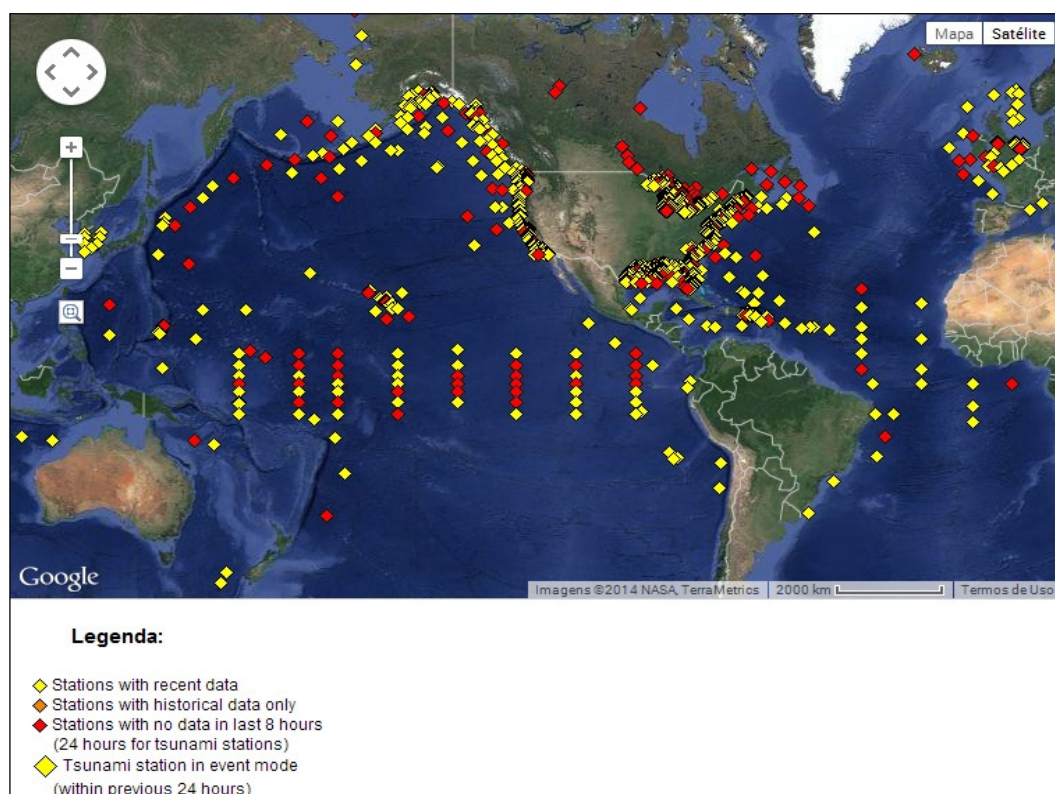


Figura 1- Boias fixas e a deriva para obtenção de TSM. Fonte: National Oceanic and atmospheric administration: National Buoy Center.

Quanto à influência do vento, ele atua não somente na TSL, mas também no

nível da lâmina de água, assim como a maré e a entrada de água dos efluentes (PEREIRA, 2010). A intensa variabilidade climática e meteorológica que ocorre no Guaíba, dificulta o estabelecimento de padrões e relações de temperatura entre a água e a atmosfera. Os ecossistemas aquáticos possuem dinâmicas próprias, distinta de todos demais lagos do mundo com características particulares que sofrem variações com a passagem de sistemas frontais, que são influenciados pela temperatura do ar, vento e outras grandezas meteorológicas (XAVIER, 2014).

Há uma intensa relação entre as características atmosféricas com a temperatura da água dos lagos. Em regiões com grandes variações sazonais na temperatura, ocorre influência sobre a dinâmica temporal da ecologia do lago (CALIMAN *et al.*, 2010). A temperatura de superfície é um fator importante para a sua hidrodinâmica e ecologia. As mudanças na temperatura da água podem afetar os processos da história de vida de um lago e processos vitais nos organismos (metabolismo, crescimento e reprodução)(TOFFOLON *et al.*, 2014).

Ao longo das últimas décadas a temperatura dos lagos vem sofrendo mudanças, como resultado do aumento da densidade populacional, do desenvolvimento econômico e das mudanças no uso e cobertura da terra. Nos últimos 30 anos a limnologia vem se desenvolvendo com o objetivo de diagnosticar e prever essas mudanças na temperatura dos lagos e bacias hidrográficas (WILLIAM, 2000).

Os ecossistemas de água doce são vulneráveis aos efeitos de mudanças no meio ambiente. Os lagos são sentinelas de mudanças climáticas e dos efeitos indicadores de respostas global de mudanças climáticas (CALIMAN *et al.*, 2010; SHARMA, 2015), e funcionam como um sistema integrado com o clima e fatores de cobertura do solo. Os lagos são importantes componentes da superfície terrestre, e podem ser utilizados como parâmetros para esquemas numéricos de previsão do tempo. Possuem largo contraste de temperatura de superfície entre a terra e a água, assim como variação de TSL temporal, diurna e sazonal (BALSAMO *et al.*, 2010).

A temperatura da superfície da água obtém alta significância entre concentração de sólidos dissolvidos e carbono orgânico; substâncias sólidas podem afetar as taxas de temperaturas do sistema aquático por meio da interação da absorção de calor (CALIMAN *et al.*, 2010).

Assim a TSL é resultado dos fluxos de calor na superfície de um lago, atuação de massas de ar, entrada e saída de águas subterrâneas, precipitação, transporte de calor por meio da mistura de águas de temperaturas diferentes, entre outros. Estas, por sua vez, dependem de diferentes variáveis (radiação solar, temperatura do ar, velocidade e direção do vento, nebulosidade, umidade relativa, etc...), que podem ser mensurados com dificuldade e ou com expressiva confiabilidade e precisão, (TOFFOLON *et al.*, 2014).

Entretanto, para análise e gerenciamento dos fluxos e da temperatura da água de um lago é necessário um modelo operacional para auxiliar o sistema de monitoramento. A modelagem histórica objetivando a compreensão dos processos relacionados a respostas hidrológicas, meteorológicas e geomorfológicas (influência da topografia no condicionamento e orientação de ventos locais), dão uma ampla abrangência no entendimento na análise dos impactos. Nessas análises de impactos, podem ser projetadas simulações sobre os cenários, como por exemplo: simulação de um sistema de resposta para operação de mudanças, tais como, as estruturas envolvidas nessas mudanças, assim como mudanças extremas no regime de fluxo (tipo aquecimento global), onde é possível prever mudanças nas condições do lago (MICHAEL *et al.*, 2000).

No Lago Guaíba, de acordo com Andrade e Giroldo (2014), no período do verão e primavera, ocorre um aumento da temperatura de suas águas. E caso não haja uma entrada de água significativa, pode ocorrer um aumento na concentração de poluentes em função do baixo potencial de dissolução, que geralmente é acompanhado de aumento de fitoplâncton (DMAE, 2011). Os eventos de floração de cianobactérias no verão de 2012, no mês de fevereiro, e tardiamente no início do outono, por exemplo, ocasionaram a ocorrência de gosto e odor na água de consumo.

O monitoramento das águas do Lago Guaíba, torna-se necessário em função da importância do uso de suas águas. Segundo Enes e Galo (2010) as atividades de monitoramento são fundamentais para o manejo adequado de corpos de água.

1.2. OBJETIVOS

1.2.1 Objetivo geral

A Tese tem como objetivo principal analisar a dinâmica de Temperatura de Superfície de Lago no Guaíba - RS, a partir de sensoriamento remoto termal.

1.2.2. Objetivos específicos

- Analisar o comportamento do Guaíba em períodos de normalidade e anormalidade climática e suas relações com as ocorrências de anomalias nas temperaturas do Guaíba, orientando-o em um arcabouço espaço-temporal embasado em banco de dados meteorológicos, climáticos e de imagens;

- Analisar os fatores naturais que interferem no perfil de aquecimento e resfriamento ao longo do canal de navegação;

- Verificar a influência da entrada de água do Rio Jacuí no condicionamento da TSL;

- Correlacionar a dinâmica da TSL do Guaíba com outros fatores naturais como a entrada de água no sistema, ventos, temperatura do ar, precipitação e batimetria;

- Relacionar a TSL e a concentração de clorofila, a partir de técnicas de sensoriamento remoto. Como objetivos secundários: a) entender a relação entre a TSL e a dinâmica da clorofila; b) detectar concentrações de clorofila a partir de imagens de NDVI (Índice de Vegetação por Diferença Normalizada); c) analisar a influência da morfometria e da batimetria sobre a TSL e a Clorofila.

CAPÍTULO 2

2. CARACTERIZAÇÃO E LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

Segundo SEMA (2015) a bacia hidrográfica do Guaíba está localizada nas províncias geomorfológicas do Escudo Uruguaio Sul-Rio-Grandense e Planície Costeira. O Guaíba localiza-se na Região Metropolitana de Porto Alegre, leste do Estado do Rio Grande do Sul, nas coordenadas de Longitude 51°00'38" a 51°21'34" Oeste e de Latitude 29°57'21" a 30°26'04" Sul, conforme a Figura 2.

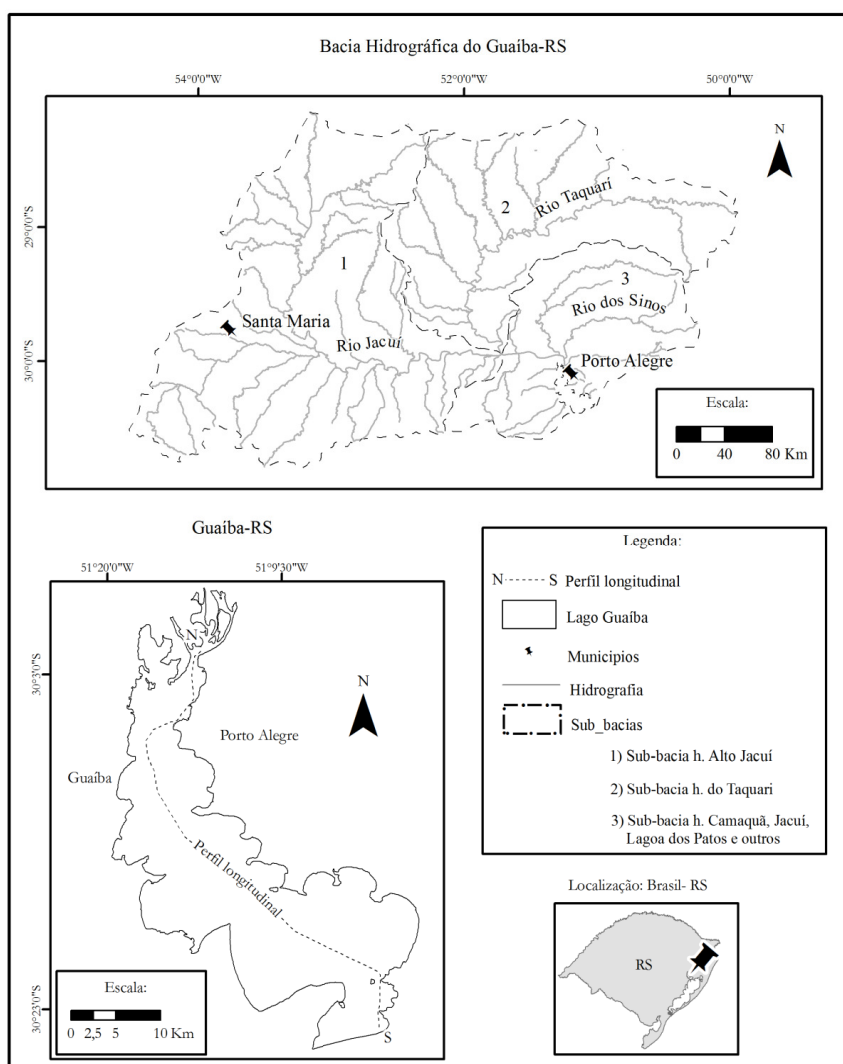


Figura 2- Localização da área de estudo: Bacia Hidrográfica do Guaíba, Lago Guaíba-RS
Segundo o Comitê do Lago Guaíba (2011), o Guaíba é constituído pelas

bacias hidrográficas dos rios Jacuí (84,6%), Sinos (7,5%), Caí (5,2%) e Gravataí (2,7%). O restante vem das águas situadas em arroios que deságuam em suas margens. Tem uma bacia de acumulação de 1,5 bilhões de metros cúbicos, com extensão de 50 km e largura que varia de 1 a 20 km. A profundidade média do lago varia entre 2 metros e cerca de 12 metros no canal de navegação (Comitê do Lago Guaíba, 2011).

O clima temperado subtropical sul brasileiro, possui chuvas que variam de 1200 mm a 2500 mm ao longo do ano, grande amplitude térmica chegando a 0° C no inverno e acima de 30°C durante o verão. O regime de ventos traz grande imprevisibilidade de tempo, com dinâmica atmosférica advinda de regimes ditados pela dinâmica do anticiclone subtropical Atlântico, deslocamentos de massas polares e da depressão barométrica do nordeste da Argentina (CAMARGO *et al.*, 2002).

O Anticiclone Subtropical Atlântico, com posição 30°S e 25°W trás ventos de leste nordeste; depressão barométrica do nordeste da Argentina com posição 29° S e 66° W bloqueia a circulação atmosférica causando um aquecimento das planícies e baixas altitudes da região. O gradiente de pressão entre anticiclone subtropical Atlântico e depressão barométrica do nordeste da Argentina persiste o escoamento leste nordeste podendo trazer ventos com velocidades superiores a 7 m/s nas áreas do litoral do Estado (CAMARGO *et al.*, 2002).

Durante o inverno a área do Guaíba, assim como em todo o Estado do Rio Grande do Sul, ocorre a presença das frentes frias que trazem ventos do quadrante SW, que sopram por aproximadamente 3 dias até a passagem da frente de massa polar. Por ser um ar mais frio e denso eleva o ar mais quente para níveis mais elevados da atmosfera causando chuvas frontais (XAVIER, 2014). A chegada da frente é precedida por ventos norte-noroeste que trazem ventos intensos e de pequena duração. A passagem da frente é precedida por vento Minuano de direção sudoeste com velocidade de 10 m/s; depois ventos leste-nordeste até a chegada de uma nova frente fria (CAMARGO *et al.*, 2002; SARTORI, 2003).

O Guaíba se estende do Delta do Jacuí até a Ponta de Itapuã ao sul. Possui área de 470 km² de superfície, 50 km de comprimento, largura mínima de 900 m e máxima de 19 km, profundidade média de 2 m (ANDRADE, 2011). Quanto a vazão, no Guaíba os valores máximos são de 14181 m³s⁻¹, mínimos de 50 m³s⁻¹, e médios 1193 m³s⁻¹ (TORRES, 2000; ANDRADE, 2011).

O curso inferior dos canais dos rios Jacuí, Caí, Sinos e Gravataí, convergem para o Delta do rio Jacuí, e daí seguem pelo leito do Guaíba como um único canal até a Ponta de Itapuã. É um canal que resulta da captura fluvial destes quatro rios e mantém uma largura e profundidade suficiente para permitir a navegabilidade ao longo de todo o seu perfil. Esta área corresponde ao trecho final do sistema de drenagem do Guaíba (TOLDO JR. e ALMEIDA, 2009).

Andrade (2011) com base em dados de vazão dos rios Jacuí, Sinos e Caí no período de 2003 a 2006, verificou que os picos de descargas fluviais apresentadas pelo rio Jacuí foram de $4.090 \text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$, enquanto que o rio Caí e Sinos não ultrapassam de $1000 \text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$. Verificando os dados da pesquisa de Torres (2000) a vazão máxima do Jacuí ultrapassa $5600 \text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$, e no rio Caí e Sinos é superior a $1300 \text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$.

Os rios Jacuí e Taquari contribuem com 85% do volume de água no Guaíba (HERZ, 1977), sendo que a média da vazão anual do rio Jacuí é $801 \text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$ e do Taquari é de $452 \text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$ (VAZ *et al.*, 2006). Segundo Torres (2000) a média anual da vazão do rio Jacuí é de $714 \text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$ e Taquari $315 \text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$.

O lago apresenta um padrão de circulação e sedimentação associada aos cursos fluviais em desenvolvimento numa superfície de terras baixas, pertencente à planície costeira do Rio Grande do Sul. Na área do Delta do rio Jacuí ocorre convergência dos canais de jusante, em direção a Usina do Gasômetro. O canal principal que atravessa o Guaíba desaparece no leito da Lagoa dos Patos por soterramento. A deposição de sedimentos preencheu este canal e canais de outros rios e o cobriu com uma camada de lama de mais de 6 m de espessura. É um processo contínuo de sedimentação registrado nos últimos milhares de anos (TOLDO e ALMEIDA, 2009).

Segundo Andrade (2011) o Guaíba é um grande exportador de sedimentos, que são decantados na laguna ou exportados para plataformas próximas. Essa descarga de sedimentos em suspensão no Guaíba está ligada a sua vazão. Mas também possui outros fatores como: fatores naturais, cultivos e demanda de recursos hídricos que alteram a carga de sedimentos. O rio Jacuí é o principal fornecedor de descarga sólida para o Guaíba.

O Guaíba, além do canal, possui uma ampla superfície de água exposta à ação dos ventos que favorecem o desenvolvimento das ondas. Esta forçante

hidrodinâmica possui direção de propagação e intensidade diretamente proporcional à força dos ventos e incidem sobre as margens com energia suficiente para construir extensas praias e pontais arenosos, e, também, movimentar constantemente as areias do fundo raso do Guaíba (NICOLODI, 2007).

Ao simular a hidrodinâmica bidimensional do Guaíba, Paz *et al.* (2005) analisaram o comportamento do lago quanto ao padrão de circulação da água. Considerando a direção e a intensidade do escoamento e as trajetórias dos flutuadores, realizou-se uma segmentação do referido corpo d'água em áreas que apresentaram respostas ou comportamentos hidrodinâmicos semelhantes, face às condições de simulação adotadas, onde foram estabelecidos sete tipos de regiões com diferentes velocidades de escoamento.

O Guaíba apresenta problemas que decorrem da ação humana, ou por ela são potencializados, com destaque para as florações de algas, principalmente nos meses de primavera e verão (DMAE, 2012). Muitas destas algas apresentam potencial toxicológico aos seres humanos e à fauna terrestre e aquática e por isso os episódios de floração necessitam de monitoramento contínuo. Essas toxinas são produzidas principalmente pelas cianobactérias.

Florações vêm sendo reportadas no Guaíba desde 2002, e têm sido associadas às anomalias de chuvas e à ausência de ventos. Os inóculos destas cianobactérias encontram-se no sedimento e requerem altas temperaturas e insolação para sua ativação. Somente com altas temperaturas e transparência, baixas profundidades e ausência de turbulência (ausência de fluxo e ventos), bem como disponibilidades de fósforo nas camadas mais enriquecidas (sedimento) permitem a ativação dessas cianobactérias (DMAE, 2012).

Os rios que formam a bacia do Lago Guaíba são considerados rios de várzea em seus trechos finais. São ambientes favoráveis ao desenvolvimento de populações fitoplanctônicas, comprovado pela floração de algas nos trechos dos rios, em alguns casos potencialmente tóxicas segundo Torgan (1989 apud RODRIGUES, 2004).

A velocidade da água está diretamente ligada ao processo de deposição de sedimentos, refletindo na granulometria dos diferentes sedimentos. Deste modo a circulação da água determina o transporte e dispersão de poluentes (NICOLODI, 2007).

CAPÍTULO 3

3. REFERENCIAL TEÓRICO

3.1 Fundamentos de Sensoriamento Remoto

Segundo Meneses *et al.* (2012) o entendimento do sensoriamento remoto está na compreensão da dualidade entre onda e energia. A onda eletromagnética consiste na relação entre comprimento de onda (λ), e a frequência (ν), que exprime a lei do comprimento ondulatório. As ondas eletromagnéticas se propagam no vácuo na velocidade da luz ($c=299.292,46$ km/s ou aproximadamente 300.000 km/s), Eq. (1):

$$\lambda = \frac{c}{\nu} \quad (1)$$

Em que: λ é o Comprimento de onda; c é 299.292,46 km/s; ν é a Frequência.

Em sensoriamento remoto se utiliza a referência ao comprimento da onda e não a frequência. Na prática há uma interação macroscópica com relação a reflectância do objeto e a radiação eletromagnética em razão do tamanho da onda e a textura do objeto. A intensidade com que o objeto reflete e a relação com a sua rugosidade, consiste em relações verticais de altura de superfície de um determinado material, por exemplo, a água é uma superfície lisa, mesmo calma ou com ondas revoltas (MENESES *et al.*, 2012).

Quando a onda eletromagnética atravessa dois meios com diferentes índices de refração, esta sofre mudança na direção do ângulo de propagação, com é o caso do ar-água, em que a mudança depende do ângulo de incidência da radiação eletromagnética sobre a superfície e o índice de refração dos diferentes meios (MENESES *et al.*, 2012).

Segundo Moraes (2002) a energia que atravessa a atmosfera pode ser absorvida, refletida e espalhada, como um filtro, onde partes da energia incidente no

topo são absorvidas por gases, Figura 3, Os principais gases absorvedores da radiação eletromagnética são vapor d'água (H₂O), oxigênio (O₂), ozônio (O₃) e gás carbônico (CO₂), e em menor quantidade: CO, CH₄, NO e N₂O.

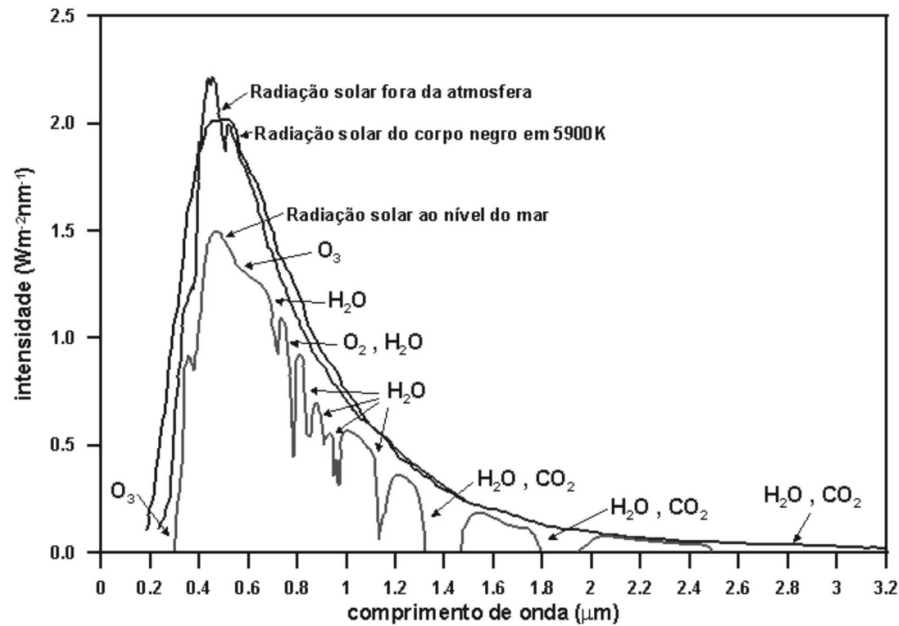


Figura 3- Curva do espectro de emissão de radiação solar assumindo a aproximação de um corpo negro a uma temperatura de 5.900 K; radiação solar que atinge o topo da atmosfera e da irradiação solar incidente na superfície do mar apresentando as bandas de absorção da radiação incidente pelos diferentes gases da atmosfera.

Fonte: Echer *et al.*, 2006.

Segundo Echer *et al.* (2006) o O₂ e o O₃ absorvem na região do ultravioleta (0,001-0,39 μm) e o H₂O e o CO₂ absorvem na região do infravermelho termal (0,7-1000 μm).

Para Davis o total de radiação (*I*) que retorna a partir da superfície da atmosfera, refletida (*R*), poderá ser convenientemente expressada como uma soma puramente atmosférica de retorno da luz (*I*₀) (DEEPAK, 1980), de acordo Eq. (2):

$$I = I_0 + \frac{RT}{1-RS^b} \quad (2)$$

Em que: *T* é o chamado transmissão atmosférica; *S*^b é a fração refletida da luz que a atmosfera espalhou e retornou de sua superfície (DEEPAK, 1980). A atmosfera é considerada para consistir unicamente no espalhamento Rayleigh e

absorção do ozônio (DEEPAK, 1980).

A quantidade de I_0 e T depende do ângulo zenital solar Θ_0 , o total do ozônio colunar Ω , a distribuição vertical do ozônio, e o potencial de reflectância da superfície P_0 . A quantidade S^b depende a superfície P_0 , Ω e distribuição do ozônio, mas não do ângulo solar zenital. O termo I_0 pode ser expressado pela soma do singular retorno I_{SS} e múltiplo retorno da radiação I_{MS} (DEEPAK, 1980).

O espalhamento de Reyleigh depende do número de partículas por centímetros cúbicos, comprimento da radiação e índice refrativo das partículas e do meio (MENESES *et al.*, 2012). De forma simplificada, fórmula abaixo, a lei de espalhamento Rayleigh, Eq. (3):

$$R = \frac{1}{\lambda^4} \quad (3)$$

Em que: λ é o comprimento de onda.

Ainda, Meneses *et al.* (2012, p. 16) citam que “De acordo com a lei de Rayleigh, a influência mais prejudicial do espalhamento atmosférico ocorre nas imagens obtidas nos menores comprimentos de onda do visível. Desde que o coeficiente de espalhamento é proporcional ao inverso da quarta potência do comprimento de onda, os menores comprimentos de onda da luz azul são espalhados mais fortemente que a luz vermelha. A luz visível azul é espalhada cerca de seis vezes mais que a luz visível vermelha ($\lambda = 0,617 \mu\text{m}$), enquanto que o efeito do espalhamento nas imagens do infravermelho ($\lambda > 0,76 \mu\text{m}$) é bem menor, sendo quase imperceptível. [...]”.

De acordo com Kerr (2006) a modelagem para o espalhamento Rayleigh (h) é utilizada para partículas menores que $0,05 \mu\text{m}$ (essencialmente gases). Entre $0,05$ e $100 \mu\text{m}$ usa-se o espalhamento Mie. Ainda segundo Kerr (2006) a intensidade total, da luz espalhada é dada, Eq. (4):

$$I\Phi = \frac{I_0\pi^4d^6}{8R^2\lambda} \left(\frac{\eta^2-1}{\eta^2+1} \right) (1 + \cos^2\Phi) \quad (4)$$

Em que: d é o diâmetro da partícula; λ é o comprimento de onda da

radiação; m é o índice de refração; R é a distância da partícula ao ponto de observação.

O espalhamento Mie, segundo Meneses *et al.* (2012), ocorre quando a onda eletromagnética é de tamanho comparável ao das partículas atmosféricas, o tamanho das partículas são consideradas maiores do que no espalhamento Rayleigh, o espalhamento ocorrerá em partículas de comprimentos de ondas maiores no visível. Trata-se de uma atmosfera mais densa com partículas esféricas de poeira e vapor d'água.

A equação de Rayleigh (h) utilizada para determinar se uma superfície é difusora ou especular, essa é dependente do ângulo de incidência da radiação (Θ), conforme a eq. (5), em específico de um corpo de água, a altura média da superfície (h) sempre será menor ou igual a $\lambda/(8 \cos \Theta)$, (KRAPAS e SANTOS, 2002; MENESES *et al.*, 2012).

$$h = \frac{\lambda}{8 \cos \Theta} \quad (5)$$

Em que: h é a altura média da superfície; λ é o comprimento de onda; Θ é o ângulo de incidência da radiação.

O índice de refração da onda (η), refere-se a redução da velocidade da onda ao penetrar em um material, sem mudança de frequência. Cada material na superfície terrestre possui um índice de refração. O índice de refração é a razão entre velocidade de propagação da radiação no vácuo (c) em relação ao meio (m), Eq. (6) (NOVO, 2010).

$$\eta = \frac{c}{m} \quad (6)$$

Em que: η é o índice de refração da onda; c é a velocidade de propagação da radiação no vácuo; m é a velocidade de propagação no meio.

Na radiação do visível, o índice de refração é de grande significância no processo de interação da radiação eletromagnética (NOVO, 2010), Eq. (7):

$$\eta_{\text{sen}\Theta} = \frac{\eta}{\text{sen}\Theta} \quad (7)$$

Em que: η é o índice de refração da onda; Θ é o ângulo de incidência da radiação.

Além da absorção de partes da radiação solar incidente pela atmosfera, o espalhamento é outro evento que deve ser ponderado em sensoriamento remoto. Segundo Meneses *et al.* (2012) o espalhamento (difusão ou dispersão) consiste na mudança de direção da propagação da radiação solar incidente, devido a interação elástica com elementos atmosféricos, diminuindo a eficiência na detecção de alvos na superfície terrestre.

3.2. Irradiância, Radiância e Reflectância

Os conceitos de radiância e reflectância são muito importantes para o entendimento do comportamento termal da matéria, o sensoriamento remoto mede o fluxo radiante da matéria. A fonte de energia radiante (Q) transporta certa quantidade de energia para um alvo, Fluxo Radiante (ϕ), é a quantidade de energia que passa por um determinado ponto durante certo tempo, sua medida é dada em joules por segundo (J^{-5}) ou Watt (W), (NOVO, 2010).

Meneses *et al.* (2012) descrevem a relação entre irradiância e radiância, tal que, a irradiância ($E_{\lambda} = \Phi/\Delta A$) consiste no fluxo radiante solar que incide em uma superfície por unidade de área, medido por watts por metro quadrado (W/m^2), mas a radiância ($L_{\lambda} = \Phi/\Delta\Omega \Delta A \cos \Theta$) é a medida obtida pelo sensor, densidade de fluxo radiante que deixa um elemento de área da superfície do terreno, e propaga-se por uma definição de cone elementar de um ângulo sólido contendo a direção, a medida é dada em $Watts/(m^2 \cdot \text{srad})^1$.

A transmissão da radiância que está abaixo da superfície da água ressurge $L_w(\Theta, \Phi, \lambda)$ deixando a superfície da água em direção a um ângulo (Θ, Φ). Esta radiância que está sendo enviada para cima, foi transmitida através da luz incidente em uma dada orientação (Θ, Φ). $E_d(\lambda)$ consiste na subsidência espectral de irradiância para o interior da superfície do mar, (OMACHI e GARCIA, 2003; MOBLEY, 1999).

A medida utilizada na reflectância $\rho_{rs}(\Theta, \Phi, \lambda)$ Eq. (8) e Eq. (9), desenvolvida para ser utilizada a poucos metros da superfície do mar e comprimentos de onda do ultravioleta próximo e do infravermelho próximo (0,35 a 0,8 μm) embora o E_d pode ser medido diretamente com a utilização de aparelhos, tal medida não possibilita o L_w , porque possui um ponto de radiometria direcionado da superfície do mar ($\pi - \Theta, \pi + \Phi$) a soma da radiância que deixa a água $L_w(\Theta, \Phi, \lambda)$ acrescentando alguma incidência de radiância do céu que foi refletida em direção na direção (Θ, Φ) . O E_d é a entrada de irradiância no mar (MOBLEY, 1999).

$$Rrs(\Theta, \Phi, \lambda) = \frac{L_{J_w}(\Theta, \Phi, \lambda)}{E_{J_d}(\lambda)} \quad (8)$$

$$L_t(\theta, \Phi) = L_r(\theta, \Phi) + L_w(\theta, \Phi) \quad (9)$$

Em que: L_t é o total de radiância detectada; L_r é a radiância da superfície que é refletida e L_w é a radiação transmitida pela massa de água.

De acordo com Peddle (2001) a reflectância (ρ) é a taxa de incidência a ser refletida (fluxo radiante), medido sobre um objeto ou área em um determinado comprimento de onda. Ao contrário, valores de radiância, irradiância e reflectância são inerentes a propriedade de um objeto e é independente do tempo, localização, intensidade de iluminação, condições atmosféricas e de tempo. Embora a reflectância seja a chave da unidade de medida em sensoriamento remoto, isso não é medido diretamente e deve ser derivado. De acordo com as conversões de campo e de laboratório, medidas espectrais de radiância dentro de reflectância, os valores são frequentemente adquiridos com dados de solo em suporte a dados do sensor aerotransportado ou em satélites.

3.3. Sensoriamento Remoto Termal

O sensoriamento remoto termal deve ser analisado de forma diferente do sensoriamento remoto de comprimentos de onda na região do visível adequado para

detecção de alvos através da reflectância de alvos na superfície terrestre. Na faixa termal não há o espalhamento Reyleigh ou Mie, visto que o comprimento de onda não é afetado por espalhamento por meio de moléculas de gases. A correção atmosférica em imagens termais deve levar em consideração parâmetros de absorvância ($\alpha\lambda$), transmitância ($T\lambda$) e emissividade (ϵ) dos gases da atmosfera, pois eliminando estes efeitos ter-se-á a emissividade de superfície (MENESES *et al.*, 2012).

Antes de um corpo emitir radiação eletromagnética (OLIVEIRA e FERNANDES, 2006), ele absorveu energia por meio de uma fonte de energia radiante (Q), no caso, o Sol (CORRÊA, 2015). A energia é absorvida pela matéria e emitida em forma de temperatura, em comprimentos de onda do infravermelho termal. Nossos olhos não detectam informações em comprimentos de onda na região do infravermelho, eles são restritos a região do espectro eletromagnético da região do visível. Comprimentos de onda na região do termal podem ser sentidos através da pele, a sensação de calor, pode ser detectada e diferenciada através do tato entre superfícies de diferentes constituições físicas e químicas (MENESES *et al.*, 2012).

Levando em consideração que todo o corpo acima do zero absoluto (0 Kelvin, ou $-273,15^{\circ}\text{C}$) emite radiação termal na faixa de $5,0\ \mu\text{m}$ a $10,0\ \mu\text{m}$. Em função da absorção da atmosfera, em sensoriamento remoto utiliza-se a faixa de $8,0\ \mu\text{m}$ a $14\ \mu\text{m}$ (MENESES *et al.*, 2012).

Sendo assim, quanto maior a temperatura absoluta, maior será a excitância da superfície do material, que de acordo com a Lei de Wien o comprimento de onda no qual a energia é máxima é dada pela eq. (10) que correspondente a figura 4 (MENESES *et al.*, 2012).

$$\lambda_m = \frac{A}{T} \quad (10)$$

Em que: λ_m é o comprimento de onda de máxima emissão (μm); A é uma constante $2898\ \mu\text{m K}$; T é a temperatura absoluta em Kelvin.

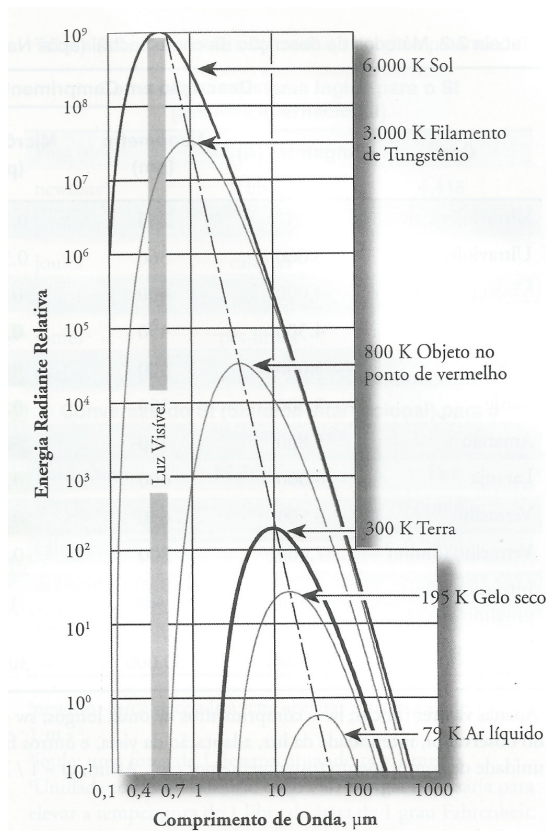


Figura 4- Deslocamento do comprimento de onda (λ μm) em direção a os menores comprimentos do espectro a medida que a temperatura do corpo aumenta.

Fonte: Jensen, 2009

Um dos primeiros fundamentos do sensoriamento remoto termal consiste na transformação da energia solar (radiação solar) em calor (MENESES *et al.*, 2012). No caso, o corpo negro é um exemplo de bom absorvedor e bom emissor (NOVO, 2010), ver capítulo 4.4. Emissividade.

A Lei de Kirchoff consiste na ideia de que um corpo negro, que transforma toda a radiação que incide sobre ele em calor, mais tarde Planck descreve o funcionamento da transformação da radiação incidente em radiação emitida por um corpo negro em todos os comprimentos de onda (MENESES *et al.*, 2012).

Para complementar a natureza da emissividade a lei de Stephan-Boltzman trata-se da quantidade de energia que um corpo emite em função da temperatura, eq. (11) dando origem a figura 5:

Desse modo, a exitância (MENESES *et al.*, 2012), ou emitância (NOVO,

2010) radiante da superfície é obtida a partir da Eq. (11).

$$M = \sigma \cdot T^4 \quad (11)$$

Em que: M é a emissividade radiante da superfície do material (Wm^{-2}); T é a temperatura absoluta em Kelvin; σ é a constante de Stefan-Boltzmann de $5,6697 \times 10^{-8} \text{ Wm}^{-2} \text{ K}^4$, (MENESES *et al.*, 2012), figura 5

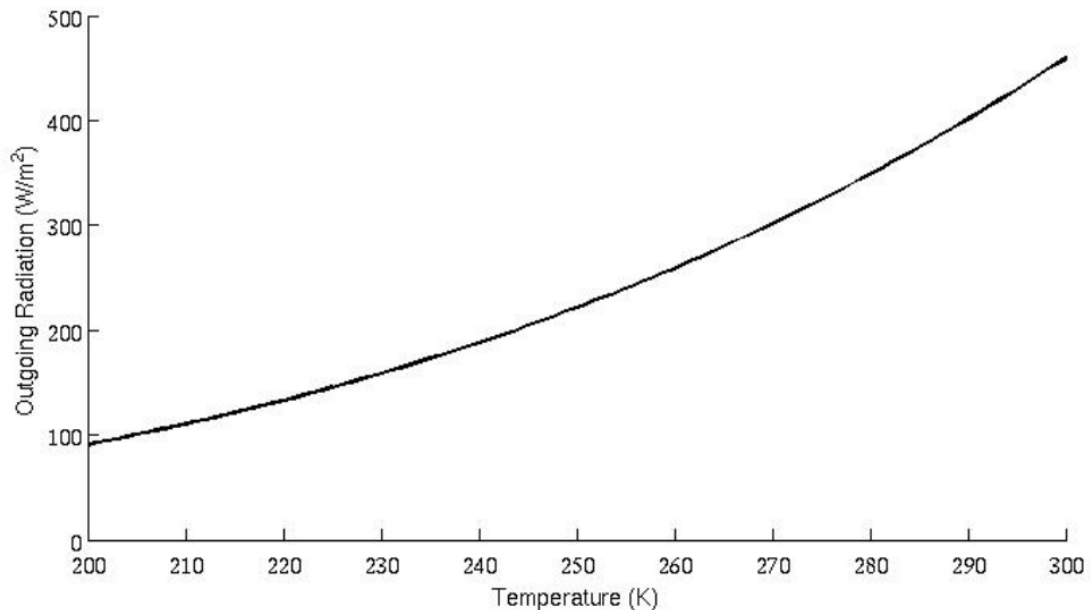


Figura 5- Aumento da emissividade de um corpo negro: Lei de Stefan-Boltzmann

Fonte: Skeptical Science, 2017

Para cada comprimento de onda (λ) tem-se uma determinada quantidade energia. Comporta-se como uma forma dinâmica de interação com a matéria (MENESES *et al.*, 2012). Conforme Novo (2010) o primeiro a verificar este fenômeno foi Planck em 1900, por meio de experimentos em corpos negros, leva-se a teoria de que um corpo transfere energia de um corpo para outro na forma de quantidade de energia ou “quantas”, será visto, de modo mais detalhado em capítulo posterior.

Os corpos com maior temperatura emitem mais energia total por unidade de área que aqueles com menor temperatura. O Sol, portanto, com $T \sim 6000 \text{ K}$, emite centenas de milhares de vezes mais energia que a Terra, com $T \sim 288 \text{ K}$ (GRIMM, 1999).

A irradiância monocromática emitida por um corpo negro é determinada por sua temperatura e pelo comprimento de onda considerado, conforme descrito pela Lei de Planck, eq. (12) resultando na figura 6 (DEEPAK, 1980; ULABY *et al.*, 1981; GRIMM, 1999; DERENNE, 2002; MOREIRA, 2007; NOVO, 2010).

$$E_{\lambda} = \frac{c_1}{\lambda^5} \cdot \frac{1}{\varepsilon \lambda T - 1} \quad (12)$$

Em que: c_1 $3,74 \times 10^{-16} \text{ Wm}^2$, $c_2 = 1,44 \times 10^{-16} \text{ mK}$ e $\varepsilon = 2,718$ onde E_{λ} está em função de λ para algumas temperaturas

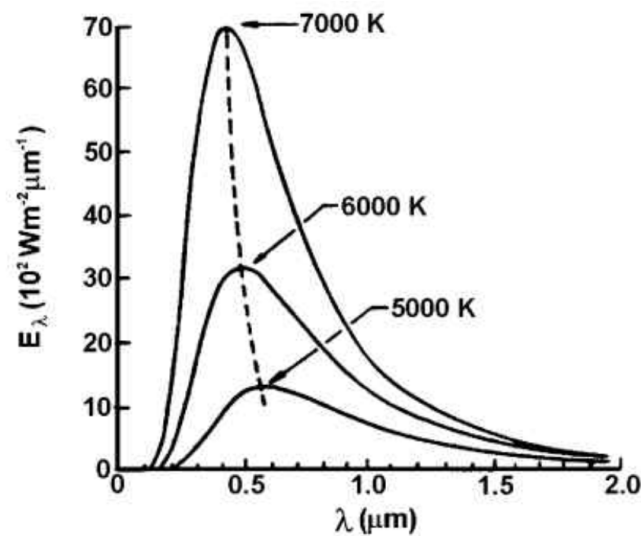


Figura 6- Irradiância monocromática para corpo negro conforme a Lei de Planck.

Fonte: Grimm, 2017.

3.4. Emissividade

Para pesquisas com o infravermelho termal é importante levar em consideração a emissividade dos materiais. Em Jensen (2009) a emissividade é a razão entre a radiância real emitida por um corpo do mundo real radiado seletivamente e um corpo negro na mesma temperatura termodinâmica.

Conforme Meneses *et al.* (2012) a emissividade (ε) consiste na relação da radiância entre um corpo do mundo real (E_r) e a de um corpo negro a uma mesma

temperatura (E_b), conforme a eq. (13):

$$\varepsilon = \frac{E_r}{E_b} \quad (13)$$

Dois corpos na mesma temperatura cinética podem ter diferentes temperaturas aparentes tendo emissividades diferentes, por exemplo, materiais de cor escura são melhores absorvedores e melhores emissores, o que os leva a maior emissividade do que os materiais de coloração clara que tendem a refletirem a energia. Há também, outros fatores que influenciam na emissividade, tais como: composição química dos materiais, rugosidade superficial (quanto maior a rugosidade maior a capacidade de absorção e reemissão de energia), cor, umidade e outros, lembrando que a emissividade depende da absorção préterita de fótons (MENESES *et al.*, 2012; JENSEN, 2009)

Tratando-se da emissividade na construção do SST (Sea Surface Temperature), Brown e Minnett (1999), usando o sensor MODIS, descrevem que a emissividade da superfície do mar é alta no intervalo espectral do infravermelho e geralmente invariável sobre a condição ambiental. A variação da emissividade da superfície se dá em função do ângulo de emissividade (ou equivalente, a ângulo de detecção ou ângulo zenital do sensor), não leva em consideração a velocidade do vento e as condições de céu limpo.

A emissividade depende do comprimento de onda, considerado como sendo constante para Jensen (2009), na região de 8 a 14 μ m a sua emissividade na região de 3 a 5 μ m podendo ser diferente e varia com o ângulo do sensor.

Continuando a linha de pensamento, Jensen (2009) comenta sobre a lei de Kirchoff, que a quantidade de energia que está chegando é igual a soma da energia refletida com a energia absorvida e a transmitida sendo que bons absorvedores são bons emissores, no caso a água absorve quase toda a energia, reflete muito pouca, porém um bom emissor possui alta emissividade. Do mesmo modo, de acordo com Meneses *et al.* (2012) a água absorve quase toda a energia do infravermelho e reflete muito pouco, sua emissividade é próxima a 1. Em consideração a um objeto de transmitância zero à radiação termal, a intensidade radiante (I) fica conforme a eq. (14).

$$I = \rho\lambda + \varepsilon\lambda \quad (14)$$

Em que: I é a Intensidade radiante; $\rho\lambda$ é a reflectância; $\epsilon\lambda$ é a emissividade.

Também “a intensidade radiante que deixa uma superfície difusora perfeita em qualquer direção varia com o cosseno do ângulo entre aquela direção e a normal a superfície” (Novo, 2010, p. 53), conforme a eq. (15):

$$I_{\theta} = I_0 \cdot \cos\theta \quad (15)$$

Em que: I_{θ} é a intensidade de radiação na direção θ ; I_0 é a intensidade de radiação normal à superfície.

Complementando, a intensidade radiante consiste no fluxo radiante deixando uma fonte por unidade de ângulo sólido numa direção específica (NOVO, 2010). A unidade específica de intensidade de radiação é o Watt, mas como está levando em consideração uma unidade angular é dada por W^{-sr} (Watt de esferorradiano).

3.5 Radiação volumétrica em sistemas aquáticos

A radiação volumétrica da água é a radiação solar e atmosférica que penetra na água e interage com ela e seus constituintes orgânicos e inorgânicos sem interagir com o fundo (JENSEN, 2009).

Com o objetivo de extrair a radiância registrada pelo sistema sensor, Jensen (2009) comenta que cientistas com o objetivo de identificar constituintes orgânicos e inorgânicos na coluna de água (sedimentos em suspensão ou clorofila-a) , isolam a radiância volumétrica de sub-superfície (L_v), a partir da eq. (16):

$$L_v = L_t - (L_p + L_s + L_b) \quad (16)$$

Em que: L_t é a radiância total; L_p : radiação solar indireta, da atmosfera; L_s : atinge a superfície da água, cerca de 1 mm, e é refletida; L_v : é a radiação que interage com a água e os organismos orgânicos e inorgânicos; L_b : é a radiação que penetra na superfície da água e alcança o fundo.

Com cuidadosa correção radiométrica remove-se a atenuação atmosférica

(L_p), o efeito refletância causada pelas ondas da água, (STREHER *et al.*, 2014), outras reflexões de superfície (L_s) e reflectância de fundo (L_b). Sendo que o (L_t) consiste na radiação total, (JENSEN, 2009), eq. (17).

$$L_t = L_p + L_s + L_v + L_b \quad (17)$$

Em que: L_p é a radiação solar indireta, da atmosfera; L_s atinge a superfície da água, cerca de 1 mm, e é refletida; L_v é a radiação que interage com a água e os organismos orgânicos e inorgânicos; L_b é a radiação que penetra na superfície da água e alcança o fundo.

O L_v se dá em função da concentração de água pura, sedimentos inorgânicos em suspensão, clorofila, material orgânico dissolvido e espalhamento de material orgânico dissolvido na superfície da água (JENSEN, 2009).

3.6. Correção atmosférica das imagens termais

Uma correção em imagens baseada em dados *in situ* não é o suficiente para obter uma boa precisão em dados de imagens. Problemas atmosféricos podem ser solucionados utilizando os softwares HITRAN e MODTRAN_4, em busca de uma correção atmosférica mais representável da atmosfera local.

Em abordagens referentes a utilização de modelos de correções atmosféricas mais precisos para regiões marítimas, Arbelo e Herrera (1995) comentam que, os modelos de radiossonda utilizados para a construção de uma Temperatura de Superfície de Mar (TSM) criam dúvidas sobre a validação atmosférica dos dados, porque as radiossondas são lançadas a partir da superfície terrestre, mas a variabilidade do vapor d'água sobre os oceanos não são mensurados. Outro problema observado é a diferença de tempo entre a passagem do satélite e o lançamento da radiossonda.

Segundo Arbelo e Herrera (1995) existem modelos de calibração e correção atmosférica que diferenciam os modelos globais dos modelos ambientais (em função da contenção do vapor d'água atmosférico). Modelos globais são mais imprecisos, porque possuem um modelo atmosférico que utilizam coeficientes, que não levam em consideração as particularidades atmosféricas do momento, havendo certa

degradação na sua precisão. Já os modelos ambientais levam em consideração o estado momentâneo da área em estudo, a partir de uma calibração e correção das imagens com dados locais, com sondas atmosféricas locais.

O Lago Guaíba consiste em uma área com particularidades locais, próximo a um modelo atmosférico terrestre, deduz em função da sua posição no continente, mas, supostamente terá uma quantidade de umidade superior a áreas extremamente continental.

3.6.1. Correção atmosférica no infravermelho termal

Os valores utilizados na correção atmosférica levam em consideração os valores de absorvância ($\alpha\lambda$), transmitância ($T\lambda$) e emissividade (ϵ) dos gases atmosféricos buscando estabelecer o comportamento dos gases conforme o cruzamento de seções dos gases no HITRAN, em concomitante o software MODTRAN 4.

Dessa forma a sondagem de atmosfera é utilizada na aquisição de precisão nos dados de atmosfera, como por exemplo os sites abaixo descritos:

- [cfa-ftp.harvard.edu](ftp://cfa-ftp.harvard.edu)
- [ftp:// cfa-ftp.harvard.edu/pub/HITRAN2012/](ftp://cfa-ftp.harvard.edu/pub/HITRAN2012/)
- [http:// www.cfa.harvard.edu/HITRAN/HITRAN2012/](http://www.cfa.harvard.edu/HITRAN/HITRAN2012/)
- [http:// hitran.iao.ru](http://hitran.iao.ru)

Os gases utilizados poderão ou não ser oriundos de uma atmosfera atual, ou próxima da atual, condicionada por efeitos urbanos e industriais, com grande concentração de gases poluentes, que de acordo com a NASA's *Earth Observing System* (2015) A distribuição dos constituintes químicos na atmosfera tem uma importante função no balanço do sistema atmosférico da terra, e a longo prazo seguramente fará parte no nosso ambiente. Atividades humanas que envolvem queima de combustíveis fósseis e componentes como clorofluormetano (clorofluorcarbono - CFCs). Durante o último século tem liberado uma drástica carga química de componentes na atmosfera da terra. Correntes estimativas supõem que o nível de atividades humanas incluirá no século 21 um indicativo potencial com significativa mudança global. Isto compreenderá o incremento de gases do efeito estufa, tais como: CO₂, N₂O, CH₄, H₂O, e outros que podem conduzir a um

significante aquecimento global. Similarmente o aumento do acúmulo de CFCs tem conduzido uma formação de buracos na camada de ozônio tanto a norte quanto a sul na camada polar com subsequente redução no ozônio polar.

Conforme Barton *et al.* (1989) a correção atmosférica no infravermelho termal utiliza linhas de absorção de gases incluídos em seu cálculo: H₂O, CO₂, O₃, H₂CO, N₂O e CH₂ em adição de contínua absorção de H₂O, CO₂ e N₂.

Na ATBD (*Algorithm Theoretical Basis Document*), volume 2, do SST MODIS Závody *et al.* (1995 apud Brown e Minnett, 1999) utilizam gráficos dos coeficientes de absorção dos gases constituintes da atmosfera na correção atmosférica, tais como: ozônio (O₃), nitrogênio (N₂), ácido nítrico (HNO₃), óxido nítrico (N₂O), amônia (NH₃), metano (CH₄), sulfeto de carbonila (OCS) e os líquidos refrigerantes F11 (CCl₃F) e F12 (CCl₂F₂) que são gases concentrados e misturados; e vapor d'água (H₂O).

As tabelas no HITRAN estão renomeadas conforme o Quadro 1, que apresenta a relação de arquivos utilizados na correção atmosférica de imagens termais da ATBD para a SST MODIS (BARTON *et al.*, 1989).

Quadro 1- Quadro de arquivos do HITRAN 2012.

molec num	molec name	file name	xsect	num isot	mass
3	O3	03_hit12.par	5	47.9983	
22	N2	22_hit12.par	1	28.0134	
12	HNO3	12_hit12.par	1	63.0130	
10	NO2	10_hit12.par	1	46.0056	
11	NH3	11_hit12.par	2	17.0306	
6	CH4	06_hit12.par	4	16.0426	
19	OCS	19_hit12.par	5	60.0757	
F11	CCl ₃ F				
F12	CCl ₂ F ₂				
1	H2O	01_hit12.par	6	18.0153	

Fonte: The HITRAN Database (2012), Org. do autor, 2017

Conforme os gases citados no Quadro 1, se deduz que deverá ser subtraído os valores de absorvância ($\alpha\lambda$), transmitância ($T\lambda$) e emissividade (ϵ) da temperatura de brilho da imagem nos comprimentos de onda de 10,60 a 12,51 μm , que são os valores de comprimentos de onda do infravermelho termal utilizados na construção

da TSM.

A fórmula para a correção atmosférica com a matemática básica, linear (BARTON *et al.*, 1989), conforme disposto na eq. (18):

$$\text{TSL com correção termal atmosférica} = \text{temperatura de brilho} - (\alpha \lambda + T \lambda + \varepsilon) \quad (18)$$

Em que: $\alpha \lambda$ é a absorvância; $T \lambda$ é a transmitância; ε é a emissividade.

3.7. Base de dados Landsat

As imagens Landsat 8 possuem resolução radiométrica de 16 bits e formato GeoTIFF, com orientação a norte na projeção UTM (Universal Transverse Mercator), projeção esferográfica polar com cenos iniciando no centro da latitude -63° , sistema de referência WGS 84 (*World Geodetic System*) e reamostrada em projeção cilíndrica, USGS: landsat 8, (2015).

O satélite Landsat 8 possui 09 bandas no Sensor OLI (*Operational Land Imager*), e 02 bandas termais no sensor TIRS (*Thermal Infrared Sensor*) incluindo uma banda pancromática, conforme o Quadro 2:

Quadro 2- Características do Landsat 8 (USGS, 2015).

Bandas	Região do Espectro eletromagnético	Comprimento de onda (μm)	Resolução espacial (m)
Banda 1	Visível	0,43 - 0,45	30
Banda 2	Visível	0,45 - 0,51	30
Banda 3	Visível	0,53 - 0,59	30
Banda 4	Vermelho	0,64 - 0,67	30
Banda 5	infravermelho próximo	0,85 - 0,88	30
Banda 6	Infravermelho Médio 1	1,57 - 1,65	30
Banda 7	Infravermelho Médio 2	2,11 - 2,29	30
Banda 8	Pancromático (PAN)	0,50 - 0,68	15
Banda 9	Cirrus	1,36 - 1,38	30
Banda 10	TIRS 1	10,6 - 11,19	100
Banda 11	TIRS 2	11,5 - 12,51	100

Fonte: USGS, 2015, org. do autor, 2017

As imagens do Landsat 5 possuem resolução radiométrica de 8 bits em formato geotiff, com projeção cilíndrica: UTM WGS 84, orientada para norte (USGS, 2017). conforme o quadro 3, possui 5 bandas na região do visível, 4 na região do infravermelho próximo, uma no infravermelho termal e uma no infravermelho médio.

Quadro 3- Características do Landsat 5: Sensores MSS (*Multispectral Scanner*) e TM (*Thematic Mapper*) (USGS, 2017).

Bandas-Sensor	Região do Espectro eletromagnético	Comprimento de onda (μm)	Resolução espacial (m)
Banda 1-TM	Visível	0,45 - 0,52	30
Banda 2-TM	Visível	0,52 - 0,60	30
Banda 3-TM	Visível	0,63 - 0,69	30
Banda 4-TM	infravermelho próximo	0,76 - 0,90	30
Banda 5-TM	infravermelho próximo	1,55 - 1,75	30
Banda 6-TM	Infravermelho termal	10,40 - 12,50	120
Banda 7-TM	Infravermelho Médio	2,08 - 2,35	30
Banda 4-MSS	Visível	0,5 to 0,6	57x79
Banda 5-MSS	Visível	0,6 to 0,7	57x79
Banda 6-MSS	infravermelho próximo	0,7 to 0,8	57x79
Banda 7-MSS	infravermelho próximo	0,8 to 1,1	57x79

Fonte: USGS, 2015, org. do autor, 2017

3.7. 1. Extração da radiância das imagens

Para extrair a radiância destes valores de pixels se utiliza a eq. (19), (USGS, 2015):

$$L\lambda = ML \cdot Q_{cal} + AL \quad (19)$$

Em que: $L\lambda$ é a reflectância no topo da atmosfera (Watts/($\text{m}^2 \cdot \text{srad} \cdot \mu\text{m}$)); ML é o fator multiplicativo de redimensionamento da banda específica, presente no metadata (RADIANCE_MULT_BAND_x, sendo x número da banda); AL é a banda específica aditiva, fator de redimensionamento presente no metadata (RADIANCE_ADD_BAND_x, onde x número da banda); Q_{cal} é o Produto padrão quantificado e calibrado para os valores dos pixels. (DN).

3.7. 2. Geração da temperatura de brilho das imagens

As bandas do infravermelho termal, são computadas no brilho de temperatura da radiância pela fórmula de Planck eq. (12). Será utilizada como padrão na função logarítmica a emissividade ($\epsilon = 1$). Para extrair a temperatura de brilho dos pixels, utilizou-se a eq. (20), (USGS, 2015):

$$T = \frac{K_2}{\ln\left(\frac{K_1}{L_\lambda}\right)+1} \quad (20)$$

Em que: T é temperatura de brilho; K1 e K2 são constantes de calibração do sensor, temperatura em Kelvin, disponível nos metadados do sensor. T = brilho de temperatura do satélite (K); L_λ = Reflectância no topo da atmosfera (Watts/($\text{m}^2 \cdot \text{srad} \cdot \mu\text{m}$)); K1 = é a constante da banda específica termal, está no metadado (K1_CONSTANTE_BAND_x, sendo x presente nas bandas, termais); K2 = é a constante da banda específica termal, está no metadado (K2_CONSTANTE_BAND_x, sendo x presente nas bandas, 10 ou 11).

Conforme a Yale Guide to Landsat 8 Image Processing (2014), utilizando a matemática de bandas do ENVI 4.5, a partir da eq. (20), o erro chega a 2 K na banda 10 e 6 K na banda 11.

Segundo USGS (2014) o intercepto remove 0,29 Watts/($\text{m}^2 \cdot \text{srad} \cdot \mu\text{m}$) (~2,1K) na banda 10 e 0,51 Watts/($\text{m}^2 \cdot \text{srad} \cdot \mu\text{m}$) (~4,4 K) na banda 11. O offset representa a média do erro introduzido pela luz difusa vinda de fora do campo de visada do infravermelho termal. Ele provê a acurácia ao dado, principalmente em estações ou períodos em que a temperatura vai de 10°C a 30°C, que são períodos onde as temperaturas estão cercadas por áreas com similares temperaturas, com tendência a um aumento na temperatura.

Os erros nas bandas termais do Landsat 8 são mensurados com a temperatura de superfície d'água, e correspondem a uma correção -2,1 K (banda 10) e -4,4 K (banda 11) para uma temperatura de 295 K de temperatura de brilho. Quanto ao erro médio quadrático (RMS), varia a correção é de 0,12 Watts/($\text{m}^2 \cdot \text{srad} \cdot \mu\text{m}$) (~0,8) para a banda 10 e valor maior de erro para a banda 11, de 0,2 Watts/($\text{m}^2 \cdot \text{srad} \cdot \mu\text{m}$) (~1,75 K). É previsto grande incerteza associada a banda 11. A USGS (2014), recomenda abster-se da banda 11 na análise quantitativa de dados do infravermelho, dessa forma recomenda-se abster de técnicas como o *split window*.

3.8. Base de dados MODIS

O sensor Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) possui

uma série de bandas que são utilizadas para diversas linhas de pesquisas, nessa pesquisa serão utilizados os produtos de TSM da oceancolor de temperaturas de superfície do mar (Terra MODIS Sea Surface Temperature 11 μm daytime), nível 3, que contêm a acumulação de dados do nível 2 com resolução de 1 Km, correspondente ao período de 8 dias, estes são armazenados em uma representação de grade global para um tamanho de 4 Km.

Os arquivos de nível 3 são distribuídos pela Ocean Data Processing System (ODPS) da NASA- Goddard Space Flight Center (Ocean Data Processing System, 2015).

As imagens com extensão “.nc” (formato padrão para dados de rede, representa um padrão de dados orientados a matriz (SEIDENGLANZ, 2012), que tem origem em dados binned que são várias linhas coletadas em conjunto (binned) no registro de leitura, antes da leitura real (DOBBER *et al.*, 2006).

3.9. Temperatura de Superfície de Mar (TSM, ou *Sea Surface Temperature- SST*)

Os satélites de TSM cruzam os oceanos, com frequência, representando os dados de aquecimento pelo Sol, a passagem das estações, as mudanças nos fluxos de ressurgimento de massas d’água e misturas verticais, causados pelo cruzamento dos ventos sobre a superfície d’água. A superfície da água contém redemoinhos, marés e ressurgências de fluxos d’água. As mudanças de TSM mostram as mudanças nas advecções, dando assim a localização dos fenômenos oceanográficos (KUENZER e DECH, 2013).

A construção da TSM por meio dos satélites permite reconstruir de maneira rápida e nítida as massas d’água que convergem surgindo e apresentando os processos oceanográficos de interesse, revelando fenômenos que podem ser mensurados por meio de radiometria da TSM (KUENZER e DECH, 2013).

A *Met Office Hadley Centre Observations* (2014) possui um arquivo de dados históricos de TSM, *Hadley Centre SST (Sea Surface Temperature)* conjunto de dados (HadSST3), que tem início em 1850, que consiste em um campo global

mensal de TSM com grade de 5° por 5°. São dados não interpolados e não ajustados, adquiridos a partir da captura de dados de características temporais e espaciais e estimado as incertezas e as tendências.

Para obter valores de TSL é necessário que se faça uma calibração por meio de dados de temperaturas *in situ*, que podem ser observadas por meio de boias, boias a deriva ou com o uso de embarcação (KUENZER e DECH, 2013). Esta estimativa ainda possui o efeito da atmosfera que interfere nos dados de imagem de satélite. Havendo a interferência da atmosfera entre o satélite e a superfície da água, que são os efeitos da absorção do vapor de água e radiação na atmosfera (DEEPAK, 1980).

Conforme Kohtaro *et al.* (2007) a TSM é um dos mais importantes parâmetros oceanográficos de meteorologia marinha. A TSM é importante no condicionamento atmosférico e na modelagem atmosférica assim como a verificação de modelos, também é utilizado para relatos de correntes e correntes de retorno. O processo de TSM estima a piscoxidade (capacidade de pesca) e na aplicação na previsão do tempo.

A maior vantagem da aplicação da TSM é a ampla cobertura do espaço feito pelo sensor do satélite e na aquisição de dados em tempo real (KOHTARO *et al.*, 2007) .

De acordo com Souza (2005) a camada superficial dos oceanos é responsável pela transferência de calor do mar para a atmosfera, portanto a TSM é importante para os estudos climatológicos, tal como as anomalias das TSM que apresentam grande influência climatológica no planeta, acarretando reflexos diretos sobre a população humana.

Um exemplo de anomalias na TSM é o caso do fenômeno El Niño, em função do aquecimento das águas do Oceano Pacífico, ocorre um desequilíbrio no tempo que afeta o planeta de forma intensa, causando desequilíbrios na distribuição das chuvas e ocorrência de secas intensas (BERLATO e FONTANA, 2003).

3. 9. 1. Definição de TSM

A definição de TSM, de acordo com a GHRSSST-PP (*Group for High Resolution Sea Surface Temperature- Pilot Projec*): GODAE (*Global Ocean Data*

Assimilation Experiment) - Projeto Piloto de Temperatura de Superfície de Mar de Alta Resolução) (2014) é:

a) A interface SST (SSTint) é a película mais fina da superfície da água. Teoricamente é preciso na interface ar e mar. Isso representa hipoteticamente a temperatura da camada mais elevada da água do oceano e pode ser analisado como uma mistura de moléculas de água e ar. Este SSTint na prática não é utilizado, porque não se mede com o uso da tecnologia corrente. É importante notar que este SSTint interage com a atmosfera.

b) A superfície SST (SSTskin) é definida como a medida radiométrica da temperatura por um radiômetro infravermelho operando em comprimento espectral de banda de 10 a 12 micrômetros. Representa a temperatura atual da água que vai a uma profundidade muito pequena, aproximadamente 20 micrômetros. Esta definição é escolhida por consequência da maioria dos satélites de infravermelho e navios que mensuram a radiometria. A medida do SSTskin está sujeita a um potencial do ciclo diurno, incluindo os efeitos de refrigeração da camada de pele (especialmente na noite sob céu claro e em condição de baixa velocidade dos ventos) e com a camada morna no período do dia.

c) O SST sub-superficial (SSTsub-skin) representa a temperatura da base termal da camada superficial. A diferença entre SSTint e SSTsubskin é a relação do fluxo líquido por meio da camada termal de superfície. Para fins práticos, o SSTsubskin poderá ser a aproximação para a medida da temperatura de superfície por micro-ondas radiométricas operando na frequência de 6-11 GHz. Mas a relação não é direta, nem invariável para as mudanças das condições físicas ou para a geometria específica de medidas de micro-ondas. SSTsub-skin é a medida de temperatura da camada ~1mm de espessura da superfície oceânica.

e) SST profundidade ou SST (z) é a terminologia adotada pela GHRSSST-PP para a representação de medidas *in situ* da superfície do oceano, tipicamente reportado como SST ou “bulk” SST. Por exemplo, SST6m refere-se a um SST medido com a profundidade de 6 metros. Não se trata de uma afirmação clara e precisa da profundidade no qual o SST foi medido, e a circunstância envolvida na sua medida, tal que, a amostra carece destas informações para comparação e validação dos dados de satélites nas estimativas de SST.

Essa terminologia tem sido utilizada para estimular a informação da

profundidade acompanhado da temperatura. Todas as medidas de temperatura da água abaixo do SST_{subskin} são obtidas por vários sensores, tais como: 1) boias à deriva, havendo a anexação de uma única temperatura entre o sensor e a boia a deriva; 2) boias ancoradas, as vezes, incluem a profundidade da rede de termo transmissor, como a variação da profundidade a partir de poucos metros até mil metros; 3) utilização de dados obtidos com navios. Em todos estes casos há a utilização de dados para a construção de um modelo de temperatura de superfície. Para isso podem ser utilizados para a construção de um SST considerando mais de um modelo de entrada de dados de SST, podendo ser próximos ao SST sobre a camada oceânica de várias dezenas de metros.

f) SST base (SST fnd) é definida como sendo temperatura da coluna d'água livre da variabilidade de temperatura diurna, igual a SST _{subskin} ou ausência de qualquer influência diurna. Possui a mesma temperatura da SST _{subskin}, mas é resistente a oscilações de temperatura diurna por não estar exposta na atmosfera. É nomeado para indicar a base da temperatura no qual se origina o crescimento da temperatura diurna do desenvolvimento do termoclina¹

O SST fnd tem origem com a história dos “bulk” (balde: utilizado para pegar amostras de água em subsuperfície, com o objetivo de medir a temperatura do mar em profundidade) mede tipicamente a representação da mistura de temperatura das camadas.

Segundo Donlon (2003b) a maior precisão de definição “bulk” define a quantidade de temperatura e conseqüentemente melhor representação da mistura das camadas de temperatura. O SST_{fnd} produz um SST que é livre de qualquer variação diurna (aquecimento diurno ou esfriamento noturno), em geral, SST_{fnd} será similar para a noite sendo a profundidade de no mínimo 1 metro até 5 metros, mas poderá existir alguma diferença. A medida só poderá ser feita *in situ* para o SST fnd, não podendo ser medida por meio de micro-ondas ou infravermelho de satélite. Essa análise produz uma estimativa de SST fnd com medidas radiométricas ou SST_{skin} e SST_{subskin}, conforme a ghrsst-pp, Figura 7.

1

Termoclina- variação acentuada da temperatura em uma determinada profundidade do oceano (50-300 metros) (RÉ, 2000). e abaixo de 1000 metros não existe variação sazonal de temperatura, exceto em regiões polares (WEYKAMP, 2016).

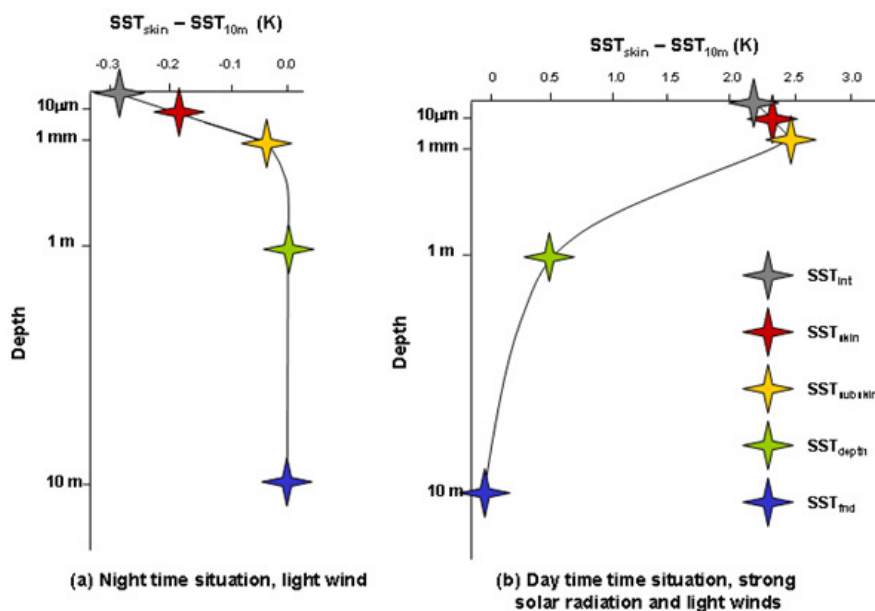


Figura 7- Esquema do diagrama de perfil de temperatura das camadas do oceano durante o dia com a presença do aquecimento solar.

Fonte: ghrsst-pp, 2014.

Conforme Kuenzer e Dech (2013) o insumo de TSM gerado a partir de sensoriamento remoto geralmente não é igual ao que é medido *in situ*. A emissão termal da superfície do mar em função da camada característica, varia o comprimento de onda (em função do complexo reflexivo, os índices de reflexão da água variam com o comprimento de onda). A espessura da película radiométrica tem profundidade de aproximadamente $10\ \mu m$ a $12\ \mu m$ de comprimento de onda. Assim a película radiométrica possui uma superfície termal.

O calor termal pode ser transportado por meio de difusão de calor pelas moléculas e não via movimentos turbulentos que afetam sua transferência de calor dentro da massa fluida. O fluxo de calor, normalmente, se dá a partir do oceano para a atmosfera. O gradiente de temperatura presente que chegou na película termal da água para transportar calor se dá via difusão molecular.

Este fluxo de calor termal, oceano-atmosfera, da película termal do oceano chega a cair $0,2\text{ K}$. A temperatura radiométrica da superfície do oceano difere de temperatura termodinâmica da água, porque abaixo da película da TSM possui uma camada mais profunda que refrigera a parte inferior da película de TSM (conforme anteriormente comentado, trata-se da SST_{skin}), e ainda a superfície do oceano

possui emissividade inferior a 1, porque a temperatura no interior da película radiométrica é na verdade diferente a partir da sub-película TSM (que é na verdade o refrigerador) (KUENZER e DECH, 2013).

A película inferior da TSM pode estar muito perto da TSM, sendo mensurado por boias a deriva (na profundidade de 20 cm) e boias ancoradas (com 1 metro de profundidade), ou mais como em convenções para observações formais de perfil (por volta de 5 m). Na parte inferior da película de TSM e TSM *in situ* é igual quando está próxima a superfície e sem estratificação termal, refletindo a mistura da superfície do corpo d água pela ação do vento. Embora a estratificação próxima da superfície muitas vezes seja pequena em comparação com as incertezas da TSM, mas isto às vezes é considerado TSM (KUENZER e DECH, 2013).

Durante o dia, o sol aquece a superfície da água de centímetros até metros de profundidade nos oceanos, pois a maior parte dos comprimentos de ondas da luz solar são absorvidos pela água do mar. Na ausência do vento há uma tendência de aquecimento da superfície da lâmina da água, isto é uma estratificação termal da água. Sobre uma condição de ventos calmos (velocidades menores do que 1 ou 2 m s⁻¹) pode haver um aquecimento inferior da película de TSM por 6 ou 7 K entre o nascer do sol até o entardecer. A ação do vento tende a ir contra a ação de estratificação pela mistura de calor da parte abaixo da película d água, tende a acabar com este sistema de estratificação. Com ventos acima de 6 m s⁻¹ ou mais, a amplitude máxima de estratificação no ciclo diurno na película inferior do TSM não é mais do que poucos décimos de Kelvin (KUENZER e DECH, 2013).

3.10. Temperatura de Superfície de Lago

3.10.1. Alterações antrópicas em ambientes lagunares.

A água é essencial para todas as formas de vida no planeta (SINGH e GUPTA, 2016) além de ser usada em diferentes formas de usos, tais como: alimentação, produção, consumo doméstico, geração de energia e recreação (CHAUDHARI *et al.*, 2016).

A temperatura da superfície da água é um parâmetro importante dos processos físicos do sistema aquático que apresenta a relação de fluxos de energia

por meio da interface água-atmosfera (LAMARO *et al.*, 2012), refere-se ao momento da troca de temperatura com a atmosfera (STANEV *et al.*, 2016). A maioria das modelagens avaliam a estimativa de evaporação, de modo implícito ou explícito, a suposição de transporte de calor e vapor de água de maneira similar por fluxo turbulento de ar sobre a água (DIAS e VISSOTTO, 2017).

A TSL (Temperatura de Superfície de Lago) é uma das variáveis mais importantes em estudos de entradas e saídas de energias de um lago (MOUKOMLA e BLANKEN, 2016), direcionando a estrutura e funcionamento do ecossistema (WOOLWAY *et al.*, 2016). Os lagos são considerados sentinelas das mudanças climáticas (TORBICK *et al.*, 2016), qualquer alteração na TSL acarretará desequilíbrio no ecossistema, pois as mudanças de temperatura afetam as taxas de reações físicas e químicas, modificando os processos metabólicos (WOOLWAY *et al.*, 2016; PAREETH *et al.*, 2016; WALVOORD e KURYLYK, 2016), afetando as comunidades fitoplanctônicas (MAGEE e WU, 2016). Com o aumento da temperatura das águas ocorrerá a diminuição do oxigênio que causa uma maior demanda fisiológica e estresse (DOGAN *et al.*, 2016), e quando concomitante com adição de nutrientes, o fósforo, ocorre o afloramento de algas, sendo significativo em períodos de verão (MAGEE *et al.*, 2016).

A variação da TSL e do epilânion consistem na chave crucial para respostas sobre a mistura e estratificação, nutrientes e dinâmica do oxigênio, bem como a expansão geográfica da biota aquática (PAREETH *et al.*, 2016). A estratificação determina o transporte de nutrientes e oxigênio entre o fundo e a superfície da água, e também determina o ambiente de luminosidade das células do fitoplâncton, que é arrastado pelas camadas (KIRILLIN e SHATWELL, 2016).

A modificação do microclima local poderá ser influenciada por um lago, por meio do aumento da umidade no ar, e também ameniza os picos de máximas temperaturas nas proximidades de suas margens. Por outro lado, poderá ser modificado por meio de ações antrópicas sobre o lago, através do aumento da carga de nutriente no lago, causando o aumento da temperatura tanto no inverno quanto no verão. Tendo como resultado uma estratificação termal, causando um aumento na temperatura em função da carga de nutrientes na superfície, que vai atuar como barreira das baixas temperaturas do lago (TAHOE Environment research center, 2016).

Lagos como o Guaíba, que são alimentados por rios (Plano da Bacia Hidrográfica do Lago Guaíba, 2017), possuem grande influência sobre o seu regime, influenciado diretamente na carga sedimentar, nível do lago e temperatura de suas águas. Dessa forma, a temperatura das águas de um rio direciona os ecossistemas, e comumente formas básicas de classificação (LETCHER *et al.*, 2016). A precisão da temperatura é muito importante para análises de impactos humanos e a aceleração das mudanças climáticas (LETCHER *et al.*, 2016). As atividades humanas influenciam na temperatura da água através do aumento da retirada de água, modificação do canal de drenagem, construções e operações em barragens, e, indiretamente por meio da alteração da cobertura do solo e alterações que afetam a temperatura do ar em ampla escala, via mudanças climáticas (LETCHER *et al.*, 2016).

3.10.2. Fatores naturais modificadores da TSL

Lagos possuem grande importância no ciclo global da água, porque influenciam na termodinâmica e nos padrões de circulação atmosféricos (GUO *et al.*, 2016). O monitoramento da distribuição da temperatura em um lago é fundamental para a compreensão do seu funcionamento (LAMARO *et al.*, 2012).

Os sistemas lagunares são importantes arquivos paleoclimáticos que preservam respostas hidrológicas do ecossistema em períodos críticos da história da Terra, tais como: perturbações no ciclo do carbono, ciclos glaciais e interglaciais, e também um arquivo natural de integração com os processos terrestres (IBARRA e CHAMBERLAIN, 2015). As mudanças de temperatura influenciam na carga de diatomáceas e também, apresentam respostas relativas ao nível de nutrientes do lago, e, indiretamente responde ao clima e mudanças na dinâmica térmicas do lago (TOLOTTI *et al.*, 2016).

As trocas de calor entre atmosfera e superfície da água ocorrem sobre uma fina camada, chamada de "camada de película de refrigeração" que emite a radiação infravermelha (MOUKOMLA e BLANKEN, 2016). A sua espessura indica a quantidade de água que interage diretamente com a atmosfera (WOOLWAY *et al.*, 2015).

Os lagos interiores possuem uma capacidade calorífica relativamente elevada, que reduz a variabilidade termal local, geralmente indicador de clima local e de mudanças climáticas (TORBICK *et al.*, 2016). Dessa forma, a TSL é altamente concomitante com a variação meteorológica e climática, e, em alguns casos amenizador ou modificador de clima local (LAYDEN *et al.*, 2016).

Para a Environmental Protection Agency (EPA, 2016) o nível e a temperatura da águas são dois indicadores inter-relacionados importantes do tempo e do clima. O nível do lago é influenciado por vários fatores, sendo mais diretamente pela temperatura do ar, incluindo precipitação, escoamento de neve, secas, taxas de evaporação e retirada de água por múltiplos usos, (EPA, 2016).

Os movimentos atmosféricos influenciam na variação da TSL, sendo que a velocidade do vento desempenha um papel mais dominante na temperatura da água do que o aumento da temperatura do ar, mostrando que a temperatura do ar não é a única variável definidora da TSL (MAGEE e WU, 2016). De fato, há outros fatores a serem considerados, como a radiação solar, a cobertura de nuvens, a direção do vento, a claridade da coluna de água, a batimetria (MOUKOMLA e BLANKEN, 2016), o tamanho do lago, a origem do fornecimento de água (SONG *et al.*, 2016), a entrada de fluxo de água de rios e vertentes (BUCCOLA e STONEWALL, 2016), a precipitação e a evaporação (International Joint Commission, 2015; EPA, 2016). Mas também apresenta resposta relacionadas com a sua posição geográfica, como: radiação solar, latitude e morfologia do lago (PAREETH *et al.*, 2016). A geometria de um lago também condiciona forte relação na indicação, se um determinado lago será permanentemente estratificado ou não durante o verão, podendo apresentar, em função da geometria, grande diferença entre o regime de temperatura e sedimento (FANG e STEFAN, 1998).

No mundo há uma heterogeneidade de lagos com TSL de perfeita interação entre clima e geomorfologia (O'REILLY *et al.*, 2015; SONG *et al.*, 2016). De fato é impossível fazer afirmações simples sobre essa interação, não se pode assumir de forma individual que a temperatura do ar é o único fator direcionador da TSL, ou que todos os lagos de uma região tem aquecimento de forma semelhante (O'REILLY *et al.*, 2015). Para a predição de resposta é necessário conhecer o ecossistema do lago, a atuação das mudanças climáticas sobre ele e compreensão dos fatores naturais e suas interações(O'REILLY *et al.*, 2015).

Esses fatores modificadores da TSL são fortemente alterados em períodos de anormalidades climáticas, no caso o El Niño-Oscilação Sul (ENOS) (MASON *et al.*, 2016).

3.10.3. Interferências das anomalias climáticas nas temperaturas e regimes pluviométricos.

O El Niño - ENOS (El Niño-Oscilação Sul) é um dos fenômenos mais importantes do sistema climático da Terra. Ele é descrito por meio da variação da temperatura no Oceano Pacífico tropical de ano a ano, essas variações modificam os padrões do clima nos trópicos, e causando impactos nos padrões climáticos globais (HIRONS e KLINGAMAN, 2016)

Os eventos de ENOS não se repetem igualmente, podendo ser mais ou menos intensos, pois as modificações climáticas vão depender da intensidade dos eventos e de outras configurações atmosféricas que influem sobre os sistemas meteorológicos que definem as condições de tempo localmente (CUNHA *et al.*, 2016). Dessa forma, o estudo de séries temporais curtas de precipitações pode dificultar a visualização do evento em longa escala (a relação fenômeno-precipitação), pois o IOS (Índice de Oscilação Sul) é uma classificação generalizada de diferença de pressão entre Pacífico Central e Pacífico Oeste, podendo não ser aplicada em algumas regiões (BILMAYER *et al.*, 2016).

Quanto ao Rio Grande do Sul, que possui uma dinâmica climática complexa com participação de sistemas atmosféricos de origem polar e tropical (IENSSE e WOLLMANN, 2016), em situações de La Niña há uma redução da dinâmica das correntes perturbadas e conseqüente aquecimento da atmosfera, causando, por vezes, formação de tornados; já em situação de El Niño observa-se um aumento da pluviosidade causada pela perturbação da circulação atmosférica padrão (IENSSE e WOLLMANN, 2016), e conseqüentemente aumentando a vazão dos rios (LIZARDO *et al.*, 2015) e do índice de nebulosidade diurna (SOUZA, 2016).

Sendo mais específico em relação ao local da área de estudo, o Lago Guaíba, na metade sul do Estado, em anos de La Niña o índice de nebulosidade diurna é menor quando comparado com anos neutros (SOUZA, 2016).

Quanto as precipitações e o IOS, de acordo com Fernandes *et al.* (2016), as

correlações entre as precipitações de primavera no Rio Grande dos Sul e o IOS são predominantemente negativas; e, significativa com as precipitações no bimestre de outubro a novembro; já no bimestre de novembro a dezembro obteve-se correlações significativas somente na Região Central e Oeste do Estado; e de forma oposta, nos bimestre de dezembro-janeiro e janeiro-fevereiro não há correlações significativas.

Hoppe *et al.* (2016) complementam afirmando que os períodos de precipitação na Região Central do Estado do Rio Grande do Sul, em períodos neutro sem a influência de El Niño e La Niña, as chuvas são mais intensas em períodos de inverno e primavera, que correspondem a 31% e 29% do total das chuvas durante o ano consecutivamente; já durante o verão (22%) e o outono (18%) as chuvas são menos intensas

3.10.4. Sensoriamento remoto termal utilizado em pesquisas referentes a interação entre atmosfera e TSL/TSM.

Parâmetros como evaporação da água, combinados com: temperatura, orvalho, umidade e precipitações ajudam a definir e caracterizar períodos de secas (MENON e BHAVANA, 2016), assim como outros fenômenos. Dessa forma, o Sensoriamento Remoto vem de encontro respostas e previsão de mudanças de meteorológicas e climáticas.

O ciclo diurno força a superfície da água via radiação solar e presença de ventos (NEHORAI, 2010) para análises da interação ar e superfície da água, o Sensor MODIS apresenta-se como técnica muito eficiente, como por exemplo: os dados MODIS fornecem dados reais de temperatura, produto da interação entre ar e água (GRIM e KNIEVEL, 2013). Para Granger e Hedstrom (2011) evaporação dos corpos de água é um importante componente do ciclo hidrológico nas bacias hidrográficas

Ainda em relação aos produtos MODIS, Kheyrollah *et al.* (2014) utilizaram produtos dos satélites Along-Track Scanning Radiometer (AATSR) e MODIS para a extração de dados de temperatura de superfície do lago, que foram usados em modelagem tridimensional numérica de previsão de tempo, e comentam que o sensor MODIS facilitou o estudo em função da ampla resolução temporal.

A acuracidade dos produtos MODIS tem aumentado, alcançando boa

consistência espaço temporal, isso faz com que muitos cientistas apliquem esse produto em suas pesquisas (GRIM e KNIEVEL, 2013). Quanto ao uso em modelos de previsões meteorológicas, vem aumentando e melhorando os resultados da previsão do tempo e de análises climáticas (GRIM e KNIEVEL, 2013; ZOLFAGHARI *et al.*, 2016)

Há uma série de outros sensores utilizados na extração de dados metodológicos condizentes com respostas a objetivos de pesquisas sobre estudos hídricos. Como por exemplo Xing *et al.* (2016) utilizaram dados de imagens termais Landsat para identificar vertedouros de água doce do fundo marítimo, que são fluxos de águas ascendentes que possuem temperatura inferior, o objetivo central era de identificar áreas de menor índice de salinidade

Já Allen (2012) utilizou imagens em infravermelho termal do *Advanced Spaceborne Thermal Emission Radiometer* (ASTER) para identificar a mistura de água doce e água do mar. Buscou detectar e medir a temperatura da superfície da água e a variabilidade espacial das inundações das ondas do mar em lagoa costeira onde foi possível diferenciar a entrada, fluxos e refluxos das marés.

De outra forma, Sharma e Ali (2014) em estudo sobre a formação e previsão de ciclones, mostram que a TSM (Temperatura de Superfície do Mar) é o único parâmetro utilizado nos modelos numéricos, mas os ciclones interagem com outras camadas oceânicas, que não unicamente a temperatura de superfície. Mais tarde, Ali *et al.* (2015) com o uso de dados da OHC (ocean heat content), com objetivo de mostrar que os dados de temperatura média do oceano são mais correlacionadas do que a TSM na previsão do tempo na Índia durante as chuvas de monção de verão.

3.10.5. Utilização de Imagens de Termais no desenvolvimento da TSM e da TSL

Em pesquisa relativa a temperatura de superfície nos Grandes Lagos, Irbe *et al.* (1982) afirmam que a avaliação e o monitoramento requerem processos de acurácia e preferencialmente regulação sinóptica escalar de dados de temperatura de massas de água, tanto em escala grande quanto escala pequena. A quantidade de dados de campo, o espaçamento e a precisão deverão estar em acordo com a equidade da escala.

Em trabalho realizado no semiárido Gloaguen *et al.* (2013) acrescentam que em eventos como direção dos ventos e pressão, que formam seiches e ondas, alteram a temperatura e a composição da água, modificando e influenciando na profundidade do corpo d'água.

Em trabalho realizado em 47 lagos europeus Gianpaolo *et al.* (2010), por meio de predição de modelagem numérica, buscam estabelecer uma previsão de temperaturas de superfície. Para tanto, levam em consideração a variabilidade diurna e sazonal ao longo de uma escala de tempo, incluindo variáveis como: profundidade (como base do modelado), o sensoriamento remoto e a temperatura de superfície do lago. Trabalhando com dois layers, água gelada\ modelado numérico do lago; a profundidade simulada com o ciclo anual de TSL abre possibilidades climatológicas.

Para Gianpaolo *et al.* (2010) a evolução da temperatura é uma mistura de condições em lagos, preliminarmente direcionado para fluxos de taxas de calor momentâneo. A acurácia dos parâmetros está relacionada aos efeitos na temperatura e na sua dinâmica, com a capacidade de mistura e refrigeração, isso tudo relacionado com a profundidade do lago.

Há milhares de lagos na superfície da Terra, é muito difícil estabelecer um modelo global de cobertura, não é fácil converter para campos de batimetria, não há um modelo global ligado a batimetria e a temperatura.

Para o Lago Guaíba, um modelo deve ser apoiado em seu próprio modelo ambiental e suas relações com a tecnologia de detecção radiométrica. O certo que não deve se basear em modelos numéricos de lagos e lagoas europeias e americanas, pois há uma grande diferença ambiental, cada local possui suas peculiaridades e relações ambientais com o clima e a batimetria, entre outros.

O trabalho realizado por Hosoda *et al.* (2007) é um exemplo de trabalho bem-sucedido em relação a disponibilidade de dados. Trabalhando com estimativas de TSM e utilizando o sensor MODIS, a bordo do Satélite Terra e Aqua, foram observados pequenos distúrbios na porção ocidental do Pacífico Norte. Quanto aos dados *in situ*, foram acessados em uma janela de pouca diferença de tempo em relação a passagem do satélite, descartando os valores das boias inferiores a três dias.

Os satélites que obtêm a TSM por meio do uso de coeficientes derivados por

regressão com dados de temperatura de boias a deriva (temperaturas adquiridas a uma determinada profundidade), nesta transformação há uma remoção de temperaturas da imagem, significa que há a existência de uma diferença no conjunto de dados com a profundidade da camada superficial da água (camada detectada por satélites a SSTskin, definida pela GHRSSST-PP, 2014). Isso desconsidera a variação de temperatura da película de superfície, existindo diferença de temperatura na profundidade, o que apresenta um erro de estimativas de previsão em satélites de TSM. O que tem sido feito nos satélites de TSM é uma média entre temperatura da película de superfície com a temperatura da película de subsuperfície sendo uma sincronização de temperaturas, (KUENZER e DECH, 2013).

Segundo Kuenzer e Dech (2013) o foco da discussão sobre as diferenças de TSM está associado a profundidade. Horizontalmente a TSM também é importante, pois os dados de TSM *in situ* são pontos no espaço sendo que o satélite estima a TSM sobre uma área 1 - 30 Km. Este dado pontual transferido para um valor de pixel que varia de um satélite para outro.

O sensoriamento remoto termal também é utilizado para entender a dinâmica da temperatura da correnteza de rios, assim como calibrar e validar os modelos de temperatura da água, mapear variações de habitat físico e monitoramento da qualidade da água (FAUX *et al.*, 2001).

As imagens de sensoriamento remoto termal, sem correção radiométrica, podem ser utilizadas para avaliar padrões espaciais, e apresentam uma série de vantagens na avaliação da temperatura da água, tais como: cobertura regional, monitoramento sistemático e com baixo custo, além de dados em múltiplas escalas (HANDCOCK *et al.*, 2012). Consiste em uma alternativa para coletar e validar dados de TSM registrado ao longo da correnteza de um rio, e, além disso, os instrumentos utilizados para validar os dados de Sensoriamento Remoto Termal são fáceis de implantar e validar com dados de campo (HANDCOCK *et al.*, 2012).

O processamento de dados em imagens termais em aplicações nas quais a temperatura relativa é suficiente, imagens sem correção radiométrica podem ser usadas para avaliar os padrões espaciais relativo dentro da imagem. A validação não é necessária para aplicações que precisam de temperaturas relativas (HANDCOCK *et al.*, 2012).

Ainda em relação as vantagens dos usos e aplicações do Sensoriamento

Remoto Termal, Handcock *et al.* (2012) comentam que esses permitem medições repetitivas, extensas e sistemáticas, com várias possibilidades de utilizações, tais como: A) possibilidade de quantificar os padrões espaciais da temperatura da água em córregos, rios e planícies de inundação em escalas que variam de menos de 1 m a mais de 100 km; B) pode visualizar toda a paisagem térmica do rio, não apenas pontos de localização; C) consiste em dados de toda a planície de inundação que pode ser usada em modelos de calibração de dados de temperatura do rio; D) os dados de Sensoriamento Remoto Termal e infravermelho próximo (avaliados) podem ser usados tanto na superfície da água como em áreas ribeirinhas adjacentes; E) quando utilizando aviões, com câmeras termais, nos permite medir imagens com pixels menores, que são adequados para verificar fluxos em áreas mais estreitas de rios, e voos repetidos podem ser utilizados para avaliar a degradação ambiental (FAUX *et al.*, 2001; HANDCOCK *et al.*, 2012).

As temperaturas da superfície da água podem ser amostradas em imagens de infravermelho termal, com a obtenção de perfis longitudinais, que são formas simples de construção e muito relevante para exibir informações das temperaturas dos fluxos em longas distâncias, é uma abordagem para avaliar e monitorar a variabilidade térmica espacial, verificando os fatores que contribuem para as tais respostas térmicas (FAUX *et al.*, 2001).

3.10. 5. 1. Desenvolvimento da TSL

Primeiramente, é extraída a média dos valores dos pixels na banda termal em uma janela 3 x 3 da banda 10-11 μ m (T sat) para cada ponto de amostra, centrado nas coordenadas do ponto de coleta das amostras. Conforme metodologia proposta por Araujo e Lorenzetti (1998), são feitas regressões lineares simples e calculados os coeficientes para um conjunto de pares ordenados (T sat, T pto coleta), obtendo a eq. (21):

$$T_{\text{pto coleta}} = a \cdot T_{\text{sat}} + b \quad (21)$$

$$\text{Ajuste linear } F(x) = ax + b$$

Em que: a e b são coeficientes obtidos na regressão.

As equações de regressão obtidas são aplicadas nos valores de T sat, gerando novos valores de temperatura corrigidos. Os erros médios quadráticos são novamente calculados para novos valores corrigidos. Neste processo busca-se eliminar os desvios da diferença entre (T sat, T pto coleta).

No caso duas bandas termiais, utiliza-se a metodologia proposta por McClain e Barbieri (1983), em uma janela de 3 x 3 pixels, centrado nas coordenadas das amostras *in situ*, extraíndo o valor médio dos 9 pixels. Esta operação será feita para a banda 10 a 11µm e para a imagem obtida da subtração (10-11µm - 11 a 12 µm). Estes valores serão aplicados na regressão linear múltipla em conjunto com as amostras de temperatura que serão obtidas, buscar-se-á estabelecer a TSL, conforme a eq. (22):

$$TSL = \alpha 1 * b1 + \alpha 2 * (b1 - b2) + \text{Intersecção} \quad (22)$$

Em que: TSL é a Temperatura de Superfície de Lago; $\alpha 1$ e $\alpha 2$ são coeficientes de estimativas; $b1 - b2$ é a diferença entre as bandas termiais (banda 1 e banda 2); Intersecção é a intersecção da reta.

Neste algoritmo é obtida a temperatura de brilho das bandas 10-11µm - 11 a 12 µm, para transformar a temperatura de brilho das imagens em temperatura de superfície de lago. Dependendo do sensor, poderá ser levado em consideração o ângulo do sensor (θ).

A metodologia de McClain e Barbieri (1983) utiliza imagens do canal termal do sensor AVHRR (*Advanced Very High Resolution Radiometer*) para extrair a temperatura da atmosfera, a partir da transmitância da banda T5 (11,5-12,5 µm), mais sensível as perturbações da atmosfera, menos a transmitância da banda T4 (10,5-11,5 µm), que representa a temperatura de superfície (MASSOM, 1991). Essa técnica corrige a atenuação atmosférica da banda T4.

Conforme a *Yale Guide to Landsat 8 Image Processing* (2014), a diferença entre a banda 10 e a banda 11, evidencia a absorção atmosférica ou a emissão na radiação do infravermelho termal. Na janela atmosférica do infravermelho termal, observa-se uma influência da absorção e da emissão do CO₂. A banda 11 sofre mais com a influência do CO₂ (15 µm). Mais eficaz na detecção de temperaturas de gases atmosféricos, porém sofre mais a influência atmosférica do que a banda 10.

CAPÍTULO 4

4. METODOLOGIA

Assim, este trabalho está dividido metodologicamente em 3 etapas, conforme a figura 8, em:

a) utilizar imagens de TSM (Temperatura de Superfície da Mar) do Sensor MODIS (*Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer*) para analisar o relacionamento entre TSL (Temperatura de Superfície de Lago) do Guaíba com a variação da TSM do Oceano Pacífico durante os períodos de La Niña, El Niño e normalidade climatológica;

b) traçar perfis sobre imagens de TOA (Temperatura de Topo de Atmosfera) dos satélites Landsat 5 e 8, que são imagens não calibradas com dados *in situ*, para verificar o relação entre o comportamento dos perfis de TOA durante períodos de La Niña, El Niño e normalidade climatológica, buscando bases climatológicas e meteorológicas no Boletim Climatológico do Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (CPTEC-INPE), e do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET);

c) construir as TSL a partir de regressões lineares simples com dados do DMAE, e cruzar as TSL com dados de nível das réguas fluviométricas da Agência Nacional das Águas (ANA) do Guaíba e dados meteorológicos do INMET, para entender o comportamento espacial do termal das águas do Guaíba.

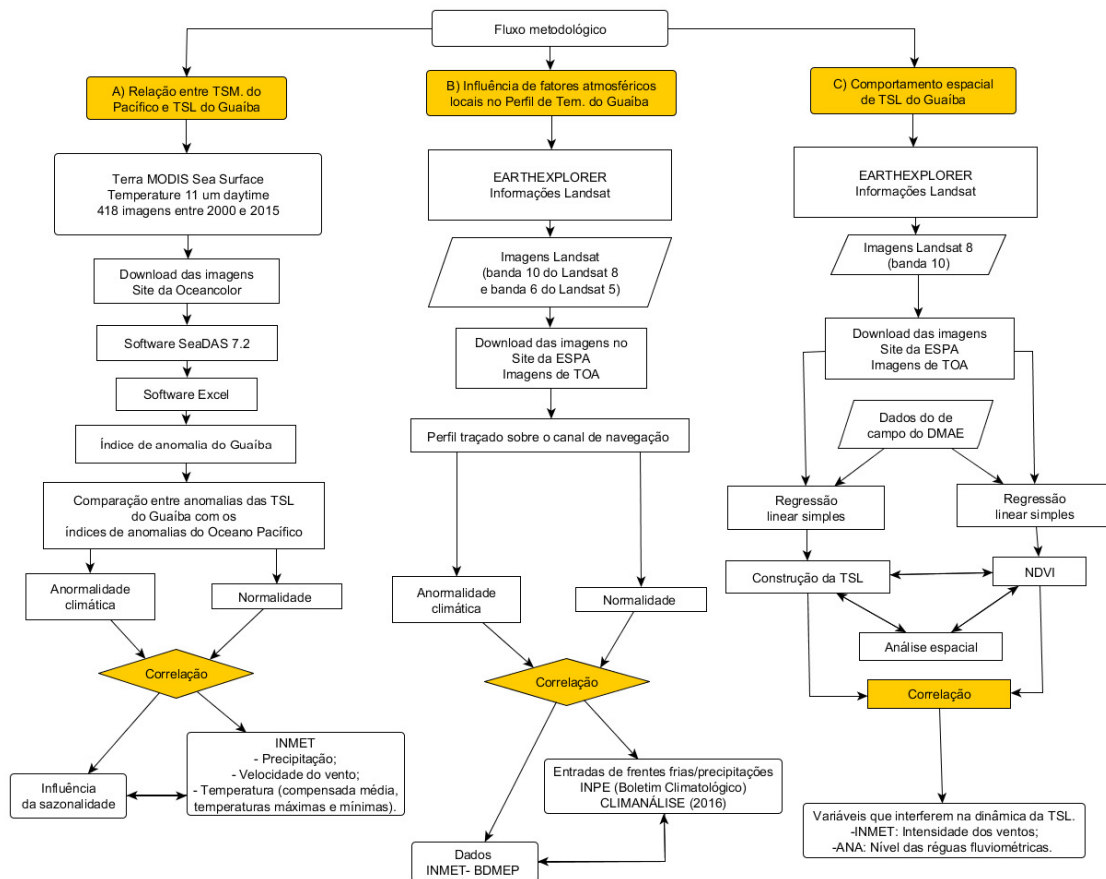


Figura 8- Fluxograma metodológico

4.1. TSL em períodos de La Niña, El Niño e normalidade climatológica

Para analisar o relacionamento entre TSL (Temperatura de Superfície de Lago) do Guaíba, obtida por meio de imagens do endereço eletrônico (URL) da Oceancolor (2015), com a variação da TSM do Oceano Pacífico durante os períodos de La Niña, El Niño e normalidade climatológica, tomou-se como referência algumas bases metodológicas na CPC/NOAA (2016) para analisar o método mais adequado para o presente trabalho.

Com base no CPC/NOAA (2016), o que caracteriza o fenômeno El Niño é o aquecimento das águas do Oceano Pacífico (na localização: 5°N-5°S, 120°E-170°W) por um período acima de 3 meses com índices de Oscilação Oceânica do El Niño acima de + 0,5°C. O resfriamento de -0,5°C neste local por este período consistem

em fenômeno da La Niña. Valores inferiores a +/- 0,5°C são considerados períodos de neutralidade climática. Estes dados foram coletados na página da NOAA (2016).

Os materiais utilizados foram obtidos a partir do *download* das imagens do Satélite Terra - Sensor MODIS, a partir do endereço eletrônico (URL) da Oceancolor (2015). Essas imagens são o produto da média de 8 dias da temperatura de superfície do mar, com resolução de 1 Km reamostrada para 4 Km, arquivos de nível 3, (Terra MODIS *Sea Surface Temperature 11 μm*), (*Ocean Data Processing System*, 2015). O arquivo tem extensão “.nc” (formato padrão para dados de rede, representa um padrão de dados orientados a matriz (SEIDENGLANZ, 2012), em dados *binned* - linhas coletadas em conjunto no registro de leitura, antes da leitura real (DOBBER *et al.*, 2006).

As imagens foram descompactadas, reprojetaadas para WGS 84 LL e recortadas com o uso do software SeaDAS 7.2, e, logo após, extraídas as médias dos pixels de TSL. Posteriormente, no Software Excel, foram calculadas as médias trimestrais, para os dados tabelados (de 2000 a 2015), para fins de comparação com o quadro das anomalias climáticas do Oceano Pacífico, conforme a metodologia do CPC/NOAA (2016).

Para um total de 418 imagens entre 2000 e 2015, calculou-se o índice de anomalia de temperatura do Guaíba com base na metodologia da CPC/NOAA (2016), conforme a Eq. (23):

$$I = M - N \quad (23)$$

Em que: I é o índice de anomalia; M é a média anual agrupadas de 3 em 3 meses; N é a Normal Climatológica do Guaíba (média geral dos respectivos 3 meses entre 2000 e 2015). As variações superiores +0,5°C ou inferiores -0,5°C em relação a referida Normal Climatológica do Guaíba (N), foram considerados períodos de anormalidade de TSL do Guaíba. De acordo com a World Meteorological Organization (2011) é necessário um períodos de referência de 30 anos de dados para se obter a normal climatológica, porém, aqui se utilizou um período de 15 anos para o Guaíba.

Inicialmente foi feita uma comparação entre os dados dos índices de anomalias das TSL do Guaíba com os índices de anomalias do Oceano Pacífico.

Depois separou-se as TSL do Guaíba por períodos (La Niña, El Niño e normalidade climatológica), tendo como base o dados da NOAA (2016).

Foi estabelecida a correlação entre a TSL do Guaíba, em períodos de normalidade e anormalidade climática, com os dados do INMET (Instituto Nacional de Meteorologia). Dados meteorológicos de precipitação, velocidade do vento, temperatura compensada média, temperaturas máximas e mínimas da estação de Porto Alegre- RS (OMM: 83967- localizada nas coordenadas: O 51° 9' 36" e S 30° 3' 0") e da Estação de Santa Maria -RS (OMM: 83936- coordenadas: O 53° 42' 0" e S 29° 42' 0") apenas dados de precipitação.

Conforme o INMET (2016) a temperatura média compensada é calculada com base em coletas realizadas nos horários 12 UTC (Tempo Universal Coordenado) e 24 UTC, conforme a Eq. 24.

$$T = \frac{T_{\text{máx},k,i,j} + T_{\text{min},k,i,j} + T_{12,k,i,j} + 2T_{24,k,i,j}}{5} \quad (24)$$

Em que: T máx, k, i, j - consistem no número de observações de temperaturas máximas; T min, k, i, j - consistem no número de observações de temperaturas mínimas; T (12, k, i, j e 24, k, i, j) são leituras feitas em termômetros de máximas e mínimas realizadas nos horários 12 e 24 UTC.

Foi verificada a influência da sazonalidade em períodos de anormalidade climática em que foram separados os dados de períodos de anormalidade climática de acordo com a sazonalidade.

4.2. Perfis sobre imagens de TOA

Para analisar os padrões e anomalias nas temperaturas do Guaíba com base em imagens termais dos satélites Landsat, inicialmente traçou-se um perfil definido de Norte ("N" coordenadas Lat. Long. 51°14'22,923"W 30°1'36,76"S), a Sul ("S" coordenadas Lat. Long. 51°3'38,198"W 30°24'14,619"S) do Guaíba. Esse traçado feito sobre o canal de navegação, que permite verificar as tendências de aumento ou queda das temperaturas ao longo do percurso da água. Posteriormente relacionam-se essas tendências com dados meteorológicos do INMET.

Os dados do comportamento das tendências de temperaturas do Guaíba foram relacionados com períodos de normalidade/ anormalidade climática (El Niño e La Niña: dados de temperatura do Oceano Pacífico no Equador da NOAA (*National Oceanic and Atmospheric Administration*)- *National Weather Service- Climate Prediction Center*).

Uma análise prévia sobre a base de dados do Departamento Municipal de Água e Esgoto (DMAE) mostrou não ser possível trabalhar com dados de TSL do Guaíba, tendo em vista o espaçamento temporal da coleta, tornando incompatível a passagem do satélite Landsat com os valores de temperatura da água *in situ*. Desse modo, optou-se por trabalhar com dados de TOA (Temperatura do Topo de Atmosfera), dos Satélites Landsat 5 e Landsat 8, a partir das suas bandas termais (banda 10 do Landsat 8 e banda 6 do Landsat 5).

A banda 6, do termal do Landsat 5, possui uma resolução espacial de 120 metros e radiométrica de 10,4 μm a 12,50 μm . Já o Landsat 8, banda termal 10, possui uma resolução espacial de 100 metros e radiométrica de 10,60 μm a 11,19 μm (USGS, 2016). São bandas termais semelhantes, ambas podem responder de modo significativo, a relação e o comportamento das temperaturas de um lago, são imagens não calibrados com dados *in situ*, porém, não representam a temperatura real da superfície, mas são representante da variabilidade de temperatura.

As imagens foram coletadas no endereço eletrônico (URL) da EARTHEXPLORER (2016), sem coberturas de nuvens, a partir do *download* no endereço eletrônico (URL) da ESPA (2016), obtidas em extensão ".geotiff", já processadas e transformadas em valores de TOA (em °C). Em função da cobertura de nuvens, os meses de maio e agosto, foram descartados.

Após a aquisição das imagens, traçou-se um perfil sobre as cartas batimétricas da Marinha Brasileira, com comprimento de 54,48783 Km, cortando o Lago Guaíba de norte a sul nas áreas mais profundas do canal de navegação. A partir do software ENVI 4.8 extraiu-se os valores de TOA dos pixels ao longo do perfil (Norte-Sul) sobre as imagens, e gerados gráficos de tendência de TOA do Guaíba. Nos perfis das bandas 6 do Landsat 5 elaborou-se médias móveis com períodos nos valores de 20 para suavizar os picos dos valores dos pixels.

Os gráficos apresentam perfis com tendência de redução, elevação ou manutenção das temperaturas ao longo do canal de navegação, dessa forma

dividiu-se em dois grupos: a) os perfis normais com tendência a perda de temperatura ao longo do canal de navegação, e, b) e os que apresentam ganhos de temperaturas do alto Guaíba até o baixo Guaíba, ou, uma tendência a manutenção das temperaturas ao longo do perfil, não apresentando reduções inferiores a $-0,5^{\circ}\text{C}$ do alto Guaíba até o baixo Guaíba, no total são sete, sendo eles: 21 de janeiro de 2014, 02 de janeiro 2007, 03 fevereiro de 2007, 03 abril de 2008, 20 outubro 2014, 12 novembro 2005 e 30 novembro 2006.

Ambos os satélites, landsat 8 e Landsat 5, cobrem o local da pesquisa entre 13:00 a 13:20 Greenwich Meridian Time (GMT) (USGS, 2016), fato esse levado em consideração para a aquisição de dados no endereço eletrônico (URL) do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET)- BDMEP - Banco de Dados Meteorológicos, acessados na página do INMET (2014).

A estação do INMET está localizada em Porto Alegre (OMM: 83967- nas coordenadas: O $51^{\circ} 9' 36''$ e S $30^{\circ} 3' 0''$), com altitude de 46,97 metros. Nessa foram coletadas os seguintes dados meteorológicos: temperatura bulbo seco, temperatura bulbo úmido, umidade relativa, pressão atmosférica na estação, direção do vento, velocidade vento e nebulosidade. As médias dos dados meteorológicos foram extraídos nos horários UTC (Coordenada de Tempo Universal) das 18:00 horas do dia anterior à imagem, e com os horários das 00:00 e 12:00 do dia de aquisição da imagem, conforme a eq. (25), a seguir, as médias foram feitas para cada data onde se teve imagem limpa de cobertura de nuvens. Essas médias foram correlacionadas (eq. 27) com a média de 1588 valores de pixels de TOA das imagens Landsat 5 e 8 (eq. 26).

$$X = \frac{18:00+00:00+12:00}{3} \quad (25)$$

$$Y = \frac{\text{TOA}}{1588} \quad (26)$$

$$\text{Correlação} = \frac{\sum_{i=1}^n (x_i - x)(y_i - y)}{\sqrt{[\sum_{i=1}^n (x_i - x)^2][\sum_{i=1}^n (y_i - y)^2]}} \quad (27)$$

Em que: x correspondem aos dados meteorológicos do INMET nos horários

UTC; y são as médias da TOA.

Posteriormente verificou-se a diferença entre a temperatura do ar bulbo seco/úmido (média utilizando os 3 horários) e a TOA da água (média dos pixels ao longo do perfil) das imagens, e gerada a correlação destes com a média dos valores de TOA (água) dos perfis. Esta análise permite verificar se há relação entre a diferença de temperatura entre o ar e a água durante um longo tempo de influência do ar sobre a água.

Como de fato, o ar age momentaneamente, causando uma brusca mudança na temperatura da água, para verificar o grau influência dessa massa de ar na área de estudo, utilizou-se a temperatura do ar bulbo seco/úmido nas 12:00 horas por ser o horário mais próximo da passagem do satélite subtraído da TOA da água (média dos pixels ao longo do perfil) das imagens, que, novamente foram correlacionado com dados de média dos perfis de TOA da água. Dessa forma poderá haver uma influência de fluxos de ressurgimentos de massas de água do fundo com temperatura diferente da superfície, contrastando com a influência da temperatura do ar sobre a superfície da água.

Além do dados do INMET utilizou-se os dados históricos do CPTEC- INPE (Boletim Climatológico) disponível em CLIMANÁLISE (2016). Foi feita uma análise indutiva e integrada dos dados meteorológicos locais (dados do INMET- Porto Alegre) com relação a dados de escalas menores (CPTEC-INPE: Boletim Climatológico- América do Sul).

4.3. Comportamento espacial do termal das águas do Guaíba

Os parâmetros limnológicos, principalmente de salinidade e atmosfera, são diferentes de parâmetros utilizados nas metodologias de TSM. As feições de atmosfera e de temperatura da água de um lago estão altamente vinculadas a fatores territoriais como a entrada d'água, a direção e a temperatura dos ventos, assim como umidade do ar.

Ainda assim, com carência de dados *in situ*, a calibração de imagens de

TSM para o ambiente do Guaíba foi elaborado com base em Kohtaro *et al.* (2007), apesar de ambientes oceânicos possuírem uma dinâmica totalmente diferente.

Para atender os objetivos propostos na Tese, inicialmente deve-se considerar algumas questões importantes. O Guaíba consiste em uma área de complexa dinâmica de circulação da d'água, lógico, não pode ser comparada à dinâmica e à escala de estudo do oceano. O lago possui suas particularidades que deve ser tratadas e analisadas de maneira criteriosa.

Foram obtidas informações das imagens Landsat 8 no endereço eletrônico (URL) da EARTHExplorer (2016) nas seguintes datas: 18/11/2013, 04/12/2013 e 21/01/2014. Também foram obtidos junto à base de dados do Departamento Municipal de Águas e Esgotos (DMAE), da Prefeitura Municipal de Porto Alegre - RS, dados de qualidade de água, que foram coletados a cerca de 1 metro de profundidade com termômetro de álcool durante o período do dia (DMAE, 2012), concomitantes as passagens do satélite.

As informações das imagens foram coletadas no endereço eletrônico (URL) da EARTHExplorer (2016) em formato ".txt", e a partir do download no endereço eletrônico (URL) da ESPA (2016), obtidas em extensão ".geotiff", já processadas e transformadas em valores de TOA (em °C)

As imagens foram corrigidas com dados de campo, obtidos junto a base de dados do DMAE (conforme a figura 9). Utilizou-se uma janela temporal de 3 dias antes e 3 dias depois das cenas Landsat 8, os dados foram implementando em tempo real para assimilação e previsão numérica de tempo (OESCH *et al.*, 2005)

As equações de regressão obtidas foram aplicadas nos valores de T sat, gerando novos valores de temperatura corrigidos. Os erros médios quadráticos foram novamente calculados para novos valores corrigidos. Neste processo buscou-se eliminar os desvios da diferença entre (T sat, T pto coleta). O último ajuste, imagem banda 10 ajustada com banda 10 não ajustada, a imagem corrigida obteve um $R^2 = 1$ (ARAUJO e LORENZZETTI, 1998).

As variáveis que interferem na dinâmica da TSL, foram analisadas por meio dos seguintes dados: (a) direção e intensidade dos ventos, com base na Estação 83967 - Porto Alegre, localizada nas coordenadas O 51° 9' 36" e N 30° 3' 0", a 46,97 metros de altitude, dados que foram obtidos no endereço eletrônico (URL) do INMET (2014); e também, (b) na série histórica de nível da água, com base na régua Cristal,

em Porto Alegre, dados obtidos no endereço eletrônico (URL) da ANA (2016).

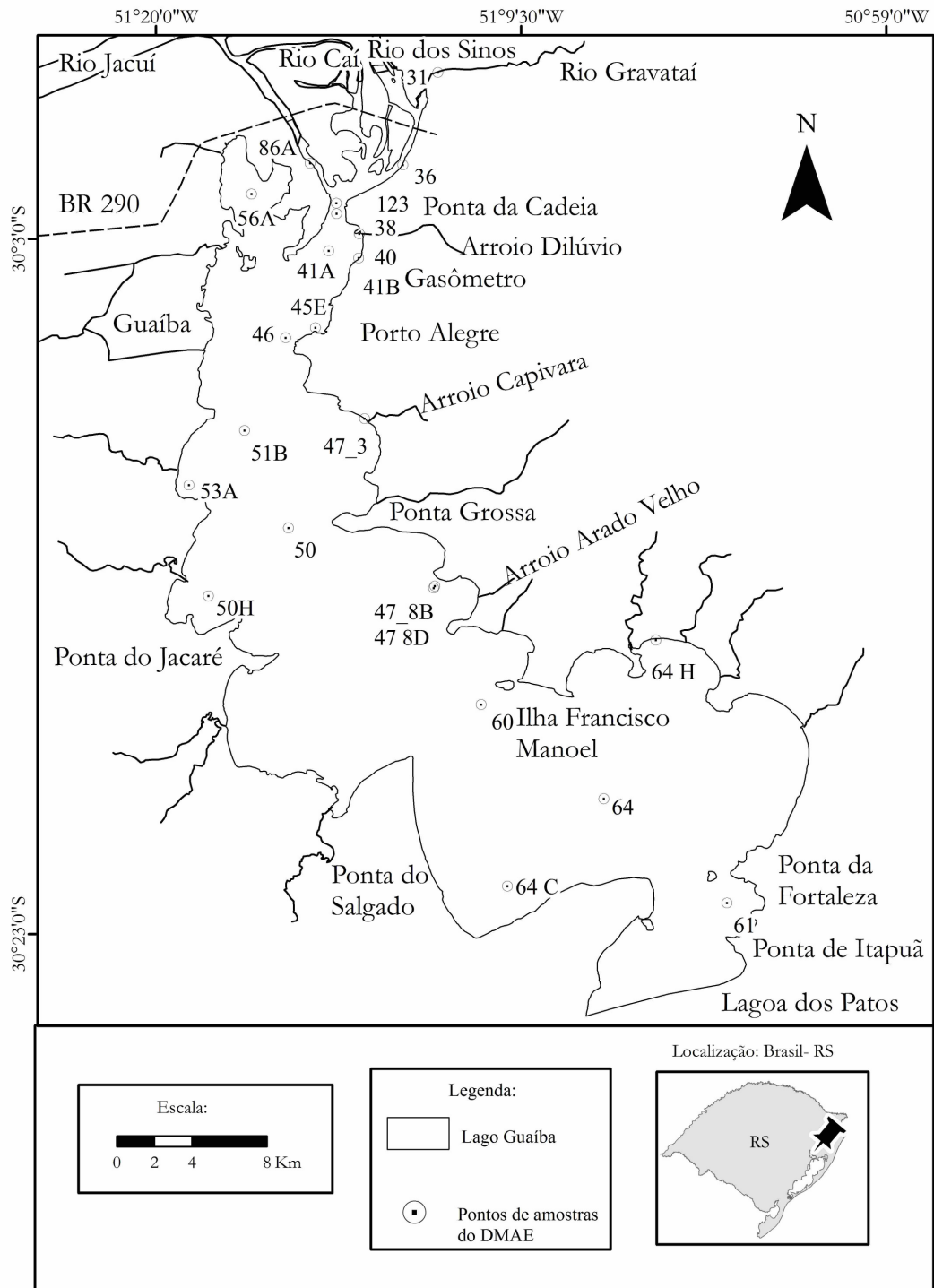


Figura 9- Localização dos pontos de amostras do DMAE, Lago Guaíba - RS.

A clorofila absorve fortemente em comprimentos de onda do visível (de 0,4 a

0,7 μm) na fotossíntese. De outra forma a estrutura celular é fortemente refletida em comprimentos de onda do infravermelho próximo (de 0,7 a 1,1 μm), Earth Observatory (2015). O cálculo do NDVI foi fundamentado em Rouse *et al.*(1973); Tucker (1979) eq. 28.

$$NDVI = \frac{p_{IVP} - p_V}{p_{IVP} + p_V} \quad (28)$$

Em que: p_{IVP} é a reflectância no infravermelho próximo; p_V é a reflectância no vermelho, na região do visível.

CAPÍTULO 5

Esse capítulo está dividido em 3 seções, sendo que a primeira apresenta as variações de TSL do Guaíba em uma série temporal de 2000 a 2015 com imagens do Sensor MODIS (*Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer*); a segunda seção com imagens dos sensor termal do Landsat 5 e 8 de 2005 a 2014, em que são analisados o relacionamento da temperatura superficial da água com a presença de massa de ar fria; e por fim a terceira seção no qual se trabalhou com três imagens do sensor termal do Landsat 8, para analisar as relações entre TSL (Temperatura de Superfície de Lago) e a entrada de água no sistema Guaíba, bem como outros condicionantes que influenciam na TSL, tais como: influência da morfometria das margens, batimetria, direção dos ventos, e, a influência de todos esses fatores na localização e presença de fitoplâncton no Guaíba.

5.1. Temperatura de Superfície do Lago Guíba, RS, a partir de uma série temporal de imagens MODIS.

Este capítulo é composto pelo artigo publicado na Revista Brasileira de Recursos Hídricos, Vol. 22, ano 2017.

O objetivo desse trabalho é compreender o comportamento da TSL no Lago Guaíba-RS, a partir de série temporal de imagens MODIS (*Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer*), e analisar a oscilação sazonal de TSL, em período normal e em anos de El Niño e La Niña.

<http://dx.doi.org/10.1590/2318-0331.011716094>

Temperature Surface of Guaíba Lake, RS, from time series of MODIS images

Temperatura de Superfície do Lago Guaíba/RS, a partir de série temporal de imagens MODIS

Glenio Antonio da Luz¹, Laurindo Antonio Guasselli¹ and Daniela Rocha¹

¹Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, RS, Brasil

E-mails: glenioluz@gmail.com (GAL), laurindo.guasselli@ufrgs.br (LAG), danielasr87@gmail.com (DR)

Received: July 05, 2016 - Revised: October 04, 2016 - Accepted: November 21, 2016

ABSTRACT

The Guaíba lake is located in an area of complex weather variation and is influenced by many atmospheric circulation systems, bringing about violent occluded fronts, and, sometimes, intense precipitation. In Rio Grande do Sul, during El Niño, air temperatures and the precipitation index are higher, contrary to La Niña. Moreover, the Guaíba Lake receives water from the Guaíba's Hydrographical Region, which corresponds to 1/3 of Rio Grande do Sul State, and is thus an important water body to the metropolitan region of Porto Alegre. Methods that seek to understand the behavior of Guaíba lake surface water temperature (LSWT) may lead to relevant information to identify periods of more or less water warming, as well as the relations between LSWT, water quality deterioration and risks to human health. This paper aims to comprehend the behavior of Guaíba LSWT during periods of climatic anomalies (El Niño/La Niña). Therefore, 418 sea surface temperature (SST) images from the MODIS sensor were processed with SeaDas 7.2 software. The quarterly averages of LSWT were obtained and compared to the climatological anomalies in Equatorial Pacific Ocean. LSWT behavior is more complex in El Niño/La Niña periods. The results show that during climatic abnormality periods there are no direct relationship between the warming/cooling of Guaíba LSWT and the warming/cooling of Equatorial Pacific Ocean's SST. The precipitation indices were more significant to the behavior of LSWT during El Niño periods, but for all periods (of climatic normality and abnormality), air temperature is what most influences LSWT. This relation occurs with climatic factors of water retention time, water entry and precipitation, and air temperature. There is a major correspondence during La Niña periods with the cooling of Guaíba LSWT only for some years. On the other hand, during El Niño periods there are no correspondences of this phenomenon with the warming of Guaíba LSWT. There are only more intense oscillations in surface temperatures than during regular and La Niña periods, but with a tendency to LSWT warming.

Keywords: El Niño; La Niña; Remote sensing.

RESUMO

O Lago Guaíba localiza-se em uma área de complexa variação de tempo meteorológico, e sofre influência de vários sistemas atmosféricos ocasionando choques frontais e por vezes precipitações intensas. No Estado, durante o El Niño, as temperaturas do ar são mais elevadas e o índice pluviométrico é maior, de modo contrário à La Niña. Além disso recebe águas da Região Hidrográfica do Guaíba, o que corresponde a 1/3 do Estado do Rio Grande do Sul, constituindo-se em importante corpo d'água para a região metropolitana de Porto Alegre. Métodos que buscam a compreensão do comportamento da TSL (temperatura de superfície de lago) do Guaíba podem trazer informações relevantes para identificação de períodos de maior e menor aquecimento da água, assim como as relações entre TSL e deterioração da qualidade da água e riscos a saúde humana. Esse trabalho tem como objetivo compreender o comportamento da TSL do Guaíba em períodos de anomalias climáticas (El Niño/La Niña). Para tanto foram processadas 418 imagens de TSM (temperatura de superfície de mar), sensor MODIS, a partir do Software SeaDas 7.2, obtidas as médias trimestrais de TSL, e comparadas com anomalias climatológicas no Oceano Pacífico Equatorial. O comportamento da TSL é mais complexo em períodos de El Niño/La Niña. Os resultados mostram que nos períodos de anormalidade climática, não há uma relação direta do aquecimento/resfriamento da TSL do Guaíba com o aquecimento/resfriamento da TSM do Oceano Pacífico Equatorial. Os índices de precipitações mostraram-se mais significativos em períodos de El Niño no comportamento da TSL, mas para todos os períodos, de normalidade e anormalidade climática, a temperatura do ar é o que mais influência a TSL. Essa relação ocorre com fatores climáticos de tempo de permanência da



água, entrada de água e precipitação e da temperatura do ar. Há uma correspondência maior de períodos de La Niña com o resfriamento das TSL do Guaíba, apenas para alguns anos. Quanto ao El Niño, não há uma correspondência deste fenômeno com o aquecimento da TSL do Guaíba, o que se observa são oscilações de temperaturas superficiais de forma mais intensa, do que em períodos normais e La Niña, mas com tendência a um aquecimento das TSL.

Palavras-chave: El Niño; La Niña; Sensoriamento remoto.

INTRODUCTION

From the 1940s onwards, a concern about environmental changes caused by the intense use of natural resources, specifically in the quality of lake waters, is noted. Collins and Love (1942) examined the adequacy of water quality for uses in industry, agriculture, and for household use, and verified the effects of dissolved substances and suspended materials in water. This research served as the basis for Blakey's (2010) study by comparing air temperature data with surface water temperature data.

The temperature of a lake is an important driver of the lagoon ecosystem, and has also been identified as an indicator of global climate change (RIFFLER; LIEBERHERR; WUNDERLE, 2015). Historical data of lake temperatures include important information for studies about climate change and environmental changes that affect economy and society (GRONWOLD et al., 2013; RIFFLER et al., 2015). Seasonal variations of phytoplankton are associated with cyclical climate and hydrology recurrences, such as in water temperature, precipitation and fluviometric level; interannual cycles are influenced by climatic (El Niño and La Niña) and anthropic (nutrient increase) disturbances (CORAZZA, 2015).

The temperature of a lake is one of the keys that determine its ecological conditions, as well as its chemical and biological processes and its hydrodynamics (TOFFOLON et al., 2014). The conditions of heat fluxes and exchanges with air, are of fundamental importance for the understanding of the hydrological cycle (MACCALLUM et al., 2011). Lakes are vital to life on the planet, acting as continental refrigerators (MACCALLUM et al., 2011).

Changes in water temperature have direct and indirect relationship with the history of organic processes (metabolism, growth, reproduction and habitat ownership), and can condition a series of environmental changes that in fact affect society.

With respect to temperature, LSWT (Lake Surface Water Temperature) is the result of heat fluxes in a lake surface (short-wave and long-wave solar radiation, sensible and latent heat exchanges), intervals of temperature inputs and outputs, groundwater, precipitation and heat transfer with mixtures of waters at different temperatures. These fluxes depend on climate variables such as solar radiation, air temperature, wind speed and direction, cloud cover and relative humidity. These fluxes can be measured with difficulty and or with significant reliability and accuracy (TOFFOLON et al., 2014). LSWT can be used to understand the processes of origin and direction of winds and their relations with upwelling events and water mass transport (OESCH et al., 2005).

The LSWT dynamics are conditioned by several factors, such as: periods of climatic normality and abnormality (El Niño and La Niña) directly interfering with local precipitation and water intake, in the same way, having an influence on cloud cover, air

temperature, winds direction and speed, modifying the annual cycle of stratification, which in tropical lakes is influenced by seasonal changes in cloud cover, interfering with radiation and wind speeds, as momentary flow effects in combination with relative humidity and latent heat fluxes (Evaporation). These variables predominate as a function of the variability of atmospheric pressure increase, which is caused by solar radiation and air temperature in tropical regions, and is relative to high latitudes. With this rise in temperatures, evaporation rates exceed the temperatures of temperate or arctic lakes at the same wind speeds, this warming of LSWT in high latitudes causes greater mixtures with deeper layers of lakes (MACINTYRE et al., 2014).

The high evaporation rates contribute to a daily thermal mixture and stratification, characterizing tropical lakes. Stratification can also be caused by differences in cooling and processes, in which gravity currents are included by cooling in shallow or protected areas, and, consequently, fluxes away from the banks (MACINTYRE et al., 2014). Thermal stratification in tropical lakes occurs so that temperatures decrease with depth (AABERG, 2013).

LSWT, in addition to being conditioned to the annual stratification cycle, is also conditioned to factors such as El Niño and La Niña. El Niño consists in the warming of Pacific Ocean waters, while La Niña is the cooling of Pacific Ocean waters.

Climatic anomalies El Niño and La Niña are phenomena occurring in waters of Central America and East Central Equatorial Pacific (BERLATO; FONTANA, 2003; NOAA, 2007; MARENGO, 2007). These phenomena are associated with pressure fields (represented by the Southern Oscillation Index) changing the general circulation system of the atmosphere. These anomalies affect several areas of the world, accounting for the deviations from the normal climate, the so-called climatic anomalies, which last from 6 to 18 months (CUNHA et al., 2011).

In Rio Grande do Sul, under the influence of El Niño/La Niña, the average minimum temperatures tend to be higher, with an average deviation equal to or greater than 1 °C in several months of the year. As to the average maximum temperatures, these deviations do not exceed 0.5 °C (BERLATO; FONTANA, 2003).

El Niño/Southern oscillation (ENSO) is related to spatial changes in tropical convection patterns, including extreme southerly precipitation indices (ROPELEWSKI; HALPERT, 1987; MARENGO, 2007; CPETEC, 2016). During ENSO, in much of South America there is a very hot winter (BECKER, 2015).

There is a strong relationship between El Niño and La Niña with sea surface temperature anomalies, as well as precipitation and sea surface pressure anomalies (CATTO; NICHOLLS; JAKOB, 2012). During La Niña the Alisios winds of Pacific Ocean are more intense than normal (MARENGO, 2007).

In Rio Grande do Sul, the El Niño phenomenon causes humid weather, with intense to varied precipitation, fog, easterly (E) and southeasterly (SE) variable winds and declining air

temperature, in small thermal amplitudes (SARTORI, 2003). But generally El Niño tends to present higher air temperatures throughout the country (MARENGO, 2007).

Guaíba LSWT suffers great influence of air temperature and wind speed and direction. In this geographic location, State of Rio Grande do Sul, there is a complex climatic and meteorological dynamics with sudden changes of temperature caused by the entry of cold fronts and, often, shocks of air masses of different temperature and pressure causing precipitation.

The understanding of wind direction facilitates the interpretation of air origin, temperature and pressure and its influence on the LSWT. In general, the winds from Intertropical Systems influence its warming and those from Polar Anticyclones, which generally enter from the south, cause its cooling.

Winds are determined by Extratropical (polar fronts and masses) and Intertropical (tropical masses and Disturbed Currents) Atmospheric Systems. In Rio Grande do Sul there are several weather types, such as: Six Weather Types Associated to Polar Anticyclones, three Weather Types Associated to Intertropical Systems and six Weather Types Associated to Disturbed Currents (SARTORI, 2003).

The North Wind is a wind characteristic of the pre-frontal situation, with high temperatures and lasting a few hours, which enters in the northern direction of the State of Rio Grande do Sul (SARTORI, 2003; WOLLMANN, 2011), and is typical of normal regional circulation conditions. But in case of El Niño and La Niña events, they disorganize the positioning and the zonal action centers, not allowing the typical activity of North Wind in the South Region of Brazil (SARTORI, 2003). For the occurrence of typical north wind “characterized as” it is necessary that the atmospheric systems and subsystems of South America are organized so as to allow well developed frontogenesis with effective pressure gradients (SARTORI, 2003).

The understanding of the behavior of Guaíba LSWT can bring about relevant information to identify periods of higher and lower water warming, as well as the relationships between LSWT, precipitation and air temperature. This may serve as a basis to related studies. For example, to the prediction of the occurrence in Guaíba of flowering of potentially toxic cyanobacteria that cause deterioration of water quality and risks to human health (FREITAS et al., 2012; CORAZZA, 2015).

Thus, the objective of this work is to understand the behavior of LSWT in Lake Guaíba-RS, from time series of MODIS images (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer), and to analyze the seasonal oscillation of LSWT, in normal period and in years of El Niño and La Niña.

The use of Sea Surface Temperature images, available at Terra Satellite’s Oceancolor website, MODIS Sensor (OCEANCOLOR, 2015), presents a great potential, allowing a detailed study with great amount of images distributed evenly in extensive temporal scale. This way one can acquire a large amount of LSWT information.

The MODIS Sensor has two bands, 31 and 32, with wavelengths of 11 μm and 12 μm that are used to measure the temperature of the oceans (MODIS, 2016).

The study of Guaíba LSWT is presented as a case study, having as theoretical and methodological support the development of an epistemological structure centered around the collection

and processing of data from Oceancolor website, MODIS sensor (TSM), being complemented with data from INMET (Instituto Nacional de Meteorologia, National Institute of Meteorology), forming a data correlation system used to answer the work objectives.

MATERIALS AND METHODS

The area of study (Figure 1) is located in the Porto Alegre Metropolitan Area (PAMA), east of the State of Rio Grande do Sul, at coordinates of Longitude 51°00’38” to 51°21’34” West and Latitude 29°57’21” to 30°26’04” South. According to Secretaria do Ambiente e Desenvolvimento Sustentável (SEMA, 2015), the Guaíba basin is located in the geomorphological provinces of the Uruguayan-Sul-Rio-grandense Shield and the Coastal Plain.

The hydrographic basins of rivers Jacuí (84.6%), Sinos (7.5%), Caí (5.2%) and Gravataí (2.7%) drain into the Guaíba. The Guaíba Lake has a water accumulation basin of 1.5 billion/m³, with a length of 50 km and width ranging from 1 to 20 km (COMITÊ DO LAGO GUAÍBA, 2011).

According to the Rossato (2011) climatic classification for the State of Rio Grande do Sul, the Guaíba is located in an area of climatic transition. To the East it is classified as subtropical II, moderately humid with longitudinal variation of average temperatures, with greater influence of polar and tropical continental systems, with increasing interference of tropical marine climates; and to the west as subtropical III, with longitudinal variation of temperatures,

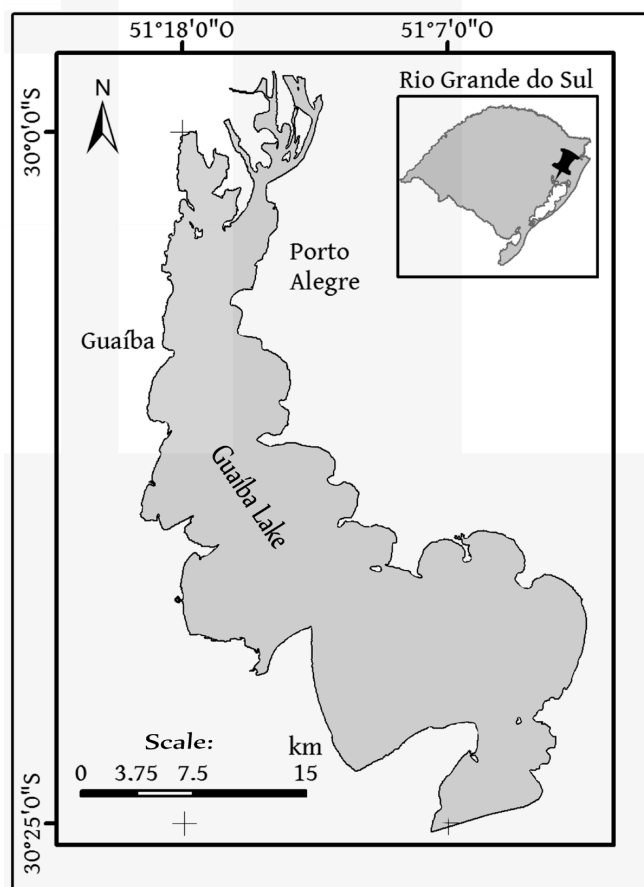


Figure 1. Location of the area of study: Guaíba Lake-RS, 2016.

with greater interference of the conjugated tropical systems, with effect of the relief, continentality, oceanicity and urbanized areas, and most precipitation is caused by frontal systems.

In order to define the appropriate methodological procedures, this study took as reference some methodological bases of CPC (2016). Based on CPC (2016), what characterizes the El Niño phenomenon is the warming of Pacific Ocean waters (at the location: 5°N-5°S, 120°E-170°W) for a period above 3 months with El Niño Oceanic Oscillation index above + 0.5 °C. The cooling of -0.5 °C, during this period, characterizes the La Niña phenomenon. Values below the 0.5 °C modulus are considered periods of climate neutrality by CPC (2016).

The materials used were obtained from the download of images of the Terra satellite - MODIS sensor (*Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer*), from the Oceancolor website (OCEANCOLOR, 2015). These images are the product of the 8 days average of LSWT (Sea Surface Temperature), with a spatial resolution of 1 km, level 3 data (*Terra MODIS Sea Surface Temperature 11 um daytime*), (MODIS, 2016) . The file has extension “.nc” (default format for network data, matrix-oriented data standard (SEIDENGLANZ, 2012), in *binned* data - lines collected together in the read log, before actual reading (DOBBER et al., 2006).

The images were decompressed, and since they did not have projection systems, they were reprojected to WGS 84 LL and cropped using of the software SeaDAS 7.2 (NASA, 2015). The averages of all LSWT pixels (for each of the 418 images) were extracted in numerical data format, with six decimal places. With Excel 2007 software (MICROSOFT, 2007), the quarterly averages for the data tabulated (from 2000 to 2015) were calculated for purposes of comparison with the Pacific Ocean climatic anomalies table, according to CPC/NOAA methodology (2016). As it can be seen in the methodological flow chart of Figure 2, below.

The Guaíba LSWT anomaly index was calculated based on CPC/NOAA methodology (2016), for 418 images, between 2000 and 2015, according to Equation 1:

$$I=M-N \tag{1}$$

where: I= anomaly index; M= quarterly annual average; N= Guaíba General Climatological Average (general average of the respective 3 months between 2000 and 2015). Variations greater than +0.5 or lower than -0.5 ° C in relation to N were considered periods of abnormality of Guaíba LSWT.

Initially, a comparison was made between the Guaíba LSWT anomaly indices and the Pacific Ocean anomaly indices (Tables 1 and 2, respectively). Guaíba LSWT was then separated by periods (La Niña, El Niño and climatological normality), based on NOAA (2016) Table 2.

The correlation between Guaíba LSWT, in periods of climatic normality and abnormality, and data from INMET (Instituto Nacional de Meteorologia) was established. The INMET meteorological data used in the research were precipitation, wind speed, average compensated temperature, maximum and minimum temperatures of the Porto Alegre, RS Station (OMM: 83967- located at coordinates: O 51° 9' 36" e S 30° 3' 0"), and from de Santa Maria, RS Station (OMM: 83936- coordinates: O 53° 42' 0" e S 29° 42' 0") only precipitation data.

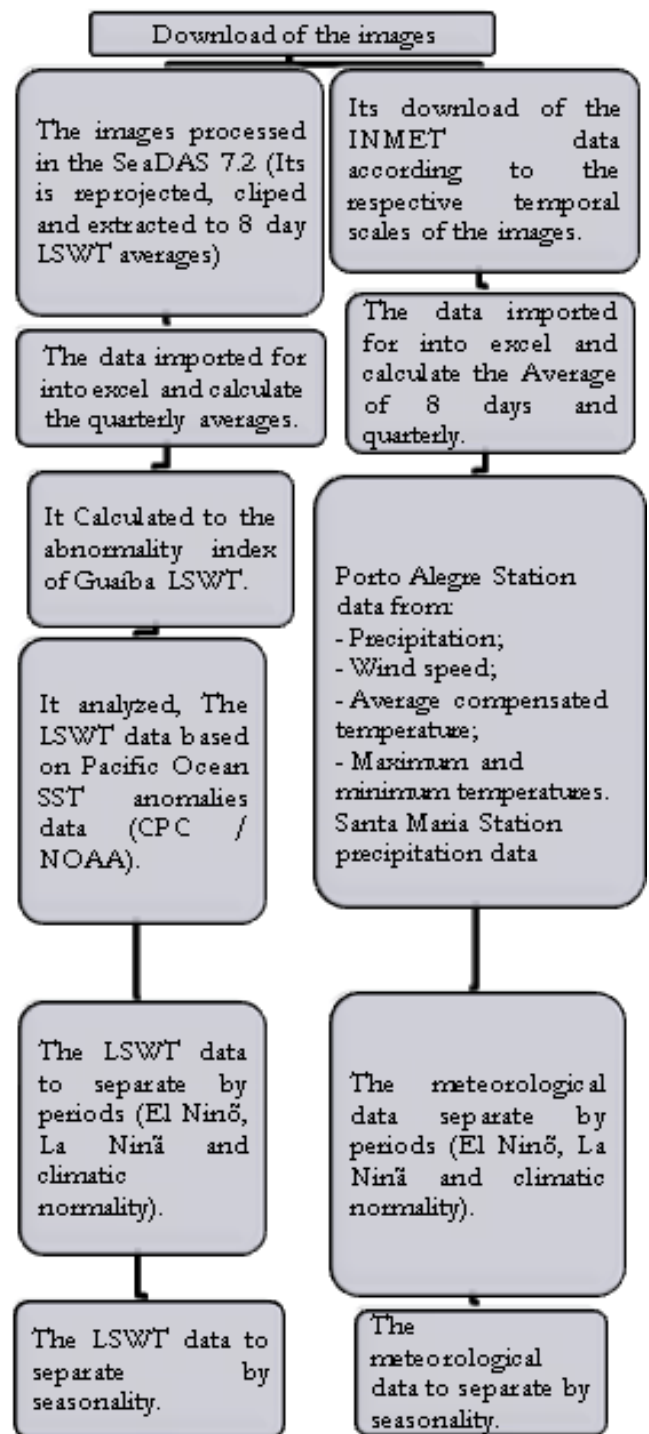


Figure 2. Methodological flow chart.

According to INMET (2016), the average compensated temperature is calculated based on collections performed at 12 UTC (Universal Time Coordinated) and 24 UTC, according to Equation 2.

$$T = (T_{max, k, i, j} + T_{min, k, i, j} + T_{12, k, i, j} + 2T_{24, k, i, j}) / 5 \tag{2}$$

where: the day corresponds to (k), the month (i) and the year (j). T max, k, i, j - consist in the number of observations of maximum temperatures; T min, k, i, j - consist in the number

Table 1. Comparison of LSWT anomalies above/below 5 °C between Pacific Ocean and Guaíba Lake - RS.

Quarterly anomaly	Guaíba Lake															
	2000	2001	2002	2003	2004	2005	2006	2007	2008	2009	2010	2011	2012	2013	2014	2015
DJF	-1.1	0.2	-0.6	0.2	-1.2	-0.7	0.1	<i>0.5</i>	-0.2	-0.3	<i>0.6</i>	0.2	-0.4	-0.2	<i>1.2</i>	<i>0.6</i>
JFM	-1.7	<i>0.5</i>	0.3	0.3	-0.9	-0.2	0.3	<i>0.5</i>	-0.4	-0.3	<i>0.5</i>	0.1	0.1	-1.2	<i>0.8</i>	0.4
FMA	-1.7	<i>1.4</i>	<i>0.5</i>	-0.2	-0.6	-0.2	0	<i>1</i>	-0.7	0.1	<i>0.7</i>	-0.1	0.2	-1.1	<i>0.5</i>	0.3
MAM	-0.3	0.3	<i>0.9</i>	-0.5	-0.3	0.4	-0.7	<i>0.7</i>	-0.3	0.2	0.1	-0.2	<i>0.5</i>	-0.9	0	0.2
AMJ	0.1	<i>1</i>	<i>0.8</i>	-0.3	-0.2	<i>1</i>	-0.7	-0.2	-1.1	-0.3	-0.2	-0.3	<i>0.6</i>	-0.5	0.1	0.4
MJJ	-0.6	<i>1</i>	<i>0.6</i>	0.4	-0.5	<i>1.2</i>	0.3	-1.2	-0.8	-0.7	-0.2	-0.6	0.2	-0.3	0.4	<i>1.4</i>
JJA	-0.8	2	0.3	0.3	0.2	<i>1.1</i>	<i>0.6</i>	-1.8	-0.2	-0.8	-0.1	-1.1	<i>0.6</i>	-0.7	0.4	0.4
JAS	-1.3	<i>1.2</i>	0	-0.3	<i>0.6</i>	0.1	<i>0.6</i>	-1.1	0.3	-0.3	-0.3	-0.5	<i>0.8</i>	-0.7	<i>0.6</i>	
ASO	-0.4	<i>1.1</i>	0.2	-0.4	<i>0.6</i>	-0.6	-0.1	-0.7	-0.3	0	-0.5	-0.5	<i>1.6</i>	-0.7	<i>0.5</i>	
SON	-0.4	<i>0.7</i>	-0.5	0	0	-0.6	-0.2	0	-0.8	0.3	-0.4	-0.3	<i>1</i>	-0.2	<i>1.3</i>	
OND	0.1	0.4	-0.3	-0.7	-0.7	-0.5	0.3	-0.1	-0.6	0.3	-0.2	-0.6	<i>0.9</i>	0.4	<i>1.3</i>	
NDJ	-0.1	-0.1	-0.2	-1	-0.4	0.1	0.2	-0.2	-0.3	0.2	0.1	-1	<i>0.6</i>	<i>0.8</i>	<i>1</i>	

Source: Images of MODIS Sensor (MODIS, 2016). Values in bold are LSWT more than 5 °C below N (Guaíba General Climatological Average); values in italic and underlined are LSWT more than 5 °C above N; and in normal text are LSWT less than +/- 5 °C N.

Table 2. Comparison of LSWT anomalies above/below 5 °C between Pacific Ocean and Guaíba Lake - RS.

Quarterly anomaly	Pacific Ocean (polygon at coordinates 5°N-5°S, 120°E-170°W)															
	2000	2001	2002	2003	2004	2005	2006	2007	2008	2009	2010	2011	2012	2013	2014	2015
DJF	-1.6	-0.7	-0.2	<i>0.9</i>	0.3	<i>0.6</i>	-0.7	<i>0.7</i>	-1.4	-0.8	<i>1.3</i>	-1.3	-0.7	-0.4	-0.5	0.5
JFM	-1.4	-0.6	-0.1	<i>0.6</i>	0.2	<i>0.6</i>	-0.6	0.3	-1.3	-0.7	<i>1.1</i>	-1.1	-0.6	-0.5	-0.6	0.4
FMA	-1.1	-0.5	0.1	0.4	0.1	<i>0.5</i>	-0.4	0	-1.1	-0.4	<i>0.8</i>	-0.8	-0.5	-0.3	-0.4	<i>0.5</i>
MAM	-0.9	-0.3	0.2	0	0.1	<i>0.5</i>	-0.2	-0.1	-0.9	-0.1	<i>0.5</i>	-0.6	-0.4	-0.2	-0.2	<i>0.7</i>
AMJ	-0.7	-0.2	0.4	-0.2	0.2	0.4	0	-0.2	-0.7	0.2	0	-0.3	-0.3	-0.2	0	<i>0.9</i>
MJJ	-0.7	-0.1	<i>0.7</i>	-0.1	0.3	0.2	0.1	-0.2	-0.5	0.4	-0.4	-0.2	-0.1	-0.2	0	<i>1</i>
JJA	-0.6	0	<i>0.8</i>	0.1	<i>0.5</i>	0.1	0.2	-0.3	-0.3	<i>0.5</i>	-0.8	-0.3	0.1	-0.2	0	<i>1.2</i>
JAS	-0.5	-0.1	<i>0.9</i>	0.2	<i>0.7</i>	0	0.3	-0.6	-0.2	<i>0.6</i>	-1.1	-0.5	0.3	-0.2	0	
ASO	-0.6	-0.1	<i>1</i>	0.3	<i>0.7</i>	0	<i>0.5</i>	-0.8	-0.2	<i>0.7</i>	-1.3	-0.7	0.4	-0.2	0.2	
SON	-0.7	-0.2	<i>1.2</i>	0.4	<i>0.7</i>	-0.1	<i>0.8</i>	-1.1	-0.3	<i>1</i>	-1.4	-0.9	0.4	-0.2	0.4	
OND	-0.8	-0.3	<i>1.3</i>	0.4	<i>0.7</i>	-0.4	<i>0.9</i>	-1.2	-0.5	<i>1.2</i>	-1.3	-0.9	0.2	-0.2	0.6	
NDJ	-0.8	-0.3	<i>1.1</i>	0.4	<i>0.7</i>	-0.7	<i>1</i>	-1.3	-0.7	<i>1.3</i>	-1.4	-0.8	-0.2	-0.3	0.6	
correlation	0.5	0.54	-0.32	0.05	0.53	0.09	0.14	0.31	0.13	0.33	0.82	-0.58	0.86	0.2	0.33	0.37

Source: Modified from NOAA (2016). Values in bold are La Niña periods; values in italic and underlined are El Niño periods; and normal text corresponds to normal climatic period.

of observations of minimum temperatures; T (12, k, i, j and 24, k, i, j) are measurements made on maximum and minimum thermometers performed at 12 and 24 UTC.

In order to complement the analyzes, it was necessary to verify the influence of seasonality in periods of climatic abnormality (Tables 3, 4, 5 and 6), separating data from periods of climatic abnormality (based on Table 2). The influence of seasonality is very contrasting in the research area, due to having four seasons well defined.

Some LSWT images from Oceancolor (2015) website were selected as typical representative of the presence of climatic phenomena (El Niño, La Niña and Climatic Normality). For the year 2010, the most typical of the presence of climatic normality and abnormalities, we selected three images centered around the time line of the respective climatic abnormality/normality, based on Table 2.

For the spatial analysis of Guaíba LSWT, maps were elaborated in ArcGIS 10 (ESRI, 2010) with spatial resolution of 1 km (MODIS sensor). The scales of the maps were standardized,

as well as the legend, with LSWT graduations of 1 °C by 1 °C, in gray scales. Maps B and C (Figure 3) have a single legend between 15 °C and 20 °C; and Figure 3A has a graduation between 29 °C and 33°C. In Figure 3 there are no temperature classes between 21 °C and 28 °C.

RESULTS AND DISCUSSION

Relation between Guaíba LSWT and El Niño/La Niña

In general, the Guaíba Lake LSWTs correspond to the SST anomalies of Equatorial Pacific Ocean. This, however, does not necessarily occur with the same intensity, in some cases, oscillating in a more or less intense way to El Niño and La Niña phenomena. The warming of Pacific Ocean waters during El Niño does not mean that Guaíba waters will also have a greater warming. However, they will certainly present oscillations and changes in

Table 3. Guaíba LSWT behavior during the autumn, in El Niño and La Niña periods.

	Autumn		
	Normal	El Niño	La Niña
Precipitation Santa Maria	0.16	0.24	0.02
Precipitation Porto Alegre	-0.11	0.11	-0.03
Wind speed Porto Alegre	0.13	0.27	0.13
Max. Temp. Porto Alegre	0.85	0.85	0.87
Min. Temp. Porto Alegre	0.85	0.89	0.88
Average Comp. Temp. Porto Alegre	0.88	0.90	0.89

Table 4. Guaíba LSWT behavior during the winter, in El Niño and La Niña periods.

	Winter		
	Normal	El Niño	La Niña
Precipitation Santa Maria	0.00	0.01	0.19
Precipitation Porto Alegre	-0.08	0.08	0.04
Wind speed Porto Alegre	0.04	-0.02	0.24
Max. Temp. Porto Alegre	0.67	0.66	0.68
Min. Temp. Porto Alegre	0.70	0.69	0.69
Average Comp. Temp. Porto Alegre	0.73	0.73	0.75

LSWT. The highest correlations occurred in the years 2010 and 2012, with 0.82 and 0.86, respectively, as it can be observed in Figure 4.

In Guaíba, seasonal oscillations in LSWTs occur due to its geographic location. The State of Rio Grande do Sul is located in a climatic transition zone, and therefore retains the participation of Extratropical Atmospheric Systems (polar fronts and masses) as well as of intertropical ones (tropical masses and Disturbed Currents), and the former exercise the control over the weather types (SARTORI, 2003).

Table 7 shows the correlations between INMET meteorological variables (Porto Alegre and Santa Maria stations) and Guaíba LSWTs (Table 1) during El Niño periods (see Table 2, underlined values).

As can be seen in Table 7, during El Niño the correlations between LSWT and temperatures (maximum, medium and average compensated), are higher for all years. In 2007 there was an increase in the correlation between LSWT and precipitation in Porto Alegre. The lower the precipitation index, the higher the LSWT, considering a correlation of -0.45. According to Kuenzer and Dech (2013) precipitation create a cooling in water lens, resulting in a high and negative correlation.

Considering the year of 2009, it is observed that the higher the precipitation index in Santa Maria, the higher the LSWT in Guaíba, for a correlation of 0.53 (Table 7). In fact, the increase in precipitation in the State Central Region (Santa Maria), is in line

Table 5. Guaíba LSWT behavior during the spring, in El Niño and La Niña periods.

	Spring		
	Normal	El Niño	La Niña
Precipitation Santa Maria	-0.16	-0.05	0.09
Precipitation Porto Alegre	-0.21	-0.06	-0.02
Wind speed Porto Alegre	0.12	-0.07	-0.17
Max. Temp. Porto Alegre	0.86	0.82	0.86
Min. Temp. Porto Alegre	0.74	0.75	0.78
Average Comp. Temp. Porto Alegre	0.85	0.83	0.87

Table 6. Guaíba LSWT behavior during the summer, in El Niño and La Niña periods.

	Summer		
	Normal	El Niño	La Niña
Precipitation Santa Maria	0.08	0.04	0.04
Precipitation Porto Alegre	0.09	-0.02	-0.04
Wind speed Porto Alegre	-0.09	0.25	0.09
Max. Temp. Porto Alegre	0.73	0.82	0.79
Min. Temp. Porto Alegre	0.72	0.78	0.75
Average Comp. Temp. Porto Alegre	0.80	0.89	0.83

with the increase in river discharge in the Jacuí Delta (ANDRADE NETO, 2011) and with higher water temperature in the lake system. On the other hand, local precipitations cause the cooling of the water slide.

Table 8 shows the correlations between INMET meteorological variables (Porto Alegre and Santa Maria stations) and Guaíba LSWTs (Table 1) during La Niña periods (see Table 2, values in bold). Considering the temperatures (maximum, minimum and average compensated), good correlation values occur, followed by wind speed.

In La Niña periods correlations between precipitation in Porto Alegre and Guaíba LSWT tend to be negative. A single exception was the year 2012, when correlations are positive both for precipitation in Santa Maria and Porto Alegre.

Table 9 presents a comparison between the values of maximum and minimum correlations of El Niño/La Niña phenomena. It is observed that both the maximum and minimum values of precipitation data in the Santa Maria Region, as well as precipitation data in Porto Alegre, present the highest correlation values in El Niño periods.

Using interannual precipitation data, Britto et al. (2008), in a time frame between 1967 and 1998, of 14 Meteorological Stations, showed that in years of ENSO, there are negative and positive precipitation indices associated to the phenomenon. According

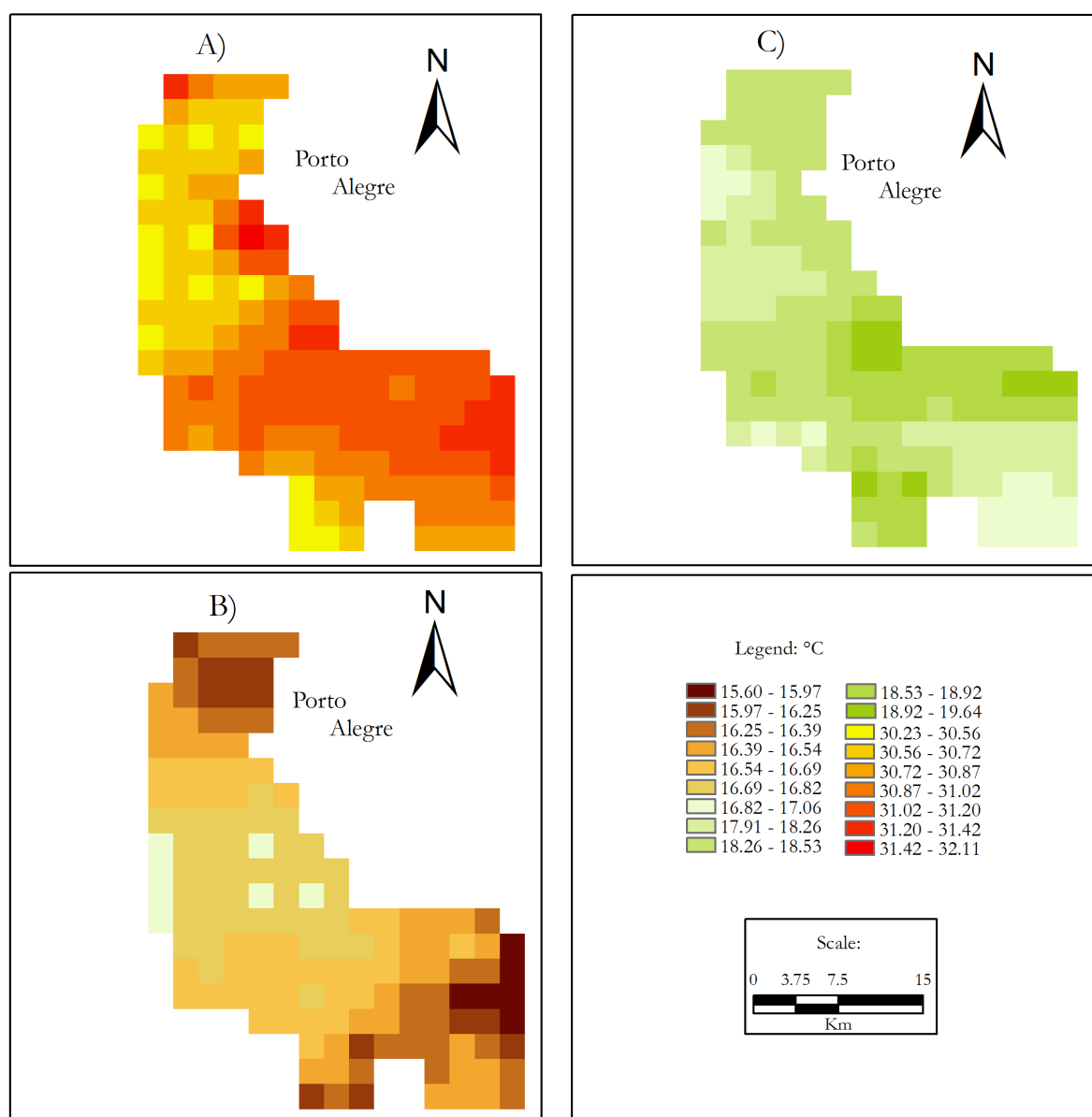


Figure 3. Guaíba LSWT behavior in 2010, in periods of climatic normality and abnormality (El Niño e La Niña). In A) February 2010; C) September 2010 e C) June.

to the authors, precipitation occurs more in the northern half of the State of Rio Grande do Sul, with totals higher than 1500 mm. In the region of Porto Alegre and Pelotas, the lowest precipitation indices are observed.

In Rio Grande do Sul, in El Niño years, hot and humid, precipitation occurs above average. In La Niña years, cold and dry, below-average precipitation is observed (BERLATO; FONTANA, 2003; BERLATO et al., 2005).

Still in Table 9, one can observe higher correlations between Guaíba LSWT and wind speed in Porto Alegre (p 0.80) and precipitation (p 0.53) occurred in the Central Region (meteorological data of the Municipality of Santa Maria), during the El Niño. It is observed that the correlation between precipitation in Porto Alegre and LSWT, during El Niño, is -0.45, occurring a LSWT cooling.

Winds during La Niña are also strong conditional indicators of the increase of Guaíba LSWT (correlation of 0.53), such that,

with the increase of precipitation in Porto Alegre, they condition the reduction of LSWT (correlation of -0.37).

Seasonal behavior of LSWT: in normal, El Niño and La Niña periods

According to Table 3, 4, 5 and 6, in general, air temperature has the highest correlations with LSWT, more or less intensely, but always predominating over other factors (precipitation and wind speed). The average compensated air temperature prevails over the maximum and minimum temperature correlations.

It is observed that correlations with wind speeds are higher during the autumn in all climatic periods (El Niño, La Niña and normal), with greater expression during El Niño (0.27). Wind speed also shows an increase in correlations during La Niña in

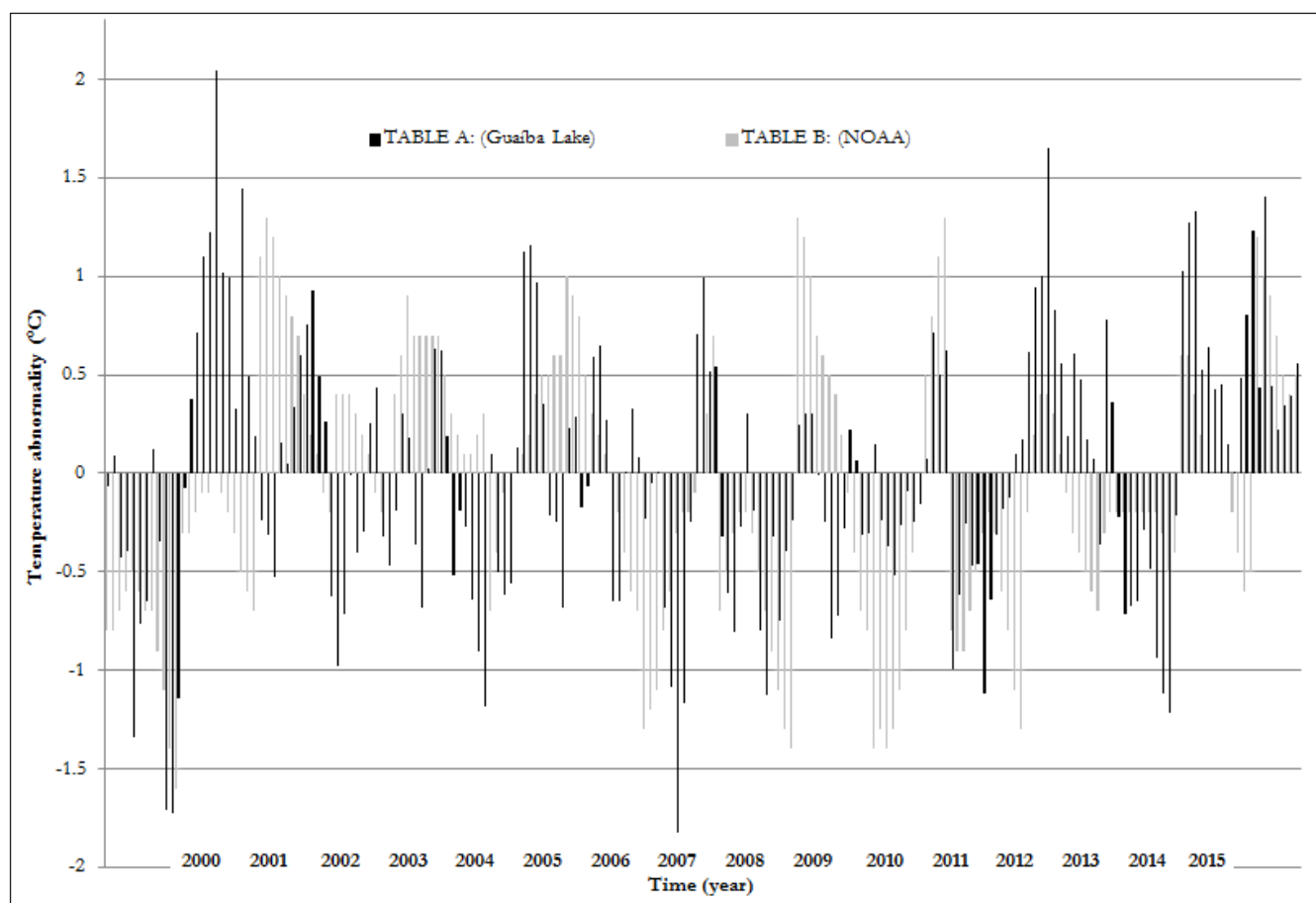


Figure 4. Oscillations of Pacific Ocean SST and Guaíba- RS LST.

Table 7. Guaíba Lake LSWT during El Niño periods, and correlation with Wind speeds, Temperatures (maximum, minimum and average compensated) considering precipitation in Porto Alegre and Santa Maria.

	Guaíba LSWT in El Niño periods (°C)									
	2002	2003	2004	2005	2006	2007	2008	2009	2010	2015
Precipitation Santa Maria	-0.07	0.03	0.04	0.11	-0.07	-0.13	-0.27	0.53	0.17	-0.15
Precipitation Porto Alegre	-0.17	0.28	-0.25	-0.04	0.16	-0.45	-0.22	0.07	0.10	-0.29
Wind speed Porto Alegre	0.11	-0.23	0.80	0.77	-0.04	0.20	0.23	0.42	-0.14	0.80
Max. Temp. Porto Alegre	0.87	0.91	0.89	0.82	0.88	0.66	0.93	0.91	0.95	0.94
Min. Temp. Porto Alegre	0.90	0.85	0.86	0.81	0.92	0.46	0.91	0.97	0.89	0.96
Average Comp. Temp. Porto Alegre	0.90	0.96	0.90	0.85	0.92	0.64	0.94	0.96	0.94	0.96

the winter (0.24) and in the summer during El Niño (0.25). In the spring, wind speed has a correlation of 0.12 during normal periods; yet in La Niña periods it is -0.17. In El Niño periods there is no significant correlation.

Taking into account precipitation in Santa Maria and Guaíba Lake (Porto Alegre), it is observed that during the autumn in normal and El Niño periods the correlations are respectively 0.16 and 0.24 (Table 3).

During the winter (Table 4) in La Niña periods, precipitation in Santa Maria becomes significant, with a correlation of 0.19 with Guaíba LSWT. During the spring in normal periods, precipitation in Santa Maria and Porto Alegre correlates negatively with LSWT, corresponding to -0.16 and -0.21.

Through the empirical orthogonal function, Zanotta et al. (2013) verified a variation in LSWT in the north of the Patos Lagoon, and in the Guaíba area a strong relation with bathymetry.

Table 8. Guaíba LSWT during La Niña periods, and correlations with meteorological variables of Santa Maria and Porto Alegre.

	Guaíba LSWT in La Niña periods (°C)						
	2000	2008	2007	2010	2011	2012	2013
Precipitation Santa Maria	0.13	0.27	-0.23	-0.19	0.05	0.28	0.10
Precipitation Porto Alegre	-0.07	-0.22	-0.20	-0.38	-0.03	0.22	-0.16
Wind speed Porto Alegre	0.01	-0.01	0.40	0.53	0.39	0.44	0.45
Max. Temp. Porto Alegre	0.88	0.91	0.93	0.91	0.92	0.88	0.90
Min. Temp. Porto Alegre	0.91	0.88	0.93	0.88	0.96	0.88	0.95
Average Comp. Temp. Porto Alegre	0.92	0.93	0.95	0.92	0.96	0.90	0.94

Table 9. Maximum and minimum values of correlations between El Niño and La Niña.

	La Niña		El Niño	
	Max.	Min.	Max.	Min.
Precipitation Santa Maria	0.28	-0.23	0.53	-0.27
Precipitation Porto Alegre	0.22	-0.38	0.28	-0.45
Wind speed Porto Alegre	0.53	-0.01	0.80	-0.23
Max. Temp. Porto Alegre	0.93	0.88	0.95	0.66
Min. Temp. Porto Alegre	0.96	0.88	0.97	0.46
Average Comp. Temp. Porto Alegre	0.96	0.90	0.96	0.64

But there are also other factors that interfere in LSWT, such as the lake retention time and wind direction. These factors are definers in warming or cooling by wind (LUZ et al., 2015), as well as the removal of bottom sediments in areas of small depths and the formation of waves during occurrences of strong winds (BENDATI et al., 2000).

In periods of floods, level variations are less sensitive to wind speed, yet in normal or dry periods, winds of approximately $7\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ can produce oscillations greater than 50 cm (NICOLODI et al., 2010).

The year 2010 is typical of the presence of all El Niño, La Niña and Normal phenomena (Table 2), being used as the basis for selecting the most representative images, and giving rise to the maps of Figure 3A-C, Where the LSWT variation is observed. According to Curtarelli (2012) data collected by medium resolution optical sensors such as MODIS have great potential to provide information and parameters used in models.

In Figure 3A (T20100412010048, where, T means satellite TERRA, 2010 the year, 041 the Julian day of the initial image, 2010 the year and 048 the Julian day of the final image), relative to the second week of February and the effect of El Niño, LSWT is observed above $29\text{ }^{\circ}\text{C}$, reaching $33\text{ }^{\circ}\text{C}$ on the eastern margins near the urban area of Porto Alegre.

In Figure 3B (T20101692010176), relative to the third week of June, a period of short climatic normality, a cooling with LSWTs below $17,16\text{ }^{\circ}\text{C}$ is verified. There is a more homogeneous spatial distribution of LSWTs, varying between $15\text{ }^{\circ}\text{C}$ and $17.15\text{ }^{\circ}\text{C}$, with the exception of the margins. The lowest LSWTs occur in the east margin and the highest ones in the west margin.

According to Curtarelli (2012), the surface heat fluxes obtained by means of the MODIS product for water surface temperature show that sensible and latent heat losses can be up to 4 times higher during the occurrence of cold fronts.

In Figure 3C (T20102572010264), relative to the third week of September and La Niña phenomenon, LSWT warms up again, between $16\text{ }^{\circ}\text{C}$ and $19\text{ }^{\circ}\text{C}$. It presents larger spatial variations of non-uniformly distributed LSWTs, but the highest temperatures are in the central region of the Guaíba.

According to Paz et al. (2005), regarding water circulation among the Lake areas, the “interaction” between the navigation channel and the external regions is very small, prevailing two main kinds of water circulation, which have barely been “mixed”.

Certainly with the effect of air temperatures, due to seasonality, it is observed that, in Figures 3B and 3C, the lowest LSWTs are located to the north and southeast of the Guaíba water mass. In contrast, in Figure 3A the areas with higher LSWTs are located to the north and southeast. In fact, the winter is conditioning a greater cooling of the water body. The seasonality information evidences the difference of LSWTs between the images.

Water entry is acting so as to intensify the warming/cooling process of the water body, as well as in the southeastern portion, a place with less water flow and low depth, the greater water retention allows it to be more affected by the action of air temperature and wind direction (PAZ et al., 2005; LUZ et al., 2015). According to Curtarelli (2012), the passage of cold fronts affects hydrodynamics, thermal structure and mixing regimes, which may result in changes in water quality

According to Nicolodi et al. (2010) the waves incident in Guaíba follow the patterns and intensity of the winds and have the potential to generate turbulence next to the bottom. According to Rovira (2006 apud ANDRADE NETO, 2011), the hydraulic properties of river flow are not the only responsible for sediment concentration, but also the sediment supply, the intensity and spatial distribution of rains, runoff rates and volumes, and the distances from flash flood locations to the main channel. According to Paz et al. (2005), in the water circulation pattern of Guaíba Lake, the influence of the discharge of forming rivers and the oscillation of Patos Lagoon level predominate.

Based on Tables 3, 4, 5 and 6, LSWTs are between $14\text{ }^{\circ}\text{C}$ and $33\text{ }^{\circ}\text{C}$, with large oscillations among this range of LSWTs as a function of seasonality, depth, precipitation, flow speed, increase in water entry, air temperature, winds, periods of climatological abnormality and normality.

The decrease of water entry in Guaíba Lake, during La Niña, increases water retention time in Guaíba Lake, allowing local meteorological factors to act more intensely in the definition of LSWTs. In El Niño, there is a greater action of pluviometric regimes coming from other regions (mainly during the autumn), making the entry of water at different temperature act more intensely in the definitions of LSWTs.

It is observed that there is a positive correlation between Guaíba LSWT and precipitation in Santa Maria. El Niño increases subtropical high pressure systems, causing the stagnation of polar fronts (SARTORI, 2003), which leads to an increase of precipitation indices in the State. These abnormalities in pluviometric precipitation are distributed in an anomaly gradient in the southeast-northeast direction (BERLATO; FONTANA, 2003). It rains more in the Central Region of the State of Rio Grande do Sul (Santa Maria) than in Porto Alegre (Lake Guaíba). This water entry becomes significant in the control of Guaíba LSWT, since the Santa Maria region is relatively close to some springs of the Jacuí River, which corresponds to 84.6% of the Guaíba Basin (DMAE, 2016).

In some El Niño/La Niña periods, wind speed has positive correlations with Guaíba LSWT. El Niño and La Niña events disorganize the zonal action centers and positioning, not allowing the typical activity of North Wind in the South of Brazil (SARTORI, 2003).

It is observed that precipitation increases in Porto Alegre (Guaíba Lake) have negative correlations with Guaíba Lake LSWT. In fact, precipitation causes a cooling of LSWT. The most intense precipitations create a cooling in the water lens, and consequently a stratification in the LSWT skin (KUENZER; DECH, 2013), mainly during the spring in periods of climatic normality.

On January 26, 2011, there was the emergence of green algae that left the Guaíba waters green (ZH Notícias, 2011). This was a La Niña period. Equatorial Pacific Ocean waters were colder than normal (NOAA, 2007; MARENGO, 2007), causing a reduction in the amount of precipitation in the State of Rio Grande do Sul (BERLATO; FONTANA, 2003).

Wind speed becomes an aggravating factor in the minimum and maximum peaks of Guaíba LSWTs during La Niña (in winter periods) and El Niño (in summer periods). During the autumn, precipitation becomes more significant in the control of LSWTs in El Niño and normal periods. During the spring, precipitation correlates negatively with normal periods.

It cannot be said that the intensity of El Niño and La Niña has the same intensity and significance on Guaíba LSWT. The variation of ± 5 °C in equatorial Pacific Ocean, not necessarily has the same correspondence with Guaíba LSWT. When analyzing the year 2013, for example, corresponding to a period of climatological normality, Lake Guaíba LSWTs were mostly with values -5 °C lower during most of the year.

CONCLUSIONS

In order to define the behavior of Guaíba LSWT, atmospheric climatic factors are not locally and directly proportional to the magnitude of LSWT. A very important factor in the changes in the LSWT field is water entry, mainly from the Jacuí River.

During El Niño there is an increase in water entry. In contrast, during La Niña, the water entry in the Guaíba lagoon system decreases, affecting Guaíba LSWT. In El Niño, the correlations between LSWT and temperatures (maximum, medium and average compensated), are higher for all years.

The decrease of water entry in Guaíba Lake, during La Niña, increases water retention time in Guaíba Lake, allowing local meteorological factors to act more intensely in the definition

of LSWTs. In El Niño, there is a greater action of pluviometric regimes coming from other regions (mainly during the autumn), making the entry of water at different temperature act more intensely in the definitions of LSWTs.

REFERENCES

- AABERG, A. A. *Warming and stratification changes in Lake Kivu, East Africa*. 2013. 123 f. Thesis (Master of Science) – University of Minnesota, Minnesota, 2013. Available from: <<http://www.d.umn.edu/~skatsev/Publications/AabergThesisKivu.pdf>>. Access on: 8 sept. 2015.
- ANDRADE NETO, J. S. *Descarga sólida em suspensão do sistema Guaíba, RS, e sua variabilidade temporal*. 2011. 49 f. Dissertação (Mestrado em Geociências) – Programa de Pós-graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2011.
- BECKER, E. September 2015 El Niño Update and Q&A. *Climate.gov*. Science & Information for Climate-Smart Nation, 2015. Available from: <<https://www.climate.gov/news-features/blogs/enso/september-2015-el-ni%C3%B1o-update-and-qa>>. Access on: 5 June 2016.
- BENDATI, M. M.; SCHWARZBACH, M. S. R.; MAIZONAVE, C. R. M.; ALMEIDA, L. B.; BRINGHENTI, M. L. Avaliação da qualidade da água do Lago Guaíba (Rio Grande do Sul, Brasil) como suporte para a gestão da bacia hidrográfica. In: CONGRESSO INTERAMERICANO DE ENGENHARIA SANITÁRIA E AMBIENTAL, 27., 2000, Porto Alegre. *Anais...* Porto Alegre: ABES, 2000. Available from: <<http://www.bvsde.paho.org/bvsaidis/caliagua/v-076.pdf>>. Access on: 9 mar. 2016.
- BERLATO, A.; FONTANA, D. C. *El Niño e La Niña: impactos no clima, na vegetação e na agricultura do Rio Grande do Sul: aplicações de previsões climáticas na agricultura*. Porto Alegre: Editora da UFRGS, 2003. Available from: <http://iri.columbia.edu/~alesall/vacs-tma/ropelewski+halpert_mwr1987.pdf>. Access on: 5 jan. 2016.
- BERLATO, M. A.; FARENZENA, H.; FONTANA, D. C. Associação entre El Niño Oscilação Sul e a produtividade do milho no Estado do Rio Grande do Sul. *Pesquisa Agropecuária Brasileira*, v. 40, n. 5, p. 423-432, 2005. <http://dx.doi.org/10.1590/S0100-204X2005000500001>.
- BLAKEV, J. F. *Temperature of surface waters in the conterminous United States*. Washington: Department of the Interior United States Geological Survey, 2010. Available from: <<http://pubs.usgs.gov/ha/235/report.pdf>>. Access on: 4 sept. 2015.
- BRITTO, F. P.; BARLETTA, R.; MENDONÇA, M. Variabilidade espacial e temporal da precipitação pluvial no Rio Grande do Sul: Influência do fenômeno El Niño Oscilação Sul. *Revista Brasileira de Climatologia*, v. 3, p. 2-12, 2008.

- CATTO, J. L.; NICHOLLS, N.; JAKOB, C. North Australian sea surface temperatures and the El Niño-Southern oscillation in observations and models. *Journal of Climate*, v. 25, n. 14, p. 5011-5029, 2012. <http://dx.doi.org/10.1175/JCLI-D-11-00311.1>.
- COLLINS, W. D.; LOVE, S. K. *Quality of surface waters of the United States, 1942*. Washington: United States Department of the Interior Geological Survey, United States Government Printing Office, 1942. Available from: <<http://pubs.usgs.gov/wsp/0950/report.pdf>>. Access on: 4 sept. 2015.
- COMITÊ DO LAGO GUAÍBA. [S.l.]: 2011. Available from: <www.comitelagogaiba.net/>. Access on: 4 mar. 2016.
- CORAZZA, R. *Identificação de florações de algas no Lago Guaíba com uso de imagens de satélite e espectrorradiometria de campo*. 2015. 209 f. Tese (Doutorado em Geografia) – Programa de Pós-graduação em Geografia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Estado do Rio Grande do Sul, Rio Grande do Sul, 2015.
- CPC – CLIMATE PREDICTION CENTER. National Weather Service. NOAA – National Oceanic and Atmospheric Administration. *Cold & Warm Episodes by Season*. 2016. Available from: <http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensostuff/ensoyears.shtml>. Access on: 2 jan. 2016.
- CPETEC – CENTRO DE PREVISÃO DE TEMPO E ESTUDO CLIMÁTICOS. INPE – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais. *Fenômeno El Niño atua com forte intensidade no Oceano Pacífico Equatorial*. São José dos Campos, 2016. Available from: <<http://enos.cptec.inpe.br/>>. Access on: 2 jan. 2016.
- CUNHA, G. R.; PIRES, J. L. F.; DALMAGO, G. A.; SANTI, A.; PASINATO, A.; SILVA, A. A. G.; ASSAD, E. D.; ROSA, C. M. El Niño/La Niña: oscilação Sul e seus impactos na agricultura brasileira: fatos, especulações e aplicações. *Revista Plantio Direto*, v. 20, n. 121, p. 18-22, 2011. Available from: <<http://ainfo.cnptia.embrapa.br/digital/bitstream/item/44524/1/Nino.pdf>>. Access on: 6 june 2016.
- CURTARELLI, M. P. *Estudo da influência de frentes frias sobre a circulação e os processos de estratificação e mistura no reservatório de Itumbiara (GO): um enfoque por modelagem hidrodinâmica e sensoriamento remoto*. 2012. 108 f. Dissertação (Mestrado) – Pós-graduação em Sensoriamento Remoto, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2012.
- DMAE – DEPARTAMENTO MUNICIPAL DE ÁGUA E ESGOTO. *Lago Guaíba*. Porto Alegre, 2016. Available from: <http://www2.portoalegre.rs.gov.br/dmae/default.php?p_secao=197>. Access on: 12 jan. 2016.
- DOBBER, M. R.; DIRKSEN, R. J.; LEVELT, P. F.; VAN DEN OORD, G. H. J.; VOORS, R. H. M.; KLEIPOOL, Q.; JAROSS, G.; KOWALEWSKI, M.; HILSEN RATH, E.; LEPPELMEIER, G. W.; JOHAN DE VRIES; DIERSSEN, W.; ROZEMEIJER, N. C. Ozone monitoring instrument calibration. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, v. 44, n. 5, p. 1209-1238, 2006. <http://dx.doi.org/10.1109/TGRS.2006.869987>.
- ESRI – ENVIRONMENTAL SYSTEMS RESEARCH INSTITUTE. *Software ArcGIS 10, version 10*. Redlands, 2010.
- FREITAS, T. C.; SANT'ANNA, E. M. E.; GUEDES, C. D.; FERREIRA, T. C. R.; GUARDA, V. L. M.; JARDIM, F. A. Análise quantitativa e toxicológica de uma floração de cianobactérias na lagoa do Gambá em Ouro Preto, MG e uma síntese da ocorrência de florações de cianobactérias no Brasil. *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, v. 17, n. 3, p. 17-28, 2012. <http://dx.doi.org/10.21168/rbrh.v17n3.p17-28>.
- GRONEWOLD, A. D.; FORTIN, V.; LOFGREN, B.; CLITES, A.; STOW, C. A.; QUINN, F. Coasts, water levels, and climate change: a Great Lakes perspective. *Climatic Change*, v. 120, n. 4, p. 697-711, 2013. <http://dx.doi.org/10.1007/s10584-013-0840-2>.
- INMET – INSTITUTO NACIONAL DE METEOROLOGIA. *Metodologia*. Brasília, 2016. Available from: <<http://www.inmet.gov.br/webcdp/climatologia/normais/imagens/normais/textos/metodologia.pdf>>. Access on: 4 mar. 2016.
- KUENZER, C.; DECH, S. *Remote sensing and digital image processing: thermal infrared remote sensing: sensors, methods, applications*. Dordrecht: Springer, 2013. v. 17.
- LUZ, G. A.; GUASSELLI, L. A.; TONIOLO, G. R. Variáveis condicionantes no comportamento da TSL do Lago Guaíba - RS. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, 17., 2015, João Pessoa, PB. *Anais...* São José dos Campos: INPE, SBSR, p. 747-754, 2015. Available from: <<http://www.dsr.inpe.br/sbsr2015/files/p0140.pdf>>. Access on: 10 mar. 2016.
- MACCALLUM, S. N.; MERCHANT, C. J.; LAYDEN, A. A new resource for global lake surface water temperature and lake ice-cover data. In: EARSeL Workshop on Remote Sensing of the Coastal Zone, 5., 2011, Prague, Czech Republic. *Proceedings...* Germany: EARSeL, 2011. p. 156-168. Available from: <<http://www.earseel.org/SIG/CZ/5th-workshop/manuscripts/017.pdf>>. Access on: 7 sept. 2015.
- MACINTYRE, S.; ROMERO, J. R.; SILSBE, G. M.; EMERY, B. M. Stratification and horizontal exchange in Lake Victoria, East Africa. *Limnology and Oceanography*, v. 59, n. 6, p. 1805-1838, 2014. <http://dx.doi.org/10.4319/lo.2014.59.6.1805>.
- MARENGO, J. A. *Mudanças climáticas globais e efeitos sobre a biodiversidade - Sub projeto: caracterização do clima atual e definição das alterações climáticas para o território brasileiro ao longo do século XXI: caracterização do clima no Século XX e cenários climáticos no Brasil e na América do Sul para o século XXI derivados dos modelos globais de clima do IPCC*. São Paulo: Ministério do Meio Ambiente, Secretaria de Biodiversidade e Florestas, Diretoria de Conservação da Biodiversidade, CPTEC/INPE, 2007. Available from: <http://mudancasclimaticas.cptec.inpe.br/~rmclima/pdfs/prod_probio/Relatorio_1.pdf>. Access on: 3 jan. 2016.
- MICROSOFT. *Microsoft Office System 2007, Excel 2007, version 2007*. 2007.

- MODIS – MODERATE RESOLUTION IMAGING SPECTRORADIOMETER. *MODIS Sea Surface Temperature: overview*. 2016. Available from: <<https://modis.gsfc.nasa.gov/data/dataproduct/mod28.php>>. Access on: 10 nov. 2016.
- NASA – NATIONAL AERONAUTICS AND SPACE ADMINISTRATION. *Goddard Space Flight Center (GSFC): software livre SeaDAS 7.2 (SeaDAS - SeaWiFS Data Analysis System) version 7.2: 2015*. 2015. Available from: <<http://seadas.gsfc.nasa.gov/>>. Access on: 5 june 2016.
- NICOLODI, J. L.; TOLDO JUNIOR, E. E.; FARINA, L. Dinâmica e ressuspensão por ondas no lago Guaíba (RS, Brasil) e implicações nos locais de captação de água para abastecimento humano. *Pesquisas em Geociências*, v. 37, n. 1, p. 25-39, 2010.
- NOAA – NATIONAL OCEANIC AND ATMOSPHERIC ADMINISTRATION. National Weather Service. *El Niño, La Niña, and ENSO (El Niño-Southern Oscillation)*. Maryland, 2007. Available from: <http://www.nws.noaa.gov/os/brochures/climate/El_Nino.pdf>. Access on: 5 jan. 2016.
- NOAA – NATIONAL OCEANIC AND ATMOSPHERIC ADMINISTRATION. National Weather Service. *Cold & Warm Episodes By Season*. Maryland, 2016. Available from: <http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensostuff/ensoyears.shtml>. Access on: 5 jan. 2016.
- OCEANCOLOR. [S.l.], 2015. Available from: <<http://oceancolor.gsfc.nasa.gov/cgi/l3>>. Access on: 31 dec. 2015.
- OESCH, D. C.; JAQUET, J.-M.; HAUSER, A.; WUNDERLE, S. Lake surface water temperature retrieval using advanced very high resolution radiometer and Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer data: validation and feasibility study. *Journal Geophysical Research: Oceans*, v. 110, n. C12, p. C12014, 2005. <http://dx.doi.org/10.1029/2004JC002857>.
- PAZ, A. R.; REIS, L. G. M.; LIMA, H. V. C. *Uso de modelagem hidrodinâmica visando a segmentação de corpos d'água rasos para enquadramento: o caso do Lago Guaíba (RS)*. 2005. Available from: <http://www.ct.ufpb.br/~adrianorpaz/artigos/Paz_et_al_SBRH_2005a.pdf>. Access on: 10 mar. 2016.
- RIFFLER, M.; LIEBERHERR, G.; WUNDERLE, S. Lake surface water temperatures of European Alpine lakes (1989-2013) based on the Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR) 1 km data set. *Earth System Science Data*, v. 7, n. 1, p. 1-17, 2015. <http://dx.doi.org/10.5194/essd-7-1-2015>.
- ROPELEWSKI, C. F.; HALPERT, M. S. Global and Regional Scale Precipitation Patterns Associated with the El Niño/Southern Oscillation. Washington: Climate Analysis Center. National Meteorological Center, NWS/NOAA, 1987. v. 115. Available from: <http://iri.columbia.edu/~alesall/vacs-tma/ropelewski+halpert_mwr1987.pdf> Access on: 5 jan. 2016.
- ROSSATO, M. S. *Os Climas do Rio Grande do Sul: variabilidade, tendências e tipologias*. 2011. 240 f. Tese (Doutorado em Geografia) – Programa de Pós-graduação em Geografia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Estado do Rio Grande do Sul, Rio Grande do Sul, 2011.
- SARTORI, M. G. B. A dinâmica do clima do Rio Grande do Sul: indução empírica e conhecimento científico. *Terra Livre*, v. 1, n. 20, p. 27-49, 2003. Available from: <<http://www.agb.org.br/publicacoes/index.php/terralivre/article/viewFile/187/171>>. Access on: 3 jan. 2016.
- SEIDENGLANZ, A. *Panoply: a Tool for Visualizing NetCDF - Formatted Model Output*. NASA, 2012. Available from: <http://www.geo.uni-bremen.de/Interdynamik/images/stories/pdf/visualizing_netcdf_panoply.pdf>. Access on: 2 jan. 2016.
- SEMA – SECRETARIA DO AMBIENTE E DESENVOLVIMENTO SUSTENTÁVEL. *Bacia Hidrográfica do Lago Guaíba*. Porto Alegre, 2015. Available from: <http://www.sema.rs.gov.br/conteudo.asp?cod_menu=56&cod_conteudo=6475>. Access on: 13 jan. 2015.
- TOFFOLON, M.; PICCOLROAZ, S.; MAJONE, B.; SOJA, A. M.; PEETERS, F.; SCHMID, M.; WÜEST, A. Prediction of surface temperature in lakes with different morphology using air temperature. *Limnology and Oceanography*, v. 59, n. 6, p. 2185-2202, 2014. <http://dx.doi.org/10.4319/lo.2014.59.6.2185>.
- WOLLMANN, C. A. *Zoneamento agroclimático para a produção de roseiras (Rosaceae spp) no Rio Grande do Sul*. 2011. 275 f. Tese (Doutorado em Ciência Geografia Física) – Departamento de Geografia, Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2011.
- ZANOTTA, D. C.; ESPINOZA, J. M. A.; SHIMABUKURO, Y. E. Padrão de variabilidade anual dos campos de temperatura superficial da Lagoa dos Patos – RS por análise EOF. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, 16., 2013, Foz do Iguaçu, PR. *Anais...* Foz do Iguaçu: SBSR, 2013. p. 1595-1601. Available from: <<http://www.dsr.inpe.br/sbsr2013/files/p0906.pdf>>. Access on: 10 mar. 2016.
- ZH NOTÍCIAS. Algas reaparecem no Guaíba e deixam a água verde. 2011. Available from: <<http://zh.clicrbs.com.br/rs/noticias/noticia/2011/01/algas-reaparecem-no-guaiba-e-deixam-a-agua-verde-3188242.html>>. Access on: 12 jan. 2016.

Authors contributions

Glenio Antonio da Luz: Elaboration of the text, application of the methodology, treatment of the data, analysis and discussion of the results.

Laurindo Antonio Guasselli: Advisor, reviewer, analysis and discussion of results.

Daniela Rocha: Treatment, extraction of the data and information of MODIS images.

5.2. Perfis de TOA (Temperatura de Topo de Atmosfera)

Nesse capítulo é analisada a oscilação da temperatura de superfície do Guaíba e suas correlações com períodos de normalidade e anormalidade climática, assim como a sazonalidade e as entradas de frentes frias no Estado do Rio Grande do Sul. Para tanto foram traçados perfis sobre imagens de Temperatura de Topo de Atmosfera (TOA) a partir dos satélites Landsat 5 e 8, para verificar a relação entre o comportamento dos perfis de TOA durante períodos de La Niña, El Niño e normalidade climatológica.

A figura 10 apresenta as imagens utilizada nos perfis, onde podem ser visualizada a variação sazonal da temperatura da água do Guaíba. Observa-se que as maiores temperaturas estão nos dias 6 de fevereiro de 2014 seguido pelo dia 21 jan 2014, que conforme a tabela 2 do artigo do capítulo anterior (Comparison of LSWT anomalies above/below 5 °C between Pacific Ocean and Guaíba Lake - RS) ambas consistem em períodos de normalidade climática com tendência a resfriamento das águas do Oceano Pacífico (La Niña).

Os dias 02 julho 2009 seguida por 29 setembro 2009 são as imagens com as temperaturas mais baixas, de acordo com a tabela 2 do artigo, consistem em meses de El Niño.

Ainda na figura 10, pode ser observadas as variações das temperaturas que vão de 13°C a 33 °C, sendo que nos meses mais frios (junho, julho e setembro) observa-se uma homogeneidade na superfície do Guaíba, da mesma forma, nos meses mais quentes (janeiro e fevereiro), nos demais meses observa-se padrões heterogêneos das temperaturas, possivelmente, relacionado a entrada de água e a presença de ventos de direções variáveis.

Conforme observado nas tabelas 1 e 2 do artigo há uma relação de equilíbrio entre os valores de temperatura do Oceano Pacífico com o Guaíba para as imagens com perfil de manutenção ou elevação das temperaturas (21 de janeiro de 2014, 02 de janeiro 2007, 03 fevereiro de 2007, 03 abril de 2008, 20 outubro 2014, 12 novembro 2005 e 30 novembro 2006). Essas imagens na figura 10 apresentam-se com tendência a homogeneidade com pouca interferência do canal de navegação no condicionamento das TSLs

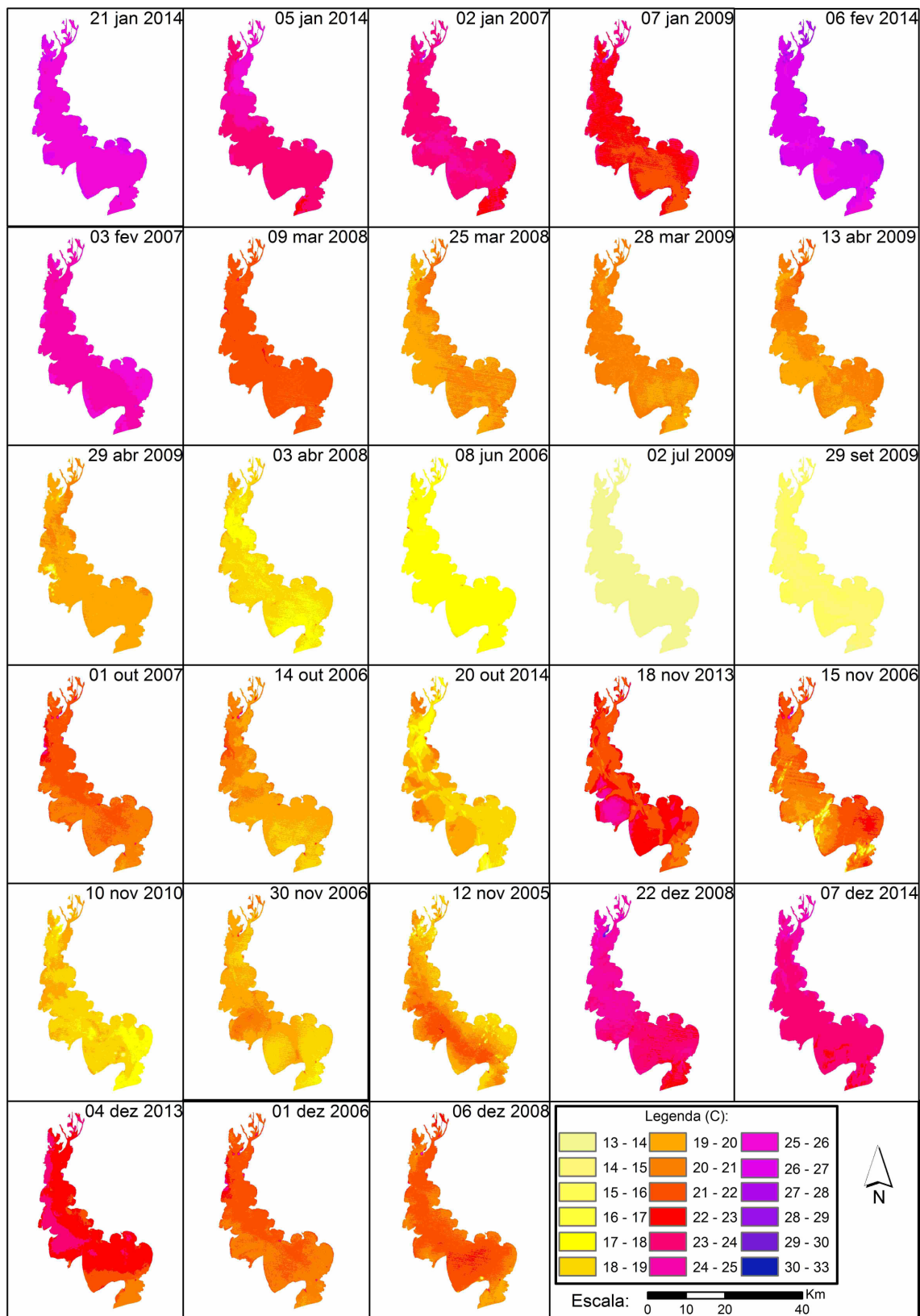


Figura 10- Variação sazonal das TOAs no Guaíba-RS.

Quanto aos demais perfis, com tendência redução das temperaturas ao aproximar-se do baixo Guaíba, observa-se que não há uma relação tão eficaz entre os valores de temperatura da tabelas 1 com a 2 do artigo (valores de temperatura do Oceano Pacífico e do Guaíba, respectivamente). Na figura 10 essas imagens apresentam temperaturas mais baixas no Sul (S) ou campos de temperaturas heterogêneas, e nos meses de inverno homogeneidade.

Nos meses de janeiro e fevereiro há a presença de ventos com velocidades que vão de 1,3 a 2,7 m/s concomitante com a ausência de pluviosidade na área do Guaíba (figura 12). No dia 02 janeiro de 2007, período de El Niño, observa-se o predomínio de ventos do quadrante S nas 18 horas UTC; e dia 07 de janeiro de 2009, na La Niña, com ventos do quadrante Noroeste (NO) nas últimas 6 horas do dia; já o dia 06 fevereiro de 2014, imagem com a mais alta temperatura, possui ventos predominante do quadrante Norte (N) nas 12 horas. As demais imagens de janeiro (05 e 21 janeiro de 2014 e 03 fevereiro de 2007) consistem em períodos de normalidade climática com ventos de todas as direções, mas com a presença de ventos NO no período das 12:00 com velocidade de 1,36 m/s; no dia 03 de fevereiro de 2007 o perfil de temperatura eleva-se em direção ao baixo Guaíba como pode se observado na Figura 13b.

Os meses mais frios (junho, julho e setembro) conforme a figura 13 (e, f, g) os perfis possuem tendências a queda de temperatura em direção ao baixo Guaíba. No dia 08 de junho de 2006 os Ventos calmos do quadrante de N (figura 12), período de normalidade climática, ajudaram a manter o perfil de temperatura em direção ao baixo Guaíba; já os dias 02 julho e 29 setembro de 2009 (em período de El Niño), ambos, com ventos do quadrante Sul (S) causando quedas bruscas nas temperaturas em direção ao baixo Guaíba.

Os meses de novembro (anos de 2006, 2010 e 2013), com perfis que tendem a declinar em direção ao baixo Guaíba (figura 13- i), apresentam estruturas complexas de temperaturas, como pode ser observado no dia 18 de novembro de 2013 (período de normalidade climática, figura 12), um domínio maior do fluxo de água do canal nas configurações das temperaturas que se apresentam com valores mais elevadas em relação as demais (figura 11); já as imagens dos dias 15 e 30 de novembro de 2006, período de El Niño, estão apresentando influência de fatores atmosféricos locais como a velocidade e direção do vento, sendo que o dia 15 de

novembro teve ventos com 1,6 m/s do quadrante N e dia 30 com ventos de 3,2 m/s do quadrante S (figura 12).

Ainda na figura 11, a imagem do dia 12 de novembro de 2005, apresenta perfil com elevação das temperaturas (figura 13 i) com aquecimento na metade Oeste, concomitante com o período de redução da temperatura do Oceano pacífico tabela 2 do artigo (Comparison of LSWT anomalies above/below 5 °C between Pacific Ocean and Guaíba Lake - RS) com resfriamento da TSL do Guaíba (tabela 1 do artigo).

Observa-se uma baixa precipitação (figura 12) no dia 30 de novembro de 2006 com ventos do quadrante S.

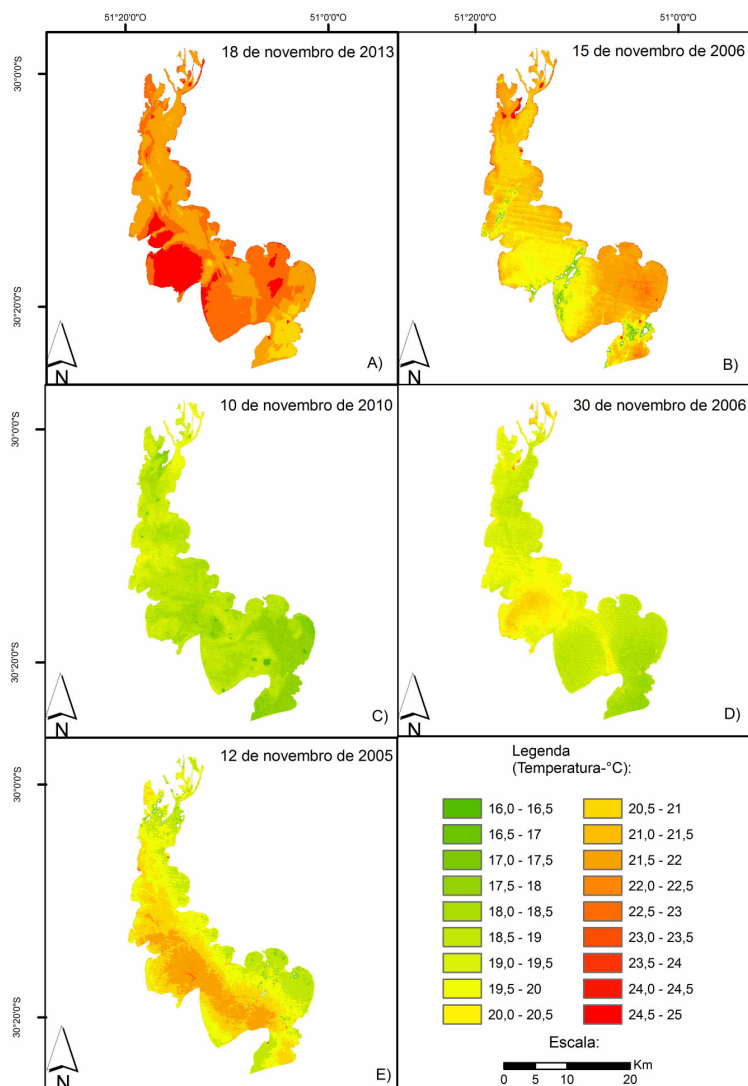


Figura 11- Variação das TOAs de novembro no Guaíba-RS.

A imagem do dia 10 de novembro de 2010 está em período de La Niña com precipitação na área do Guaíba causando um resfriamento da lâmina de água (figura 11 e 12), o perfil apesar de ser um dos mais frio dos de novembro possui pouca oscilação de temperatura, decaindo menos em direção ao baixo Guaíba (figura 13i).

A figura 12 consiste em um gráfico com informações na qual o eixo "X" apresenta as informações das direções dos ventos nos horários UTC: 0:00, 12:00 e 18:00, seguido por períodos de normalidade climática (N), período de El Niño (EL) e La Niña (LN) e a respectiva data da imagem. O eixo "Y" é composto por informações de precipitação (mm) e velocidade dos ventos (m/s).

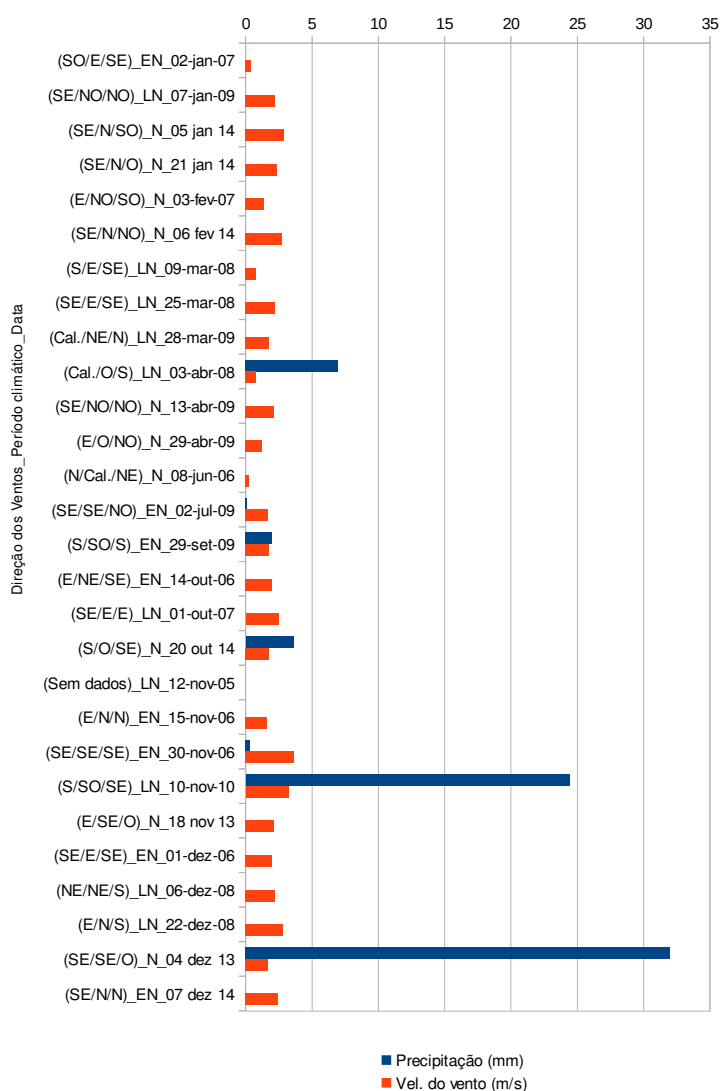


Figura 12- Direção e velocidade dos ventos, precipitação, normalidade e anormalidade climática no Guaíba-RS.

Na figura 12, em todos os meses, os ventos vão de calmos a no máximo 3,6 m/s, com ausência de pluviometria nos meses de janeiro e fevereiro. A pluviometria, independente das intensidades e velocidade dos ventos, está relacionada a ventos do quadrante S.

O efeito da sazonalidade é significativo nas médias das TOA no Guaíba (verão 23,96°C, outono 19,3°C, inverno 12,31°C, primavera 20,1°C). Observa-se contrastes, aquecimento acima do normal das águas ao longo do canal de navegação, nos meses de janeiro e dezembro, em janeiro +1,24 °C em período normal com tendência a La Niña e dezembro +1,68 °C em período normal, início de fraca La Niña e no início do El Niño. Em períodos de La Niña, em março, também há tendência de aquecimento das TOA (+0,66°C).

Na entrada do Guaíba e na saída junto à lagoa dos Patos, observa-se que há diferença entre as temperaturas, as TOA são inferiores a variações de +/- 3°C para todas as imagens analisadas (Conforme observado na figura 10).

De acordo com Zanotta *et al.* (2009) as diferentes estruturas termais podem ser devidas à complexa circulação interna relacionadas a parâmetros batimétricos, meteorológicos, sazonais e até aspectos como sistemática de ventos e entrada de águas externas vindas da bacia hidrográfica. Não há uma relação direta entre períodos de anormalidade/normalidade climática com perfis de TOA com decréscimo/acrécimo das temperaturas ao longo do canal, o que pode ser observado na descrição dos perfis. A maioria dos perfis das TOA, são de tendência a perda de temperatura ao longo do canal de navegação.

Nos perfis longitudinais Norte-Sul de TOA do Guaíba, pode ser observado ao longo do canal de navegação do Guaíba, que no período do verão, em janeiro, Figura 13(a), os perfis mostram uma tendência ao declínio das temperaturas na medida em que se aproximam do baixo Guaíba, na Lagoa dos Patos. A diferença dos valores de entrada e saída variam entre 2,1°C a 0,6°C. Na Figura 13(b), na imagem do dia 06 de fevereiro de 2014 observa-se um decréscimo acentuado das temperaturas (1,5°C) ao aproximar-se do baixo Guaíba. Mesma situação em março, os perfis possuem tendência ao declínio das temperaturas ($\bar{x}=-0,45^{\circ}\text{C}$), na medida em que se aproximam da foz, Figura 13(c).

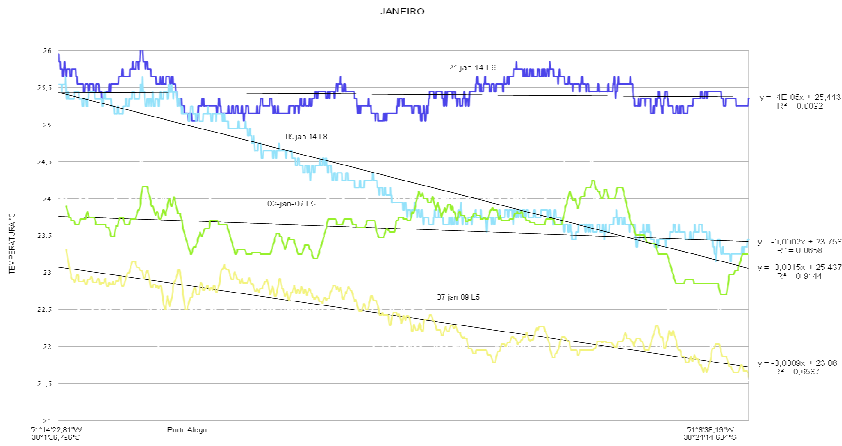
Na Figura 13(d), os dias 13 e 29 de abril de 2009 (outono), em períodos de normalidade climática, as temperaturas tendem a declinar (-1,3°C e -0,9°C

respectivamente); dia 08 de junho de 2006 (final do outono), Figura 13(e), período de normalidade climática, da mesma forma que na maioria dos casos, a tendência é a perda gradativa de temperatura (aproximadamente $-0,1^{\circ}\text{C}$).

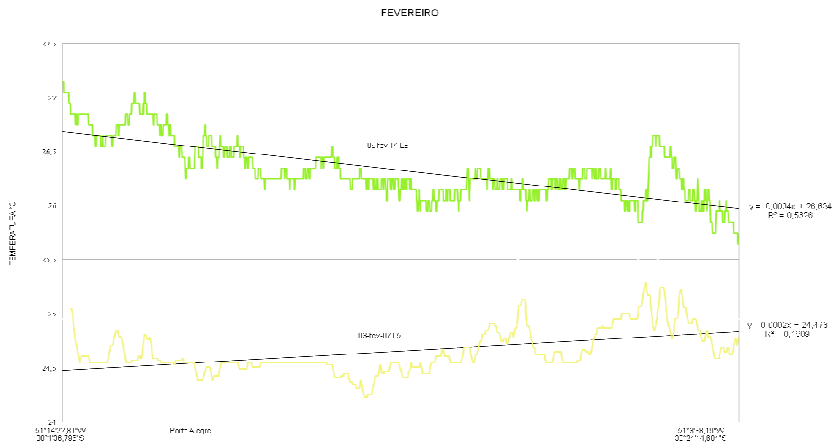
No inverno, dia 02 de julho de 2009, é o declínio acentuado ao longo do canal de navegação, Figura 13(f), visto que está em um início de período de anormalidade climática (El Niño); dia 29 de setembro de 2009 (período de El Niño e início da primavera) observa-se uma tendência a perda de temperatura (-1°C), Figura 13(g).

Na primavera, quando comparado a períodos de normalidade climática observa-se, no mês de outubro um aquecimento das águas em períodos de El Niño ($\bar{x}=+0,95^{\circ}\text{C}$). Durante a La Niña um aquecimento ainda maior ($\bar{x}=+2,64^{\circ}\text{C}$), fato também observado em novembro, quando as TOA estão mais quentes ($\bar{x}=+2,27^{\circ}\text{C}$) do que em períodos de El Niño ($\bar{x}=+1,91^{\circ}\text{C}$). A partir de 01 de outubro de 2007 (período de La Niña) e 14 de outubro de 2006 (El Niño), Figura 13(h), observa-se uma tendência ao declínio gradual das temperaturas ($-1,4^{\circ}\text{C}$ e $-1,3^{\circ}\text{C}$ respectivamente) na medida em que se aproxima do baixo Guaíba. Em novembro as temperaturas estão próximas de 18 a $22,5^{\circ}\text{C}$, Figura 13(i), também com tendência ao declínio. No perfil do dia 20 de outubro de 2014 (período de normalidade climática), observa-se um aumento das temperaturas, aproximadamente $+0,1^{\circ}\text{C}$. Em 18 de novembro 2013 (período de normalidade climática) observa-se as maiores temperaturas ($\bar{x}= 21,56^{\circ}\text{C}$). Em dezembro a tendência é semelhante à maioria da tendência dos perfis do ano, com queda de temperatura próximo da foz, Figura 13(j).

Em períodos de anormalidade climática ocorrem maiores oscilações nas temperaturas ao longo do perfil, assim como uma redução das temperaturas quando comparado com período de normalidade climática, que podem ser observadas em: 02 de novembro de 2005 (4°C) e 10 de novembro de 2010 ($-0,2^{\circ}\text{C}$) na La Niña, 30 de novembro de 2006 ($-0,9^{\circ}\text{C}$ no El Niño), 15 de novembro de 2006 ($-1,3^{\circ}\text{C}$ no El Niño).



(a) janeiro

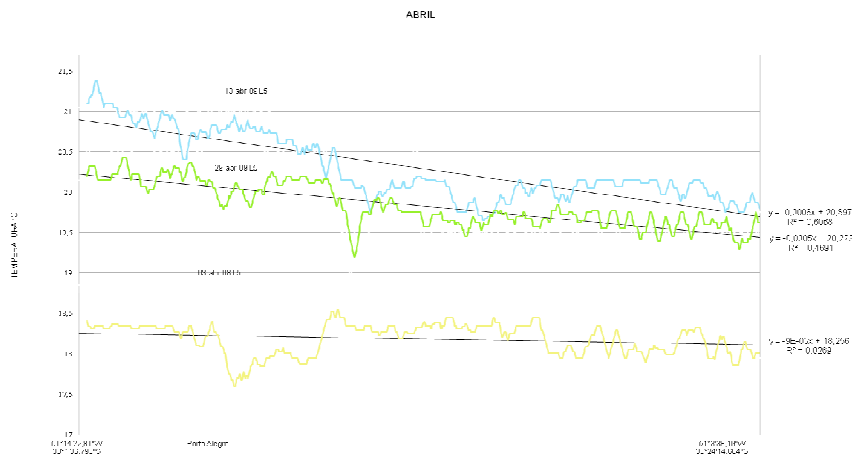


(b) fevereiro

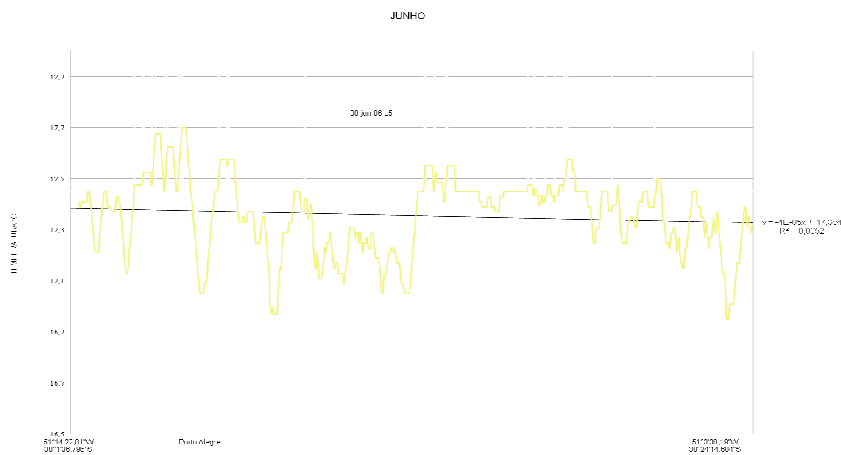


(c) março

Figura 13- Perfis longitudinais Norte- Sul de TOA do Guaíba- RS. (Continua)



(d) abril

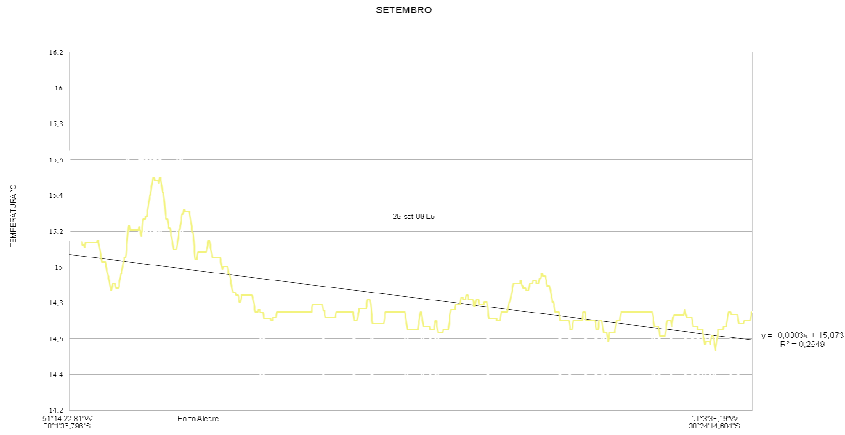


(e) junho

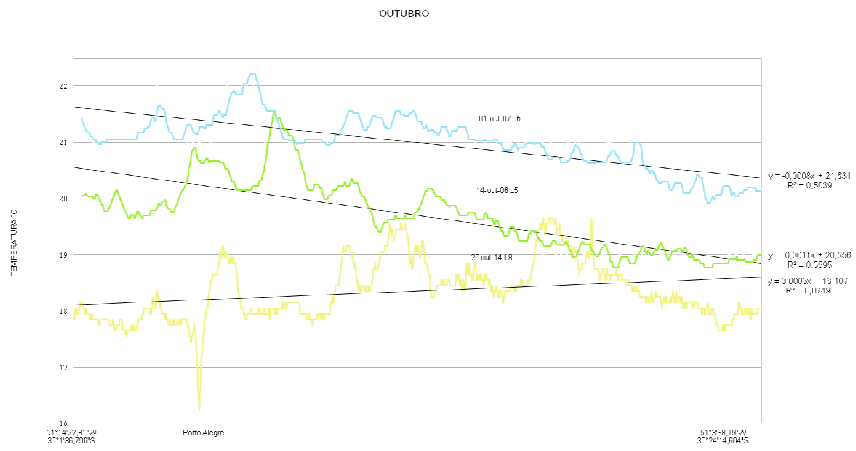


(f) julho

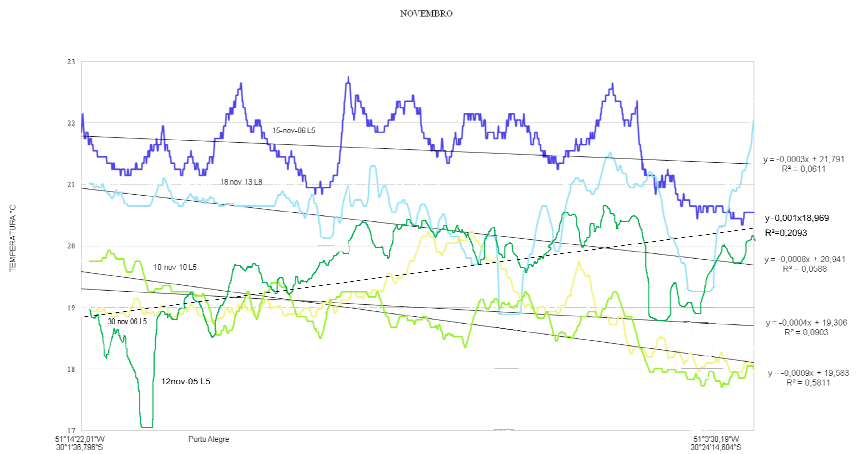
Figura 13- Perfis longitudinais Norte- Sul de TOA do Guaíba- RS. (Continua)



(g) setembro

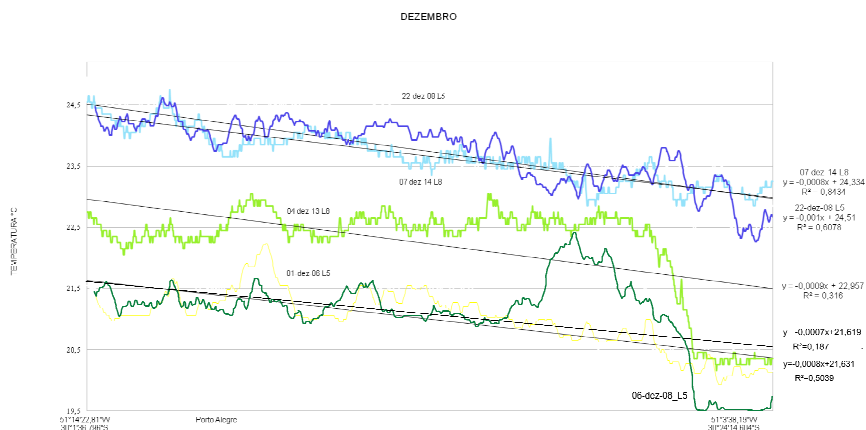


(h) outubro



(i) novembro

Figura 13- Perfis longitudinais Norte- Sul de TOA do Guaíba- RS. (Continua)



(j) dezembro

Figura 13- Perfis longitudinais Norte- Sul de TOA do Guaíba- RS.

No dia 30 de novembro de 2006, verifica-se que não há perdas significativas de temperaturas ao longo do Guaíba; já no dia 12 de novembro de 2005 há ganho de temperatura (+0,4°C).

5.2.1. Correlação entre TOA e variáveis meteorológicas

O Quadro 4 foi elaborado com base nos dados do INMET-RS, para os seguintes horários: às 18:00 do dia anterior, às 00:00 e às 12:00 do dia de aquisição da imagem, e médias com base nos três horários. Os dados meteorológicos foram correlacionados com os valores de TOA, considerando a média dos pixels coletados ao longo dos perfis feitos sobre as imagens.

Quadro 4- Correlações entre as TOA e os dados meteorológicos, Lago Guaíba -RS.

Dados	Perfis de TOA no Guaíba		
	Todas as imagens	Com tendência a elevação ao baixo Guaíba	Com tendência ao declínio ao baixo Guaíba
Temp. bulbo seco (média) – água	0,42	0,78	0,34
Temp. bulbo úmido (média) – água	-0,07	0,57	0,00
Temp. bulbo seco 12:00 – água	0,60	0,45	0,63
Temp. bulbo úmido 12:00 – água	0,18	-0,28	0,27
Temp. bulbo seco (média)	0,88	0,96	0,85
Temp. bulbo úmido (média)	0,82	0,91	0,81
Umidade relativa (média)	-0,74	-0,94	-0,66
Pressão atm. na estação (média)	-0,52	-0,72	-0,47
Velocidade do vento (média)	0,19	0,17	0,20
Nebulosidade (média)	-0,37	-0,87	-0,26

Fonte: Base de dados do INMET-RS (2016).

As correlações dos perfis de todas as imagens de TOA do Guaíba com as variáveis meteorológicas do INMET (Quadro 4) mostram que a temperatura média do bulbo seco tem uma correlação de 0,88, seguida de uma correlação de 0,82 para temperatura média do bulbo úmido; já a média da umidade relativa possui uma correlação de -0,74. Quando comparadas todas as correlações, observa-se um aumento da correlação do bulbo seco nas 12:00 horas subtraído da TOA da água com perfis de tendência ao declínio da temperatura (correlação de 0,63).

A temperatura psicométrica do bulbo úmido é a temperatura termodinâmica de equilíbrio, alcançada quando o ar sofre um resfriamento adiabático², devido à evaporação da água no ar, até atingir a temperatura da

² O resfriamento e aquecimento adiabático se dá em função da mudança de pressão (Barry e Chorley, 2013).

água em pressão constante; já a temperatura de bulbo seco é aquela medida sem especificação e termômetro comum (LOPES *et al.*, 2017). "Quanto menor é a umidade do ar, maior é a diferença entre as leituras, porque mais água evapora. E, inversamente, quanto maior é a umidade do ar, menor é a evaporação, assim como a diferença entre as duas leituras" (MALAJOVICH, 2017, p. 1).

A temperatura, assim como a umidade e a pressão estão diretamente relacionadas com a origem da massa de ar (BARRY e CHORLEY, 2013). Quanto maior a temperatura do ar, maior será a taxa de evaporação das superfícies de água; quanto maior a evaporação, maior será a perda de energia latente que a superfície da água terá no processo evaporativo para o ar (BARRY e CHORLEY, 2013). Uma vez o ar saturado, umidade relativa elevada, menor será a evaporação das superfícies de água, podendo ter um contraste de temperatura acentuado entre a água e o ar.

Nos perfis com tendência a elevação das temperaturas, na medida em que se aproxima do baixo Guaíba, verifica-se, que, de um modo geral, as correlações ficam mais elevadas quando comparadas com as demais tendências, isso se dá em função da atuação da massa de ar no local, bem como as suas características físicas. A correlação da temperatura média do bulbo seco é de (0,96), seguida pela temperatura média bulbo úmido (0,91), acompanhada de uma considerável correlação da média da umidade relativa (-0,94), nebulosidade (-0,87) e média da pressão atmosférica (-0,72).

Em relação aos perfis com tendência ao declínio das temperaturas, a medida que se aproxima do baixo Guaíba, de um modo geral, possuem correlações menores, quando comparados com os demais. Os valores mais elevados estão relacionados a média da temperatura do bulbo seco (correlação de 0,85) e média da temperatura do bulbo úmido (correlação de 0,81).

Nos perfis com tendência ao declínio das temperaturas na medida em que se aproximam do baixo Guaíba, suas correlações mantiveram-se significativa, mas inferior quando comparada com os demais perfis. Quando se faz o cálculo da diferença da temperatura média do bulbo úmido com a TOA da água, observa-se que o resultado não expressa correlação com a TOA da água.

5.2.2. Relação TOA (perfil de aquecimento) com a passagem das frentes frias

Com base em dados de sensoriamento remoto, imagens Landsat 5 e Landsat 8 sensores termais, dados de temperatura de topo de atmosfera, num total de 28 imagens, 21 apresentaram tendência de queda da temperatura no baixo Guaíba, próximo da Lagoa dos Patos. Apenas 7 imagens apresentaram tendência ao aquecimento ao longo de seu percurso. Estas sete imagens (com perfil de aquecimento) foram separadas e analisadas, buscando entender o que contribuiu para essa tendência.

Os sistemas aquáticos são amenizadores de picos de máximas e mínimas temperaturas em massas de ar. Em áreas continentais suas interações com a atmosfera estabelecem uma relação de trocas por condução de energia, a água ao absorver temperatura do ar faz com que o ar se torne mais frio, e em função da evaporação da água, transfere umidade para o ar; o contrário ocorre quando o ar está frio, a água demora mais a perder energia. Quando há a entrada de uma massa de ar mais fria do que o ambiente, esta massa de água perderá temperatura, tornando o ar próximo de sua superfície mais quente (MORENO-OSTOS *et al.*, 2008; BARRY e CHORLEY, 2013).

A água sofre menos variações de temperatura do que o ar, nesta condição, a água torna-se um amenizador térmico continental; para que a temperatura da água admita condições de temperatura do ar é necessário um tempo maior de predomínio de massa de ar de temperatura diferente sobre a água (MORENO-OSTOS *et al.*, 2008; Barry e Chorley, 2013).

Tratando de impactos de sistemas frontais Xavier (2014), comenta que "a estrutura de um ecossistema em lagos é uma tarefa extremamente delicada, devido à elevada complexidade dos fenômenos naturais. Os resultados podem ser muitas vezes incertos" (XAVIER, 2014, p.82).

De acordo com o CPTEC/INPE, entre os dias 10 a 15 de novembro de 2005, houve a ocorrência de episódio da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS). A primeira massa de ar frio ingressou no dia 05, permanecendo no extremo sul do Rio Grande do Sul até o dia 07. No período de 08 a 12, este anticiclone frio atuou na faixa litorânea das Regiões Sul e Sudeste (CPTEC/INPE, 2016). Nos intervalos temporais de duração das ZCAS, as imagens

apresentam um aquecimento acentuado, de aproximadamente 1°C, entre a entrada da água no alto Guaíba até o baixo Guaíba no contato com a Lagoa dos Patos.

Em Porto Alegre e Santa Maria, no dia 12 de novembro de 2005 (Quadro 5), não se observa a presença de massa de ar fria. Porto Alegre ficou sobre o efeito do terceiro sistema frontal, que atuou no extremo sul do Rio Grande do Sul, no dia 14, desviando-se para o oceano no dia seguinte (CPTEC/INPE, 2016).

Em novembro em 2006, sob o efeito do El Niño, as precipitações pluviais foram ocasionadas pela atuação de frentes frias na região sul, chovendo acima da média histórica para o mês. O último anticiclone do mês de novembro, atuou de 26 a 27 no Sul do Brasil e deslocou-se pelo litoral dos Estados do Rio Grande do Sul e Santa Catarina, em direção ao oceano. Houve queda de temperatura de até 2°C em algumas cidades destes Estados (CPTEC/INPE, 2016). No dia 30, Porto Alegre e Santa Maria estão sobre efeito de uma massa de ar polar tropicalizada em fase de aquecimento basal durante o período de aquisição da imagem de satélite.

As últimas frentes frias, anterior ao dia 02 de janeiro de 2007, ocorreram no final de dezembro, originaram-se a partir de ciclogêneses entre Uruguai e Argentina. Estes sistemas seguiram para o Oceano Atlântico, onde se posicionaram e contribuíram para a formação de dois episódios de Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS). O terceiro anticiclone, em dezembro de 2006, atuou na retaguarda do quarto sistema frontal, posicionando-se nos setores central e litoral da Região Sul no dia 27 (CPTEC/INPE, 2016).

A última frente fria de 2006 a atingir Porto Alegre foi nos dias 26 a 27 dezembro de 2006 e em Santa Maria dia 26 dezembro (Quadro 5). Em fevereiro de 2007 houve a ocorrência de dois episódios de ZCAS (INPE/CPTEC, 2016). A frente fria que antecedeu o dia 03 de fevereiro de 2007 consiste na quarta frente fria do mês de janeiro de 2007, que segundo o CPTEC/INPE (2016) formou-se a partir de uma ciclogênese que se configurou no dia 27, a leste da Província de Buenos Aires. Esta frente fria atuou mais a leste da Região Sul entre os dias 28 e 29 trazendo chuvas. Como pode ser observado no Quadro 5 a massa de ar fria atuou nas regiões litorâneas durante os últimos dias do mês de janeiro de 2007, dias que antecedem a data da imagem (início do mês fevereiro).

Quadro 5- Ocorrência de Sistemas Frontais e ZCAS (continua).

Imagens com perfis de tendência a queda de temperatura e sistemas frontais																																	
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30			
POA			F	F	I																					F						jan/14	
SM			F	F	I																					F						jan/14	
POA							I													F												jan/09	
SM							I													F												jan/09	
POA					I								F	F												F	F					fev/14	
SM					I								F	F												F	F					fev/14	
POA								I			F	F	F	F											F		I					mar/08	
SM								I			F	F													F		I					mar/08	
POA														F	F															I		mar/09	
SM				F										F															I			mar/09	
POA	F												I	F							F	F								I	F	abr/09	
SM	F												I	F							F	F							I			abr/09	
POA			F	F	F		I	F	F	F	F				F									F	F							jun/06	
SM			F	F			I	F	F	F				F										F								jun/06	
POA	I							F					F			F	F	F					F	F	F	F						jul/09	
SM	I							F																F	F	F	F					jul/09	
POA			F				F	F	F																F	F	F		F	FI	F	set/09	
SM			F				F	F	F												F	F	F			F	F		F	FI		set/09	
POA				F					F			I	F	F	F	F	F	F								F	F	F				out/06	
SM			F						F		I	F																					out/06
POA	I					F	F			F				F	F								F	F	F	F		F				out/07	
SM	I					F	F			F				F														F				out/07	
POA		F	F	F						F	F			F	F	I					F	F	F			F						nov/13	
SM		F	F							F				F	F	I					F	F			F	F			F			nov/13	
POA				F	F	F						I	F	F	F	F										F						nov/06	
SM				F	F							I	F	F	F	F										F						nov/06	
POA				F			F	FI	F																							nov/10	
SM				F			F	FI																								nov/10	
POA			I	F				F	F																							dez/13	
SM			I	F				F	F																							dez/13	
POA		F				I															F				F	F						dez/14	
SM		F				I																			F	F						dez/14	
POA		F	F	F	F	FI				F															I					F		dez/08	
SM		F	F	F	I																				I							dez/08	

Legenda: F Frente e massa ar Fria I imagem

Fonte: Modificado de CPTEC/INPE (2016).

Quadro 5- Ocorrência de Sistemas Frontais e ZCAS.

		Imagens com perfis de tendência a queda de temperatura e a presença de ZCAS																																		
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	0	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	3			
POA																																				jan/14
SM																																				jan/14
POA																																				jan/09
SM																																				jan/09
POA																																				fev/14
SM																																				fev/14
POA																																				mar/08
SM																																				mar/08
POA																																				mar/09
SM																																				mar/09
POA																																				abr/09
SM																																				abr/09
POA																																				jun/06
SM																																				jun/06
POA																																				jul/09
SM																																				jul/09
POA																																				set/09
SM																																				set/09
POA																																				out/06
SM																																				out/06
POA																																				out/07
SM																																				out/07
POA																																				nov/13
SM																																				nov/13
POA																																				nov/06
SM																																				nov/06
POA																																				nov/10
SM																																				nov/10
POA																																				dez/13
SM																																				dez/13
POA																																				dez/14
SM																																				dez/14
POA																																				dez/08
SM																																				dez/08

Legenda: AUSÊNCIA DE ZCAS ZCAS FRACA ZCAS FORTE

Fonte: Modificado de CPTEC/INPE (2016).

O mês de abril de 2008 foi marcado por enfraquecimento do fenômeno La

Niña. O primeiro sistema frontal localizou-se sobre o oceano, na altura do Rio Grande do Sul (CPTEC- INPE, 2016). Segundo Berlato e Fontana (2003) durante períodos de La Niña, há probabilidade de 75% dos déficits hídricos serem maiores que 100 mm na metade sul do Estado do Rio Grande do Sul (Região da Campanha e Litoral Sul). Na data de aquisição da imagem (03 de abril de 2008), o Guaíba e a Região Central do Estado estavam sob efeito de uma massa de ar fria sem nebulosidade sobre a área de estudo. Conforme pode ser observado no perfil da figura 13 (d) a temperatura do perfil ao longo do canal de navegação não teve grandes perdas de temperatura, inferior a 0,5°C.

Conforme o Quadro 5, no dia 21 de janeiro de 2014 Porto Alegre não está sobre domínio de massa de ar fria, devido à fraca intensidade ela chegou até Santa Vitória dos Palmares no dia 20 (CPTEC/INPE, 2016).

No quadro 5, observa-se a maior presença da formação de ZCAS em datas onde os perfis de imagens estiveram com tendência de elevação de temperatura, principalmente nos meses mais quentes; já em Imagens com tendência de queda de temperatura, com exceção do mês de dezembro, não se observa uma presença tão significativa da ZCAS, sendo que nos meses mais frios, junho julho e setembro, não se formou a ZCAS.

Em algumas imagens, com perfil de tendência a elevação de temperatura, observa-se a ausência de ZCAS, sendo elas: em 20 outubro de 2014 com precipitação de 3,6 mm; 03 de abril de 2008 com ventos calmos e precipitação de 7 mm e 21 janeiro de 2014 com fraca ZCAS e presença do vento Norte (figura 12). Dessa forma, as condições atmosféricas locais foram as condicionantes nos campos de temperatura do Guaíba.

Ainda em relação as imagens com perfil de tendência a elevação de temperatura em direção ao baixo Guaíba, essas não apresentam muitas entradas de massas de ar fria quando comparada com as que possuem a tendência a queda de temperatura em direção ao baixo Guaíba.

O perfil de temperatura apresenta as variações das mudanças de temperatura ao longo da correnteza (PACIFICORP, 2007; FRICKE e BASCHEK, 2015). Estes dados podem ser coletados em diferentes anos em determinadas datas e horários (FAUX *et al.*, 2001). Essas mudanças são determinadas pela magnitude e extensão espacial da variação termal, atribuídas a diferentes

variáveis (ambientais e atividades humanas) que possuem um padrão espacial de interação com os diversos fatores: radiação solar, temperatura do ar, interações com lençol freático, entrada e descarga de água, temperatura do solo e atividades humanas que diretamente ou indiretamente causam modificações locais nas condições termais (FAUX *et al.*, 2001).

O perfil de temperatura do fluxo combinado com outras camadas de dados (topografia, vegetação, uso da terra e hidrologia) através do Sistema de Informação Geográfica (SIG). Analisando as relações dessas camadas, tais como: largura do canal, forma do vale, vegetação, inclinação e elevação da topografia em conjunto com o fluxo do rio com base na resposta térmica, permite analisar a interação desses fatores que afetam a temperatura do fluxo na paisagem (FAUX *et al.*, 2001).

As variações da temperatura da água afetam a hidrodinâmica, a qualidade da água e o funcionamento do sistema aquático, dessa forma o modelado do comportamento termal permite avaliar as respostas relacionadas a mudanças climáticas e futuras ações de operações e gerenciamento (CARDONA *et al.*, 2016).

A tendência na temperatura da água, ao se manter ou declinar, na medida em que se aproxima da foz do Lago Guaíba, apresentou relação com temperatura média do bulbo seco, temperatura média do bulbo úmido, umidade relativa, nebulosidade e média da pressão atmosférica.

No dia 02 de janeiro de 2007, após a passagem da frente fria, a área estava sob domínio de uma massa de ar fria com ventos fracos dos quadrantes SO, E e SE com velocidades de 0,4 m/s (figura 12), mas o céu limpo ajudou na manutenção das temperaturas ao longo do canal devido a radiação solar.

O dia 03 de fevereiro de 2007, 4 dias antes da entrada da frente fria, observa-se ventos de todas as direções (E, NO e SO), conforme a figura 12, a presença do vento N eleva as temperaturas longo do canal de navegação.

Nos dias 03 de abril de 2008, 20 de outubro de 2014 e 30 de novembro de 2006 a presença de precipitação (figura 12) define a organização dos campos de temperatura da massa de água, nesse caso observa-se a manutenção das temperaturas ao longo do canal de navegação (figura 13).

Os dados de temperatura da água necessitam de investigação em

endereço eletrônico (URL) meteorológico para que se tenha compreensão mais precisa sobre o seu comportamento, distribuição e localização da temperatura (BROWN, 1969), já os conhecimentos climatológicos determinam as mudanças e a estrutura termal do lago (AUSTIN e ALLEN, 2011).

Conforme o Quadro 4, a interação entre a superfície da água e a atmosfera através das trocas de calor, evaporação, chuva temperatura e umidade do ar, são em parte o que determina o fluxo de ressurgimento de massas de água (KUENZER e DECH, 2013). Observa-se, que tais tendências de perfis de TOA também são influenciadas pela umidade relativa, que apresenta uma forte correlação negativa (-0,94).

De modo geral, os perfis em que as temperaturas mantiveram-se elevadas na medida em que se aproximam do baixo Guaíba estão com temperatura mais baixa do que o normal. No dia 21 de janeiro de 2014 (figura 12) a presença de vento norte antecipando a entrada da frente fria do dia 25, os ventos do quadrante SE, N e O com velocidades de 2,3 m/s fizeram com que as temperaturas ao longo do canal não perdessem temperatura. O Vento Norte, que se manifesta nas fases pré-frontais, desenvolvendo, em algumas ocasiões, momentos de velocidade elevada (SARTORI, 2003) é um vento quente que facilita a manutenção, ou aumento da TOA da água, já que o calor é um processo de transferência de energia entre os corpos devido a diferença de temperatura entre eles (MARQUES e ARAUJO, 2009).

Os tempos frontais são divididos em 4 fases: A) a 1ª fase, a pré-frontal, com duração de 1 a 3 dias, apresenta um tipo de tempo muito bem definido: pressão atmosférica em declínio contínuo e gradativo, ventos do quadrante norte (N ou NW); B) na 2ª fase, a frontal, o Estado fica sobre domínio da descontinuidade frontal, com a presença de nebulosidade e chuvas com ventos de todos os quadrantes; C) 3ª fase, de domínio polar, após o mau tempo provocado pela passagem da frente, tem declínio acentuado das temperaturas máximas e mínimas, podendo chegar a valores negativos, apresentando queda da pressão atmosférica e ventos o quadrante sul; D) a 4ª fase, após a passagem de uma frente fria, a fase transicional, a massa polar típica, com baixas temperaturas, e nova fase pré-frontal, com correspondente aquecimento. O domínio da massa polar modificada pelo aquecimento da base em áreas de

latitudes mais baixas (polar Velha ou Tropicalizada) em função do tempo de permanência do ar frio no Sul do Brasil. A natureza da superfície e insolação facilitada por um céu limpo, a massa polar é mais intensamente modificada no interior do continente, apresentando-se mais quente e seca (SARTORI, 2003).

Ainda na fase transicional, há uma tendência de haver ventos leves de E e NE, devido à circulação anticiclônica, calmas, céu limpo, elevação das temperaturas máximas e mínimas, grande amplitude térmica, formação de orvalho e declínio da umidade relativa (SARTORI, 2003).

Modelos e medidas de perfis de temperaturas próximas da superfície da água apresentam significativa variação com a temperatura da superfície e da camada logo abaixo, especialmente durante os dias de céu claro, com ventos fracos e intensa radiação solar (DOURADO e CALTABIANO, 2008).

Ainda em relação aos perfis com tendência a elevação das temperaturas em direção ao baixo Guaíba, verifica-se que a nebulosidade média influencia de modo oposto. Para uma correlação de $-0,87$, significa que o céu claro propicia que a temperatura radiométrica da água se mantenha, ou aumente na medida em que se aproxima ao baixo Guaíba. A medida de nebulosidade referida é de estação de terra do INMET-RS, e não nas imagens de satélite.

"Os feedbacks de nuvens são complexos e difíceis de modelar." (BARRY e CHORLEY, 2013, p. 435), nesse caso, quanto maior o aquecimento da atmosfera, maior a quantidade de evaporação e conseqüentemente maiores quantidades de nuvens refletindo a radiação solar incidente (BARRY e CHORLEY, 2013).

A avaliação de energia é a combinação da quantidade de radiação líquida da superfície do lago e a quantidade de calor armazenado pela água (FINCH e CALVER, 2008). A radiação líquida é a quantidade de energia capturada pelo lago, é normalmente um fator de controle anual da taxa de evaporação (FINCH e CALVER, 2008; RIVAS e CASELLES, 2004), consistem em importantes componentes do ciclo hidrológico (AHMED, 1999). Os fatores que controlam a temperatura de um lago são: radiação solar, cobertura de nuvens, direção e origem do vento, transparência da água e batimetria (MOUKOMLA e BLANKEN, 2016).

Os perfis com tendência ao declínio das temperaturas em direção ao baixo Guaíba são mais frequentes, são considerados perfis normais. Assim como

os demais perfis, possuem fortes correlações com a temperatura do ar, mas pouco correlacionados com a umidade relativa do ar (correlação de -0,66), assim como a pressão atmosférica (correlação de -0,47).

Ressalta-se que a temperatura do bulbo seco das 12:00 subtraído da TOA da água, possui uma correlação forte (0,63) com os perfis de declínio da temperatura da água quando comparada com os demais perfis. Isto significa que a diferença de temperatura entre ar e água tem influência positiva na temperatura radiométrica da superfície da água. Em uma média global sobre os oceanos, a água perde temperatura para a atmosfera (SATO, 2005).

A velocidade do vento não teve uma correlação significativa em ambas as tendências de perfis. A ação do vento tende a ir contra a estratificação termal, pela mistura de calor com camadas abaixo da superfície. Com o aumento da velocidade do vento, acima de 6 m/s^{-1} , ocorre a destruição da estratificação termal diurna. O pico da amplitude do ciclo diurno abaixo da camada da temperatura de superfície de mar não é mais do que poucos décimos de Kelvin, (KUENZER e DECH, 2013).

A evaporação tem efeito de redução da temperatura de superfície da água. Isso porque há uma correlação positiva entre a diferença de umidade do ar do mar e a temperatura de superfície do mar (WU *et al.*, 2015). As maiores perdas evaporativas da água são representadas pelo efeito de um fluxo de ar frio continental sobre correntes oceânicas quentes, porém, a perda de energia é transferida através de calor latente (vapor de água que se condensa subsequentemente) (BARRY e CHORLEY, 2013).

Durante a La Niña observa-se que em determinados momentos o local fica sob o domínio de massa de ar fria, com céu aberto, fator este que condiciona um aquecimento das águas do Guaíba por radiação solar.

Visto que a estratificação termal é mais pronunciada durante céu aberto e ensolarado em condições de aquecimento solar da superfície da água, ocorrendo rápida mistura de massas de água causado pelo fluxo do canal, (TORGERSEN *et al.*, 2000). Já em ambiente menos turbulento traz a superfície massas de água mais fria originadas do lençol freático, o limite vertical da mistura local resulta em uma constante estratificação termal durante as mudanças das condições atmosféricas (TORGERSEN *et al.*, 2000).

A baixa umidade do ar está associada à sazonalidade, sendo que a umidade do ar climatologicamente é menor durante o período de verão (janeiro e fevereiro), justamente o fato de maior temperatura e menor umidade do ar (fato de haver uma correlação negativa entre ambos); já nos meses de abril, outubro e novembro a tendência é a maior umidade do ar associada à menor temperatura da água.

O Guaíba, por possuir velocidade de fluxo e oscilação do nível da água (PAZ *et al.*, 2005) ao mesmo tempo que os modelos de circulação restrita favorecem a deposição, características dos lagos, lagoa e laguna (TOLDO JR. e ALMEIDA, 2009), isso indica a complexidade da abordagem do sistema Guaíba, consistem em um lago com fluxo intenso de água, interagindo com diversos fatores ambientais locais e regionais.

Os perfis de temperatura estão relacionados a fatores climáticos globais de períodos de normalidade e anormalidade climática e outros fatores atmosféricos locais, tais como: a entrada de frentes frias que modificam a temperatura, umidade, velocidade dos ventos, nebulosidade e a pressão do ar que são fatores naturais diretamente relacionados a o comportamento termal da massa de água do sistema Guaíba. As atividades humanas também estão incluídas nos fatores modificadores da temperatura da água, que através do despejo de dejetos urbanos, industriais e rurais causam o aumento de nutrientes, que por consequência, aumentarão as atividades biológicas assim como a temperatura da água.

5.3. TSL do Guaíba

Nesse capítulo foram construídas as TSL por meio de regressões lineares simples com dados *in situ* do DMAE. Foram verificadas as relações das TSL com dados de nível das réguas fluviométricas da Agência Nacional das Águas (ANA) e dados meteorológicos do INMET, para entender o comportamento espacial termal das águas do Guaíba.

Aqui serão abordadas as relações entre a Temperatura de Superfície de Lago (TSL) do Guaíba e suas particularidades locais, tais como: morfometria das

margens, batimetria, direção e velocidade dos ventos, entrada de água no sistema e localização da clorofila-a. Para estabelecer essas relações serão tomadas como base imagens do sensor termal do Landsat 8 (banda 10), que apresenta-se como excelente ferramenta para construção da TSL, com resolução espacial de 100 metros, permitindo maior detalhe na análise da temperatura do Guaíba.

Nas figuras 14A, 15A e 16A observa-se a construção das uma TSL, com suas respectivas constantes de regressão e dados de campo, conforme o método descrito na eq. (21). Os valores da primeira reta de regressão linear simples ficaram com os seguintes valores: dia 21 de janeiro de 2014 ($R^2 = 0,72$ e correlação de 0,80), 18 de novembro de 2014 ($R^2= 0,28$ baixo e correlação de 0,53) e 04 de dezembro de 2013 ($R^2= 0,45$ e correlação 0,85). A imagem do dia 18 de novembro de 2014 possui um baixo $R^2= 0,28$ em função das condições meteorológicas, (KUSTAS e NORMAN, 2000), sazonalidade, estratificação e mistura causada pela entrada de água no sistema Guaíba (THIEMANN e HELMUT, 2003). No dia 21 de janeiro os valores da imagem são mais significativos para os dados de campo do que dos dias 18 novembro de 2013 e 04 dezembro de 2013; em 18 novembro de 2013, apesar de possuir um grande número de dados de campo, não são tão compatíveis com os dados das imagens, tanto que apresenta uma baixa correlação (figura 17).

As figuras 14A, 15A e 16A mostram os resultados dos pontos reajustados na regressão linear simples nas imagens da banda 10 e as respectivas temperaturas de campo.

As figuras 14B, 15B e 16B apresentam as diferenças de temperatura entre as imagens de temperatura final e os pontos de temperatura de campo. Em função do maior número de pontos de temperatura obtidos em campo, o dia 18 novembro de 2013 (14B), obteve uma boa correlação, como pode ser observado, as linhas do gráfico ficaram sobrepostas.

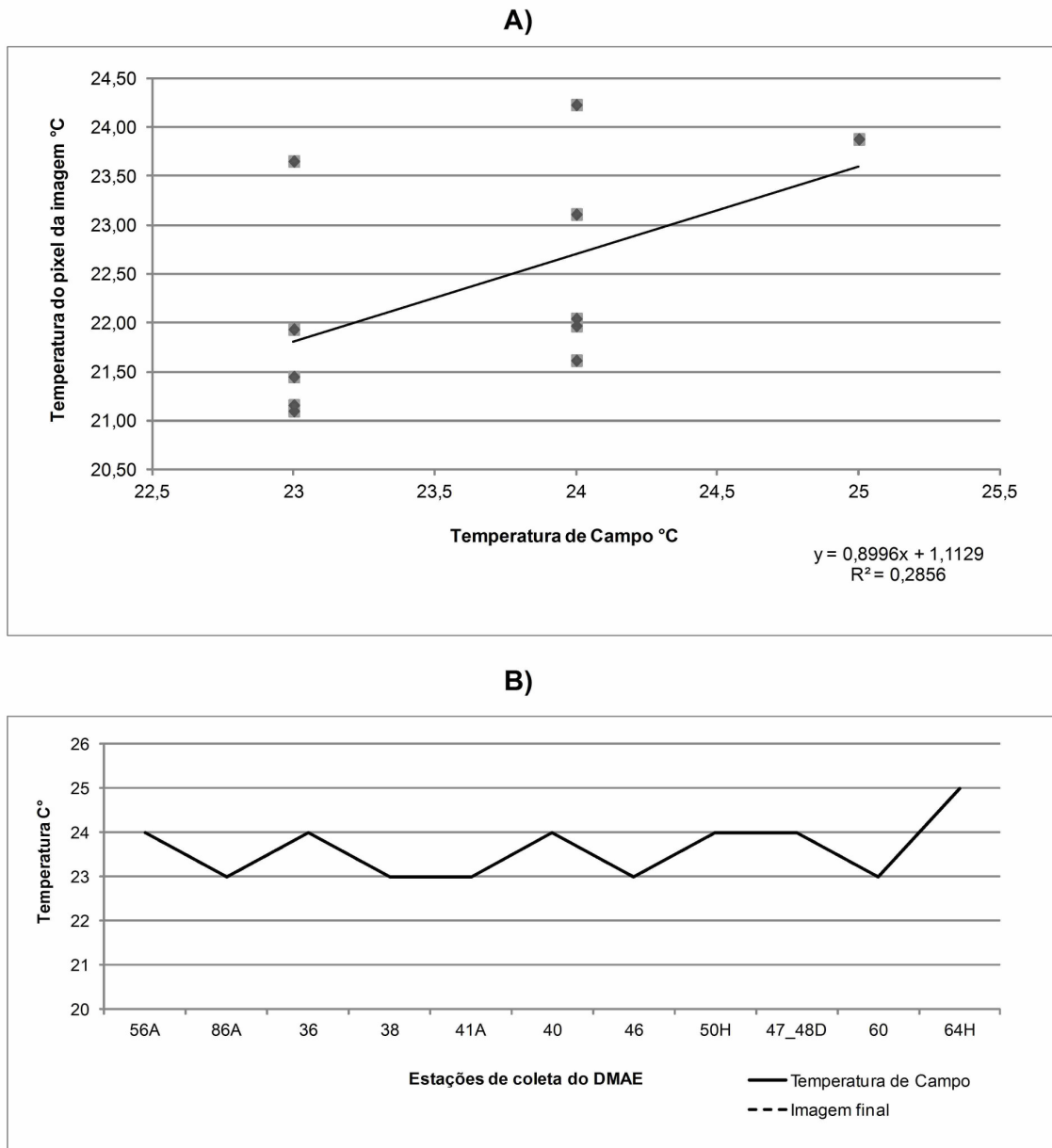


Figura 14- Calibração da imagem de TSL do dia 18 novembro de 2013 com dados de campo do DMAE - Guaíba- RS. Em A) Gráficos de dispersão e coeficientes de determinação (R^2) da imagem de temperatura com dados de campo; B) Relação entre temperatura de campo e temperatura da imagem final.

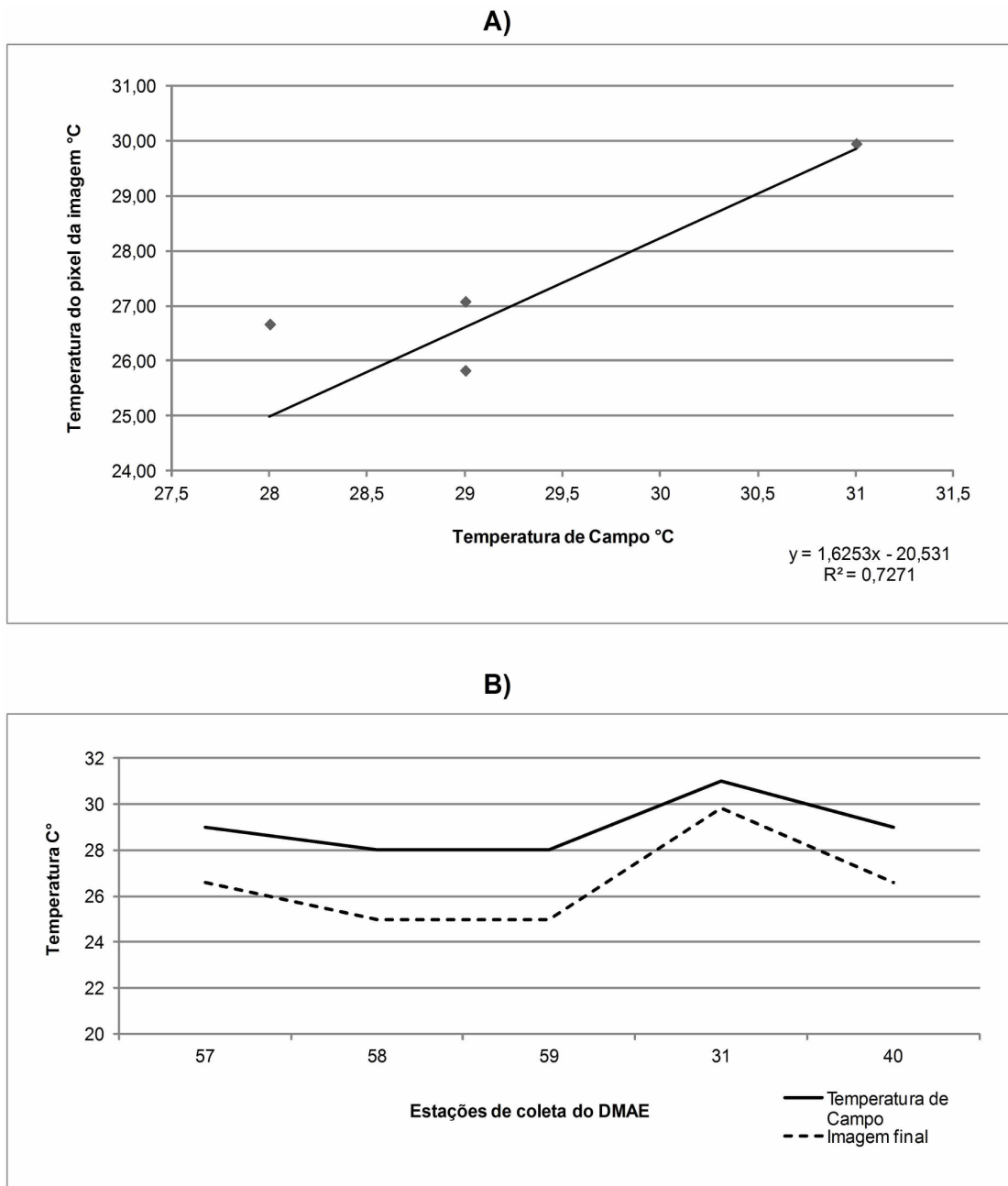


Figura 15- Calibração da imagem de TSL do dia 21 janeiro de 2014 com dados de campo do DMAE - Guaíba- RS. Em A) Gráficos de dispersão e coeficientes de determinação (R^2) da imagem de temperatura com dados de campo; B) Relação entre temperatura de campo e temperatura da imagem final.

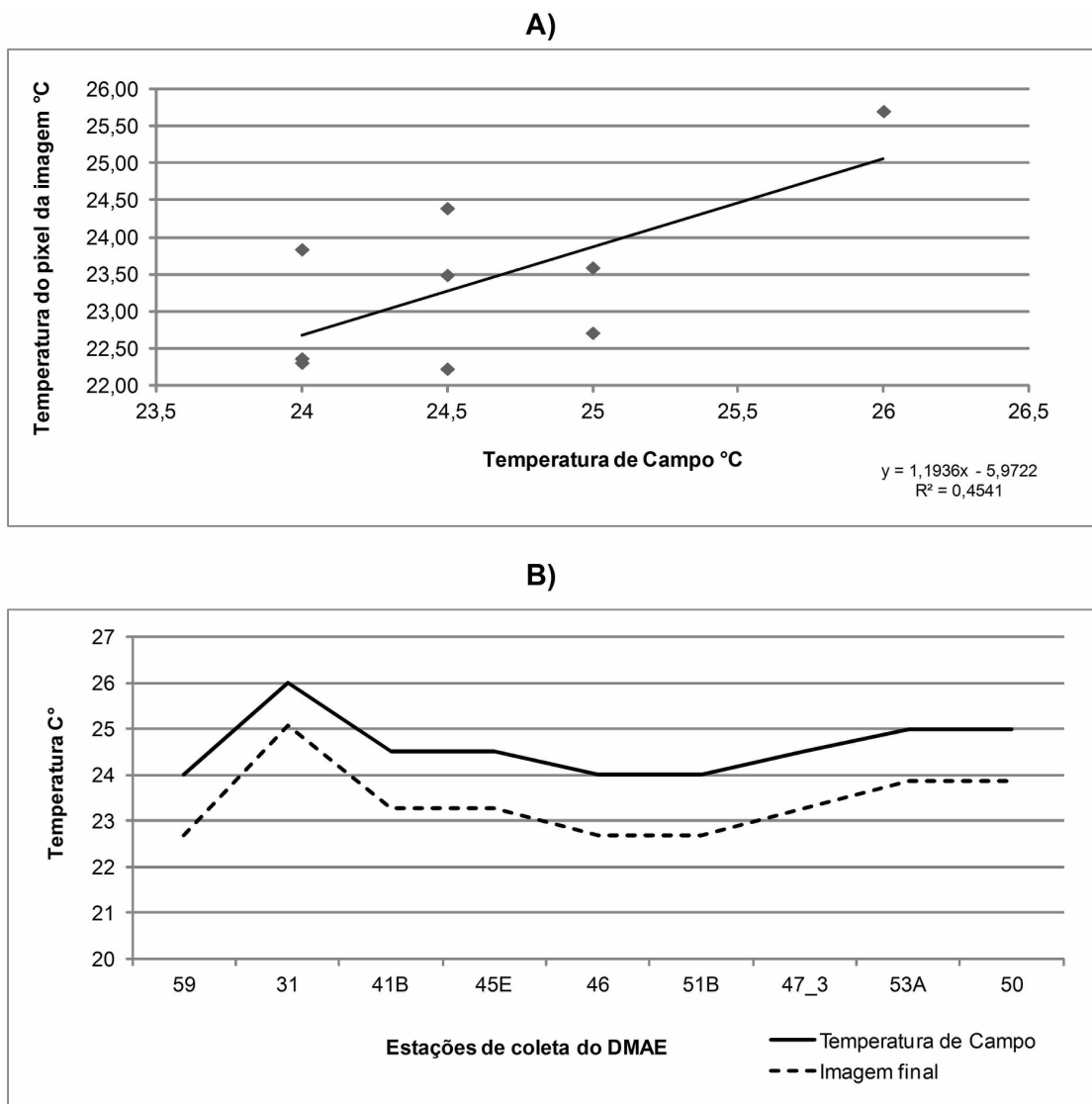


Figura 16- Calibração da imagem de TSL do dia 04 dezembro de 2013 com dados de campo do DMAE - Guaíba- RS. Em A) Gráficos de dispersão e coeficientes de determinação (R^2) da imagem de temperatura com dados de campo; B) Relação entre temperatura de campo e temperatura da imagem final.

A imagem do dia 18 de novembro de 2013, obteve uma correlação inferior em relação aos meses de dezembro de 2013 e janeiro de 2014. Apesar disso, deve-se ressaltar que os dados temperatura de campo foram obtidos em data muito próxima da passagem do satélite de novembro de 2013, além de possuir 11 pontos amostrais de temperatura. O que pode conferir uma boa confiabilidade para a estimativa dessa data.

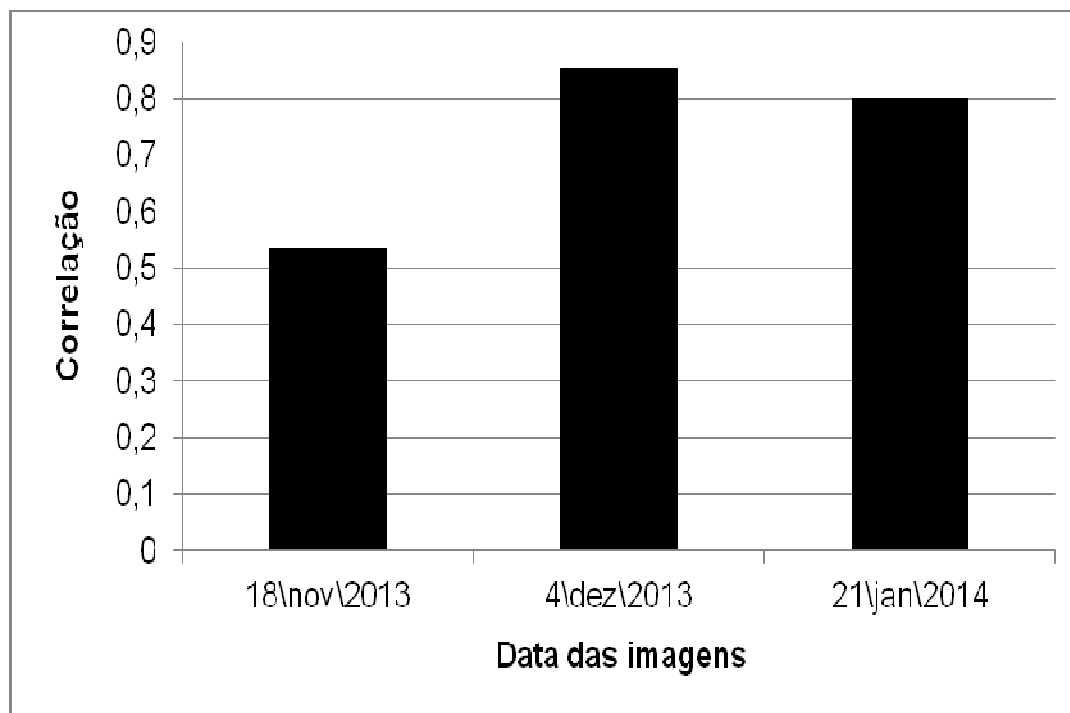


Figura 17- Correlação entre temperatura de campo e temperatura do pixel das imagens, Lago Guaíba-RS.

5.3.1 Nível da régua fluviométrica e velocidade dos ventos

Em relação aos dados das réguas fluviométricas, para os dias 21 de janeiro de 2014, 18 de novembro e 4 dezembro de 2013, a análise da figura 18A, mostra que em novembro há uma tendência ao aumento do nível das águas no Guaíba, chegando a 152 cm na régua Cristal. Enquanto que nos meses de dezembro e janeiro (figura 18B e 18C) ocorre uma tendência de redução do nível das águas, em dezembro, com exceção do dia 30, a queda é de 102 mm (dia 01) para 86 mm (dia 04); e janeiro de 82 mm (dia 17) para 66 mm (dia 21).

Destaca-se, entretanto, que os dados da régua fluviométrica antecedem quatro dias antes da data da passagem do satélite, que consiste no espaço temporal suficiente para analisar a entrada de água no Guaíba.

Sobre a distribuição da temperatura na superfície da água há que se levar em consideração a intensidade, a frequência e a direção dos ventos. A atuação do vento faz com o que a água perca mais rapidamente calor para a atmosfera (JONAS *et al.*, 2003; ALCANTARA, 2010).

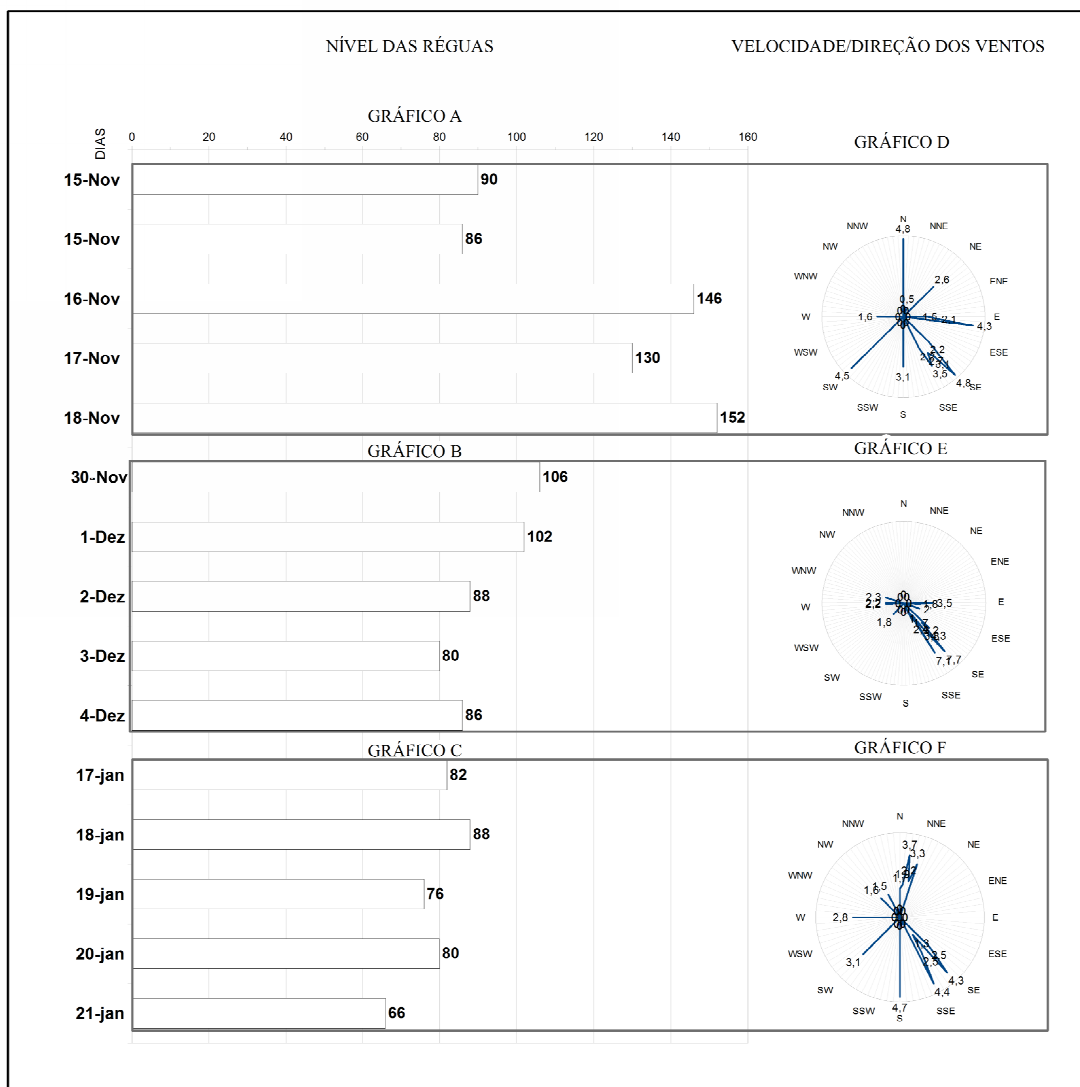


Figura 18- Gráficos dos níveis das réguas fluviométricas, onde A) 15 a 18 de novembro de 2013, B) 30 de novembro a 4 dezembro de 2013 e C) 17 a 21 de janeiro de 2014; velocidade e direção dos ventos, onde: D) 15 a 18 de novembro de 2013, E) 30 de novembro a 4 dezembro de 2013 e F) 17 a 21 de janeiro de 2014, Lago Guaíba - RS.

O padrão de direção de atuação do vento pode justificar o fato de porções dos corpos d'água apresentarem uma quantidade maior de águas mais frias. Por outro lado, com o aumento do fluxo de radiação de onda curta e por consequência da temperatura do ar, essas regiões mais rasas tendem a ganhar calor.

(ALCANTARA, 2010). A temperatura de superfície apresenta maior variação na presença de ventos fortes e temperaturas ambientes altas (XAVIER, 2014).

Para as três imagens analisadas, conforme figura 18D, no dia 18 novembro de 2013, os ventos sopraram em todas as direções, com uma tendência a ventos do quadrante SE, com velocidades chegando a $4,8 \text{ m/s}^{-1}$. Na figura 18F (janeiro de 2014) destaca-se o predomínio de ventos do quadrante N que chegam a $3,7 \text{ m/s}^{-1}$, ocupando uma janela temporal maior do que os ventos de outros quadrantes, inclusive do SE. Em dezembro, figura 18E, se observa ventos de velocidades elevadas dos quadrantes SSE e SE, que chegam a $7,7 \text{ m/s}^{-1}$, acompanhado de uma tendência a redução do nível da água no sistema lagunar (figura 18B).

Além disso, os dados de velocidades dos ventos foram obtidos a partir de uma janela de cinco dias antes da passagem do satélite até a data de sua passagem, com três horários UTC (Coordenada de Tempo Universal) de medidas diárias (00:00, 12:00 e 18:00 horas).

5.3.2. Relação entre a TSL e a batimetria

No período em análise, janeiro de 2014, figura 19C, as temperaturas mais altas estavam localizadas na área sudoeste do Guaíba, na Ponta do Salgado. As temperaturas observadas nas imagens de novembro $23,77 \text{ }^{\circ}\text{C}$, dezembro $23,48 \text{ }^{\circ}\text{C}$ e janeiro com $28,54 \text{ }^{\circ}\text{C}$, podem estar relacionadas com as áreas de velocidade de escoamento mais baixa, conforme o observado na figura 21B. Nessa área a batimetria é de no máximo 3 metros de profundidade, conforme Toldo Jr. e Almeida (2009).

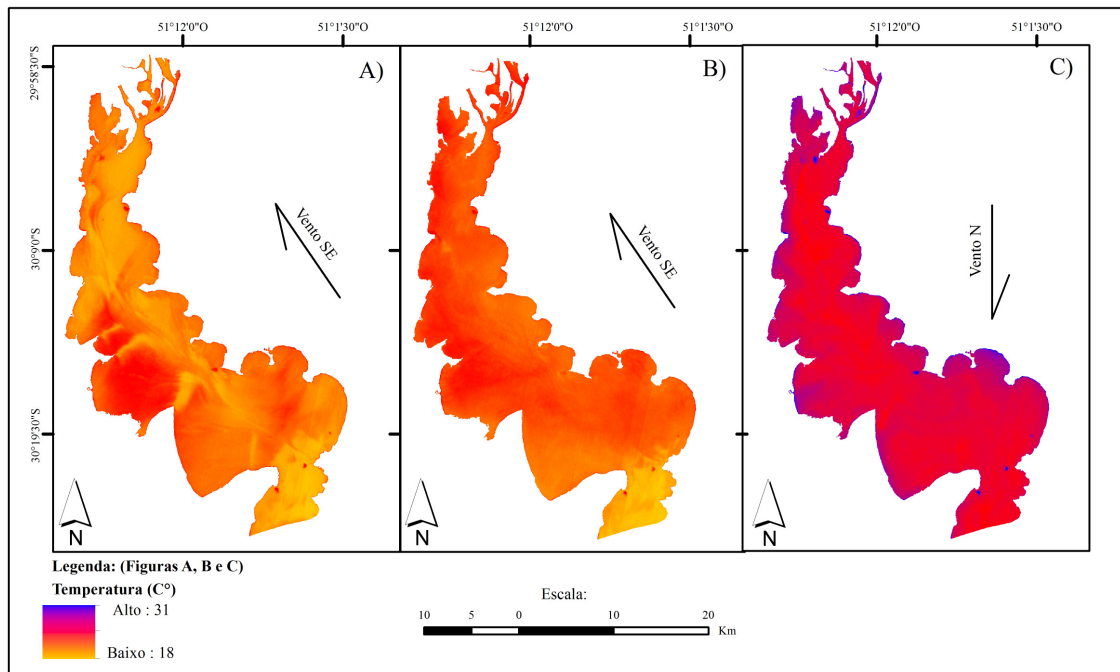


Figura 19- Temperatura de Superfície de Lago, onde: em A) 18 novembro de 2013, B) 4 dezembro de 2013 e C) 21 de janeiro de 2014, Lago Guaíba - RS.

Na imagem do dia 18 de novembro de 2013, figura 19A, as temperaturas em áreas mais rasas do Lago como, por exemplo, na área sudoeste do Guaíba, com isóbaras inferiores a 1 metro de profundidade (figura 21A), a água é normalmente mais aquecida. Nessas áreas ocorre uma relação com a radiação termal diferenciada, em função da presença do fundo.

Em novembro (figura 19A) as águas entram no sistema do Lago Guaíba com uma temperatura de 22,83 °C, vinda dos rios Jacuí, Gravataí e Caí. Posteriormente as águas dos rios Gravataí e Caí sofrem um aquecimento em áreas localizadas entre a foz do rio Gravataí e Norte da Ponta da Cadeia (BR- 290) de 23,36°C, enquanto que o rio Jacuí mantém a temperatura.

O mapa, em escala menor, na figura 20 apresenta campos de TSL da imagem do dia 18 de novembro de 2013 relacionados com a batimetria (figura 21A), onde há o ressurgimento de águas de fundo com temperaturas inferiores a de superfície.

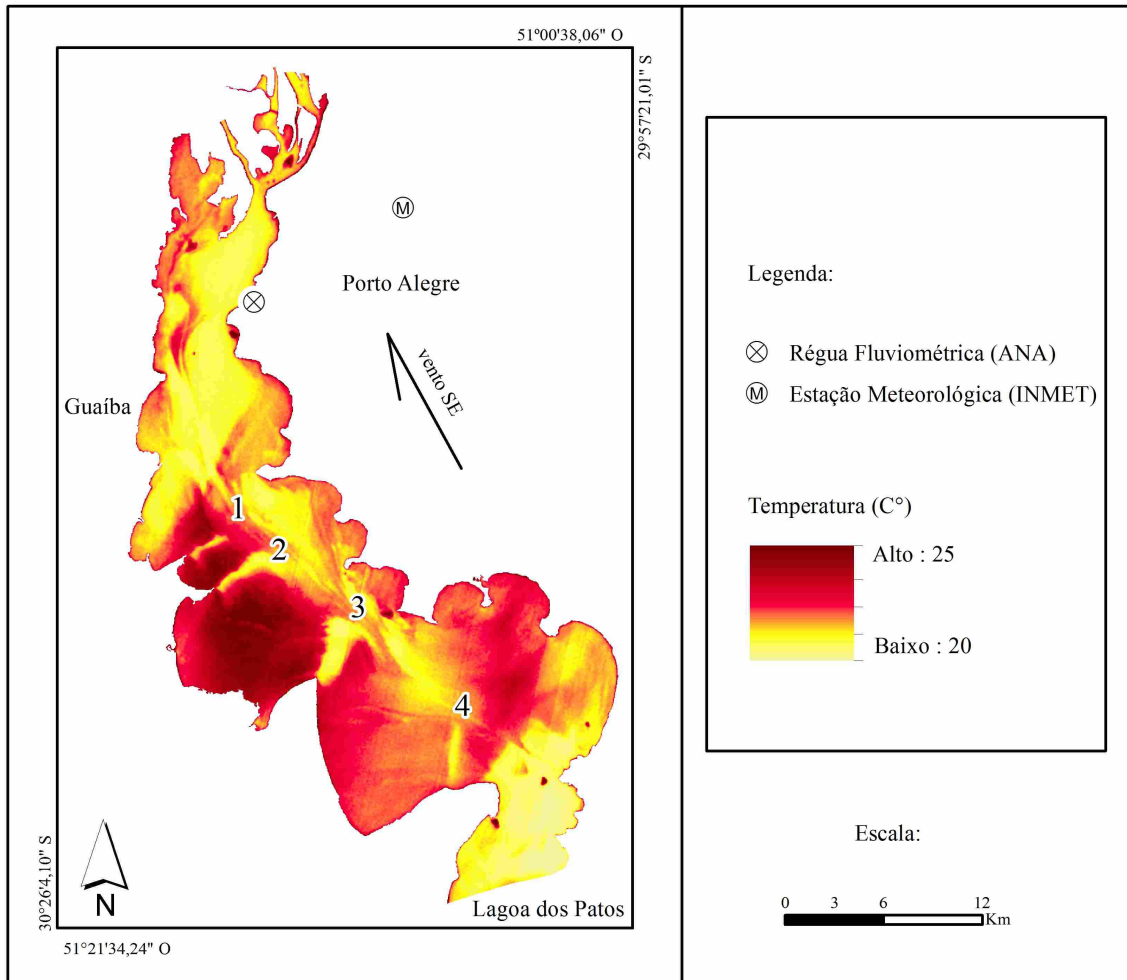


Figura 20- Temperatura de Superfície de Lago, 18 de novembro de 2013, Lago Guaíba- RS

Observa-se que o campo 3 é o campo em que mais ocorre turbulência na ressurgência de massa de água, com grande potencial para elevar uma quantidade maior de massa de água. O campo 2 eleva uma quantidade inferior de massa de água para a superfície, quando comparado com o campo 3. No campo 2 ocorre um direcionamento superior para leste, enviando massas de água de fundo para a superfície em direção ao canal de navegação. Os campo 1 e 4 possuem menor influência no que se refere a ressurgência de massas de água.

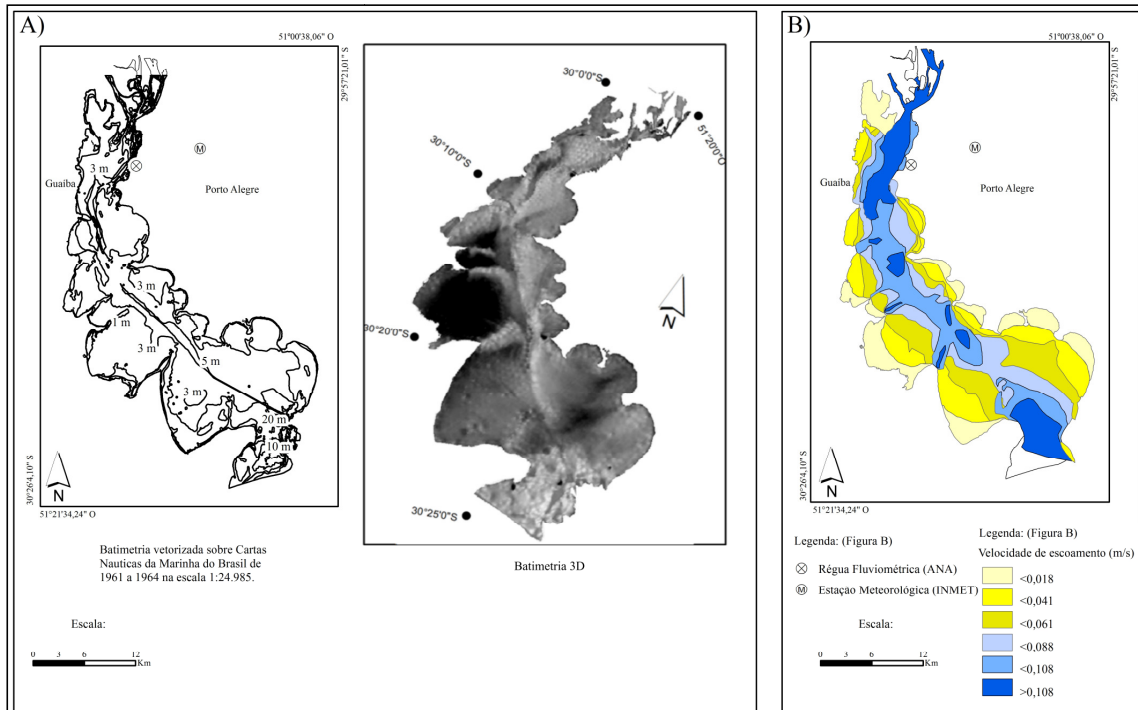


Figura 21- A) Modelo vetorial e 3D da batimetria, Fonte: Marinha do Brasil, 1964; B) Mapa de velocidade de escoamento no Lago Guaíba- RS, Fonte: Modificado de Paz *et al.* (2005).

Na morfologia de fundo do Guaíba, os "esporões arenosos", conforme Nicolodi (2007) estão associados a áreas com batimetrias inferiores a 1 metro, localizadas no alinhamento com a Ponta do Jacaré, Ponta do Salgado e Sul da Ponta do Salgado. Nessas áreas ocorrem ressurgências das águas do fundo com temperaturas inferiores à de superfície, que são impulsionadas pela direção e força da corrente da água. Estas massas de água podem ser observadas na figura 20, na parte oeste do Lago; ao sul da foz do Arroio Dilúvio, na área urbana de Porto e no Gasômetro até próximo o alinhamento com o Arroio Capivara as temperaturas sofrem uma diminuição, principalmente no setor leste do Lago.

No mês de novembro observa-se um padrão heterogêneo de distribuição de TSL (conforme a figura 19A). As células de maior velocidade, conforme a figura 21B, se localizam na área do canal, onde apresenta temperaturas entre 22,75 °C a 22,87 °C. Nas demais células, áreas de fluxo de velocidade menor, apresenta temperaturas mais elevadas (23,09°C a 23,85°C), evidenciando que a entrada de

água no sistema lagunar é de temperatura mais baixas do que a do ambiente.

No encontro com as águas da Laguna dos Patos, há células de temperaturas mais baixas em dezembro (20,27 °C) devido a ação de ventos do quadrante SE, figura 19B. Nesta área, a temperatura é de 22,48 °C em novembro, e de 28,36 °C, em janeiro (figuras 19A e 19C, respectivamente).

A TSL de 04 de dezembro de 2013 não é tão influenciada pela batimetria como a TSL do dia 21 de janeiro de 2014; observa-se que as temperaturas mais altas (em média 23,66 °C) estão a oeste do Lago coincidindo com batimetrias inferiores a 3 metros; já as temperaturas mais baixas (em média de 20,30°C) estão localizadas no extremo sul do Lago na área de contato com massas de água da Lagoa dos Patos; e por fim as temperaturas intermediárias estão localizadas na porção leste do lago ficando na média de 22,21°C.

Na TSL do dia 21 de janeiro de 2014, as temperaturas mais altas (em média de 28,90°C) estão mais relacionadas com as proximidades de áreas de margens, essas áreas de certo modo tem relação com batimetrias inferiores a 3 metros. As demais temperaturas ficam por volta de 28,31°C localizadas ao longo do canal, Arroio Dilúvio e áreas de contato com a Laguna dos Patos. Observa-se um padrão de TSL homogêneo nesta data, e com temperaturas mais elevadas (em relação às demais TSL), não refletindo a relação com a velocidade das águas (figura 21B). De acordo com a figura 19C a TSL varia de 28,39°C a 28,72°C com uma elevação da temperatura nas áreas de margem (29,14°C).

Não há um relacionamento direto da TSL com fenômenos atmosféricos globais, tais como: La Niña e El Niño, porém, quando não há a entrada de água significativa no alto Guaíba a TSL fica mais propensa a fatores atmosféricos locais, tais como: Temperatura do ar, direção dos ventos e precipitações.

Os ventos S e SE além de causarem um queda na temperatura em áreas do baixo Guaíba, também represa as águas (HERZ, 1977); já o vento N responsável pelo aquecimento das águas e homogeneização dos campos de temperatura da TSL

As diferenças de temperaturas em lagos estão vinculadas as estruturas, diferença de elevação, profundidade e localização geográfica (LEOPOLD, 2000). As áreas caracterizadas por altas temperaturas são relativamente associadas a baixas profundidades (GIANPAOLO *et al.*, 2010; AKINRINADE *et al.*, 2016), assim como, temperaturas e misturas de massas de água estão diretamente relacionadas a

profundidade (GIANPAOLO *et al.*, 2010).

O vento é uma forçante que provoca refrigeração, do tipo "depressões" na temperatura de superfície da água (PARK *et al.*, 2005). Luis e Kawamura (2002) fizeram uma média da série espacial do estresse do vento (Q_{net}) e TSM apresentado em uma figura de três dimensões. Com gradual aumento/redução no Q_{net} , sendo que a TSM refrigera ~1,5 C entre 1 a 5 de maio de 1997. Isso traz uma mudança na taxa de Q_{net} , em estimativa de refrigeração de TSM durante o período de 15 dias, sendo importante para a compreensão da contribuição da forçante Q_{net} na refrigeração da TSM. As taxas de refrigeração da TSM são estimadas pela eq. (29):

$$\Delta TSM = \frac{\Delta Q}{P_w C_p D t} \quad (29)$$

Em que: ΔQ_{net} é o tempo de mudança do fluxo de calor na superfície; P_w é a densidade da água do mar; C_p é a constante de calor específico (4018 J/Kg/K); D é a mistura de camadas profundas. A batimetria está relacionada a mistura de camadas de profundidades que tem influência nas forçantes do estresse do vento (PARK *et al.*, 2005). O vento a uma velocidade de 13 ms^{-1} sobre uma área mais rasa, tipo uma resurgência montanhosa no fundo do mar, nessa área o vento irá influenciar em 8% na TSM a mais do que em outras áreas mais profundas (PARK *et al.*, 2005).

5.3.3. Relação entre TSL, NDVI e clorofila-a.

O fitoplâncton é representado por organismos fotossintetizantes (microalgas), que possui a clorofila como pigmento (KAMPEL e NASCIMENTO, 2007), adaptados a vida em suspensão na água, movimentados pelo vento (PACHECO *et al.*, 2005) e correntes de água (LONDE *et al.*, 2005).

A clorofila-a tem sido utilizada amplamente na ecologia aquática como um dos mais importantes índices de biomassa do fitoplâncton (PROENÇA, 2002; CICERELLI e GALO, 2015). Consiste em pigmentos fotossintéticos presentes em todos os organismos fitoplanctônicos sejam eucarióticos (algas) ou procarióticos (cianobactérias) (CRUZ *et al.*, 2007; MAESTRIN *et al.*, 2009).

O NDVI (Índice Normalizado Diferenciado de Vegetação) consiste em uma importante técnica na fundamentação de trabalhos que necessitem mensuração de

vegetação através da massa folhar/clorofila e até mesmo em pesquisas de limnologia para as respectivas estimativas da clorofila-a. O NDVI apresenta-se como uma ferramenta útil na identificação, abrangência e intensidade de florações de algas (CORAZZA, 2015).

A correlação entre os valores de NDVI e de clorofila-a é apresentada nas tabelas 1 e 2. Em novembro de 2013 os dados de campo antecedem um dia da imagem, mesmo assim, os dados mostram uma baixa correlação (0,07), tabela 1, e de modo contrário em dezembro, os pontos que antecederam a passagem do satélite (ponto 36 coletado no dia 18 de dezembro de 2013, 41B e 45E dia 12 de dezembro de 2013 e 47_8B final de novembro), apresentam uma correlação elevada de -0,73, sendo que o ponto 47_8B se destaca com os maiores valores, tabela 2, essa correlação negativa se dá em função da complexidade da dinâmica do Guaíba, dessa forma os dados de clorofila-a não são representativos para a imagem de satélite. O prolongamento da janela temporal da coleta dos pontos foi afetada pela dinâmica do Guaíba, entrada de água e direção dos ventos, que modificaram a localização do fitoplâncton.

Tabela 1- Correlação entre NDVI e clorofila-a, 18 de novembro de 2013, Lago Guaíba - RS.

AMOSTRA	NDVI	Clorofila (ug/L)
86a	0,02336	1,64
36	-0,02815	2,96
41B	0,04088	2,11
45E	-0,03899	0,71
47-48D	0,09548	1,44
Correlação	-	-0,071

Tabela 2- Correlação entre NDVI e clorofila-a 04 de dezembro de 2013, Lago Guaíba - RS.

AMOSTRA	NDVI	Clorofila (ug/L)
36	0,1147	3,95
41B	0,2058	1,91
45E	0,1102	0,93
47-8B	0,0517	18,99
Correlação	-	-0,730

A Tabela 3, apresenta correlação entre TSL e NDVI nos pontos de coleta (figura 9) em diferentes de áreas velocidade de escoamento do Guaíba (figura 21B). As velocidades foram divididas em: Áreas com pouca velocidade de escoamento (margem oeste), Áreas com média velocidade de escoamento (margem leste) e Áreas com grande velocidade de escoamento do canal de navegação.

Tabela 3- Correlação entre NDVI e TSL, Lago Guaíba - RS.

Campos de velocidade	Novembro (2013)	Dezembro (2013)	Janeiro (2014)
Todos os pontos de Lago Guaíba	0,50	0,11	0,52
Áreas com pouca velocidade de escoamento (margem oeste)	-0,82	-0,23	-0,32
Áreas com grande velocidade de escoamento	-0,22	-0,15	-0,17
Áreas com média velocidade de escoamento (margem leste)	0,52	0,57	0,37

Os afluentes formadores do Lago Guaíba, Ponta da Cadeia (no Delta do Jacuí), apresentam velocidade do escoamento em torno de 0,1 m/s (PAZ *et al.*, 2005).

As zonas de baixas velocidades (em torno de 0,03 m/s) ocupam a maior área do lago, situando-se entre o canal de navegação e as margens. As velocidades do escoamento caracterizam-se pelo aumento das velocidades no sentido paralelo das margem em direção ao canal de navegação. As maiores velocidades estão no canal de navegação (PAZ *et al.*, 2005).

Na margem oeste, Ponta do Salgado, a velocidade se mantém pelo centro do lago, no canal de navegação, com leve inflexão ao final, apresentando velocidades altas, porém, inferior ao escoamento dos afluente do Delta do Jacuí, que se estende da Ponta da Cadeia até o Município de Guaíba. As áreas protegidas do escoamento em função dos recortes das linhas de margens, estão praticamente com estagnação do fluxo em relação às demais regiões , com velocidades inferiores a 0,01 m/s. (PAZ *et al.*, 2005).

Os pontos de coleta de amostras (figura 9) 64C, 56A, 53A, 50H, 47_8B e 64H da margem oeste são considerados como áreas de pouca velocidade de fluxo de água (menos de 0,018 m/s); os pontos 61, 64, 86A, 36, 123, 38, 41A, 46, 51B, 50 e 60 são considerados pontos onde a velocidade das águas é grande (no canal de

navegação e suas proximidades, aproximadamente 0,108 m/s); e os pontos 40, 45E, 47_3, 47_48D e 47_8B, localizados na margem leste, em áreas de média velocidade (0,041 a 0,088 m/s) de fluxo das águas (velocidade de escoamento das águas do Lago Guaíba, figura 21B).

As áreas de baixa velocidade de escoamento (tabela 3), novembro de 2013, possuem um grau de correlação alto (-0,82) em relação as demais; em dezembro se observam as menores correlações, apenas se manteve uma correlação relativamente boa de 0,57 em áreas de pouca velocidade na margem leste, tabela 3. O mês de novembro manteve as correlações mais elevadas. O mês de janeiro manteve as correlações acima de 0,30 em áreas na margem leste e áreas com pouca velocidade de fluxo.

Na tabela 3 observa-se que as áreas com pouca velocidade de escoamento da margem oeste possuem correlações melhores, são áreas onde as águas ficam mais tempo em repouso, sofrendo menos ação da entrada de água no sistema e protegidas por enseadas concomitante com as baixas batimetrias (figura 21A e 21B, respectivamente).

Na figura 22 observa-se que nos valores de NDVI foram incluídos as classe 0,24 a 0,33, que consistem em ilhas e vegetação (gramíneas e arbustivas) em áreas de solo. Os valores inferiores são considerados valores de fitoplâncton (clorofila-a) presente na lâmina de água.

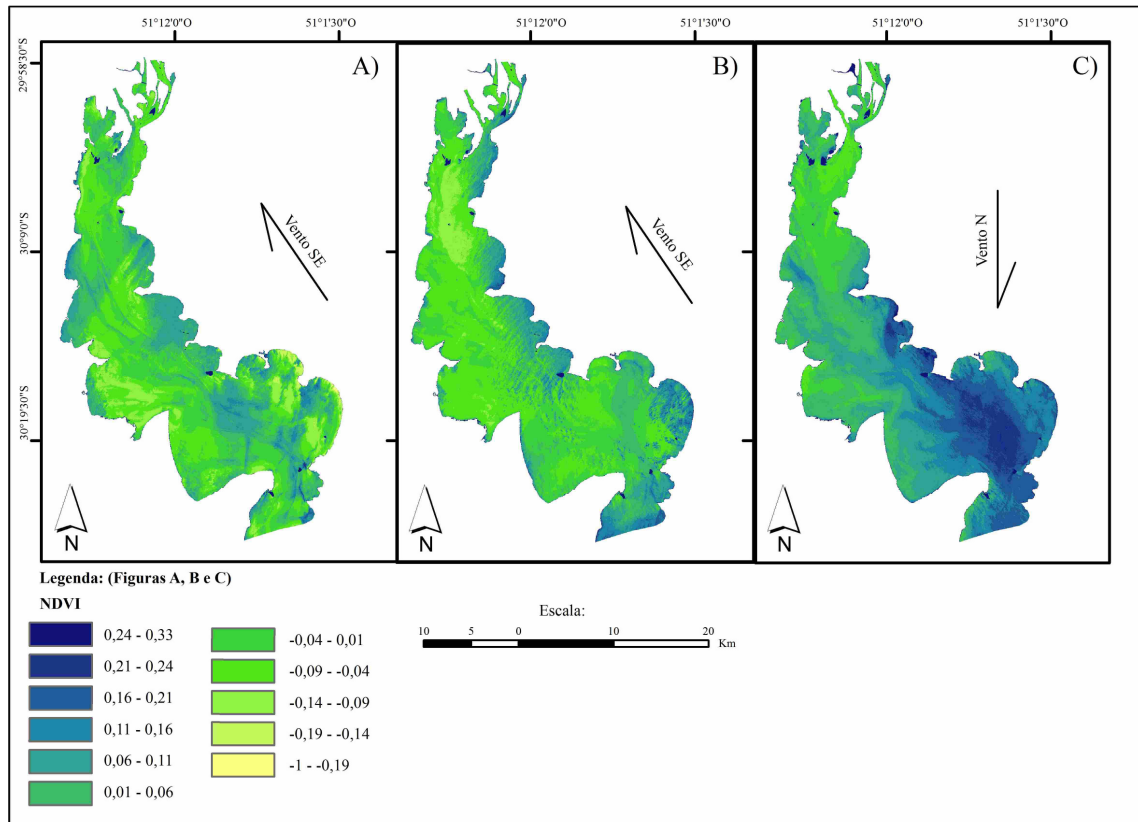


Figura 22- Variação de NDVI, onde: em A) 18 novembro de 2013, B) 4 dezembro de 2013 e C) 21 de janeiro de 2014, Lago Guaíba - RS.

Em função da entrada de água no Guaíba e com aumento do transporte de carga sedimentar pode ocorrer uma mistura das classes de NDVI, como na imagem do dia 18 de novembro. Essa entrada de água represa o fitoplâncton em áreas onde a velocidade da água é menor, figura 22A, onde a concentração de fitoplâncton fica nas áreas de margem. Mesmo com ventos na direção SE não houve arrastamento do fitoplâncton devido à proteção da morfometria do local (figura 24A). O fitoplâncton é representado por organismos fotossintetizantes (microalgas), que possui a clorofila como pigmento (KAMPEL e NASCIMENTO, 2007), adaptados à vida em suspensão na água, movimentados pelo vento (PACHECO *et al.*, 2005) e correntes de água (LONDE *et al.*, 2005).

Em Janeiro os maiores valores de NDVI ocorrem na porção sul do lago, figura 22C, e decrescem para o norte. A bacia hidrográfica do Lago Guaíba tem a contribuição de dois rios reconhecidamente poluídos (Gravataí e Sinos) (CORAZZA,

2015). A figura 22B, apresenta os valores de NDVI do mês de dezembro, que são decrescentes da margem leste para a margem oeste, os menores valores de NDVI estão localizados ao norte do lago, e, ao sul no contato com a Lagoa dos Patos. Destaca-se que os valores de NDVI se sobressaem com valores elevados acima de índices 0,33.

Nas proximidades da área urbana as concentrações de clorofila-a são maiores (CORAZZA, 2015), margem nordeste do lago. As florações de algas no Guaíba estão relacionado fatores atmosféricos, tais como: temperaturas elevadas da água e do ar concomitante a menores precipitações pluviométricas durante o verão e início de outono em períodos de La Niña, e, também, fatores limnológicos locais, como: maior transparência da água, maior tempo de retenção hidráulica, valores de pH elevados, menores profundidades médias, baixo nível fluviométrico, menores concentrações do total de sólidos suspenso e baixa circulação da água (CORAZZA, 2015).

Em alguns locais, mesmo com maior temperatura, maior tempo de repouso da massa de água, não há desenvolvimento significativo da clorofila-a. Na margem leste ocorre o contrário, o NDVI é mais alto quando comparado com áreas da margem oeste. À leste a elevada topografia é intercalada com enseadas (figura 24A e 24B), que protegem a lâmina da água da ação dos ventos, principalmente ventos do quadrante sul e leste. A presença de ventos destes quadrantes não causa um arrastamento significativo de fitoplâncton, de NDVI de dezembro de 2013, durante o predomínio do vento SE.

Dessa forma, a distribuição espacial do NDVI pode sofrer alterações em função da baixa profundidade e presença dessas ressurgências de massas de água. Estas diferenças topográficas entre as margens podem funcionar como condicionantes de grande importância na localização do fitoplâncton funcionando como barreiras de proteção de ventos. Conforme Pacheco *et al.* (2005) o fitoplâncton é adaptado ao arrastamento pelo vento. Um fator de grande importância na correlação entre NDVI e TSL (LISSNER e GUASSELLI, 2013) é a velocidade das águas.

No setor norte do Lago Guaíba (figura 23), onde as taxas de poluição são maiores, com a entrada de água dos rios dos Sinos e Gravataí (SALOMONI e TORGAN, 2008), tem uma proteção de ventos vindos do quadrante sul, regiões do

Arroio Dilúvio, Centro Canal Ponta Grossa e Sul do Arroio Arado Velho; já no Setor Central Canal, Ilha Francisco Manoel e Ponta do Salgado o fitoplâncton é bastante protegido por arrastamento de ventos em função da presença de ilhas e margem muito recortada com topografias parcialmente elevada que pode chegar até 50 metros em alguns pontos (figura 24B).

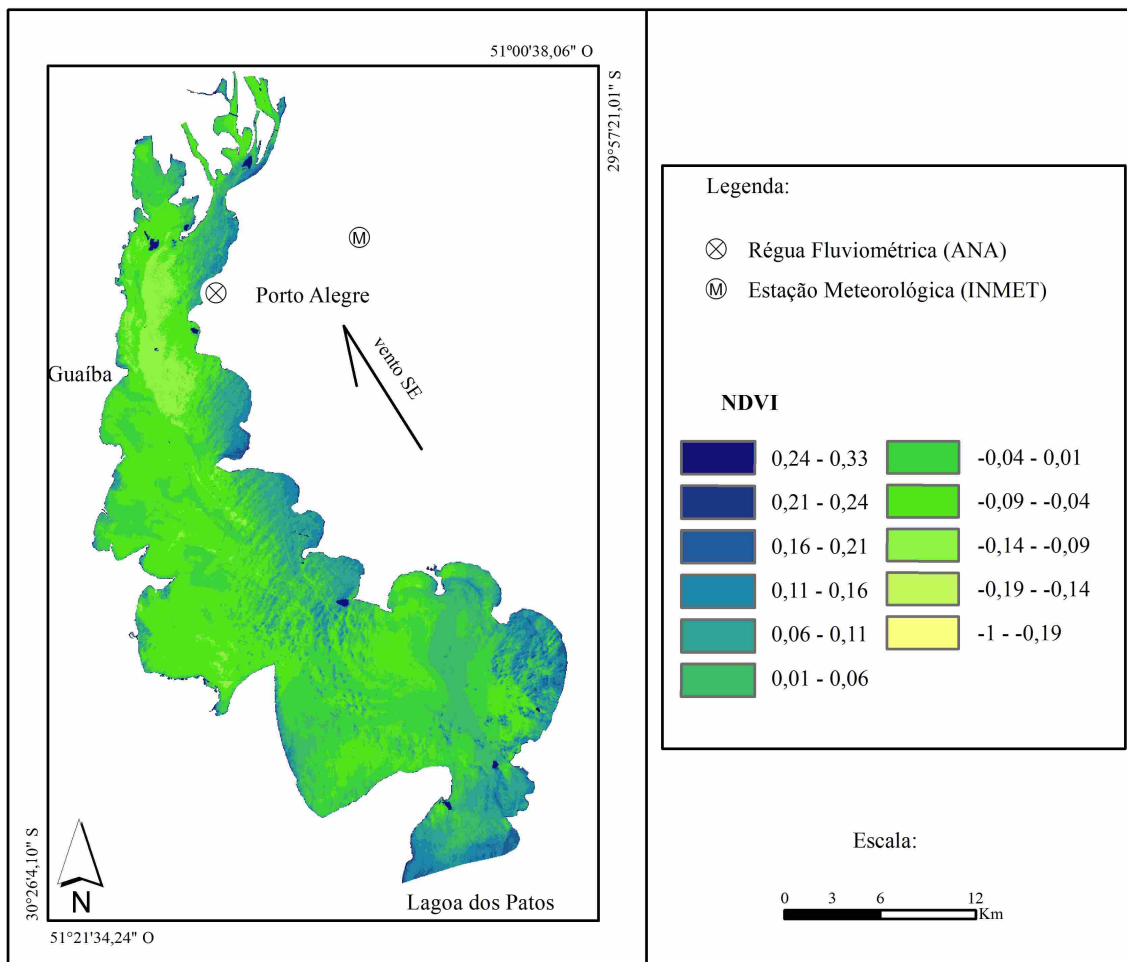


Figura 23- Variação de NDVI, 04 de dezembro de 2013, Lagoa Guaíba- RS.

No setor sul do lago (figura 24B), observa-se uma topografia podendo chegar até 180 metros de altitude na margem leste (nas localidades do Canal de Navegação, Ponta da Fortaleza e Ponta Itapuã) e com enseadas, concomitantemente com um represamento do fitoplâncton no baixo Guaíba em ligação com a Lagoa dos Patos, causada pela presença do vento SE (NICOLODI *et*

al., 2010) e perda da velocidade da água vinda do Rio Guaíba quando atinge o corpo da Lagoa dos Patos (PEREIRA e NIENCHESKI, 2004).

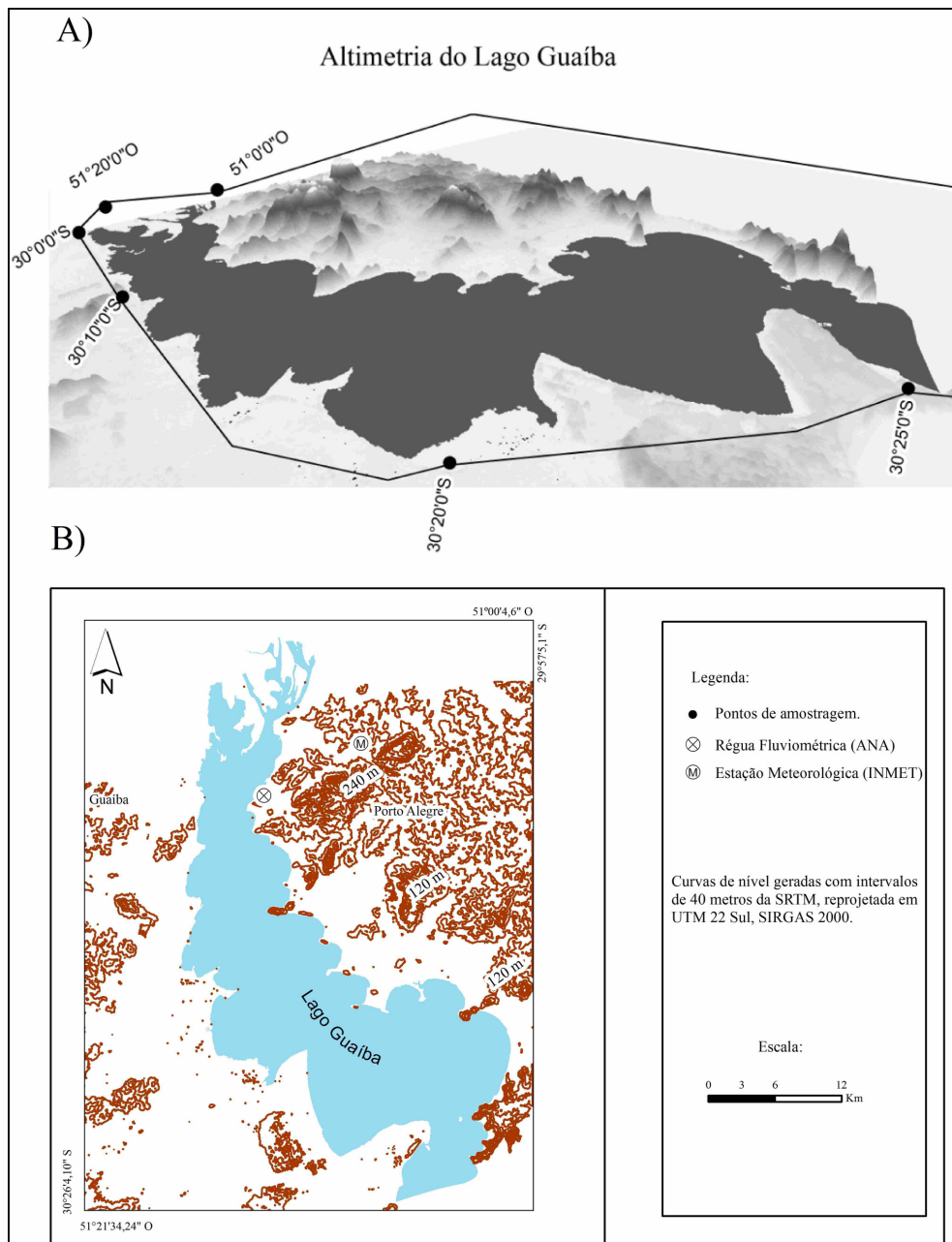


Figura 24- Altimetria das margens, onde: A) Modelo de altimetria em 3D com Exagero vertical de 10 metros e B) Curvas de nível com intervalos de 40 metros nas áreas das margens do Lago Guaíba- RS.

O setor central do Lago Guaíba possui as mesmas condições de favorecimento a estabilidade do fitoplâncton observadas no setor norte, como pode

ser observado na Figura 24, mas com um litoral muito recortado com presença de pequenas ilhas e morros baixos (aproximadamente 100 metros).

A variação do fitoplâncton é influenciada pela hidrodinâmica e pela morfologia do Lago Guaíba, sendo que as enseadas do setor leste propiciam a proliferação de algas, por outro lado, a direção do fluxo da água, profundidade e a dinâmica de ventos influenciam de forma muito significativa nessa variação (CORAZZA, 2015).

A baixa correlação entre temperatura e TSL apresentada na imagem de novembro (figura 17) está relacionada a uma elevação no nível da régua fluviométrica (figura 18A) no sistema lagunar, mas, em função da maior quantidade de pontos de campo se conseguiu um R^2 melhor do que nas outras imagens (Figura 14A), isso indica que a variação é comum entre as variáveis.

Em função da redução ou a estabilização do nível das águas no sistema lagunar (figuras 18B e 18C), os mês de dezembro e janeiro possuem as correlações mais altas.

O Guaíba possui um fluxo intenso de água, porém para obter um bom resultado em calibração de imagens termais com dados de temperatura de campo é necessário que se tenha um fluxo de água menor, acompanhado de uma tendência de redução do nível das régua fluviométricas e estabilização do nível da água. A velocidade do fluxos da correnteza e entradas de água no sistema trazem incertezas na coleta de dados de temperatura *in situ* para a correção/calibração de imagens termais (BIANCHI *et al*, 2014; IEZZI e TODISCO, 2015); também é importante avaliar o efeito do desajuste espacial e temporal entre dados *in situ* e de sensoriamento remoto (DOGLIOTTI *et al.*, 2011).

Obsera-se, em barragem, diferenças físicas e bioquímicas na massa de água de entrada, oriunda de rios, dessa forma Bianchi *et al.* (2014) relatam que os pontos de amostragem, nessas áreas de entradas de água são influenciados pelo fluxo de entrada de água, não representativo da maior parte da barragem.

A entrada de água no Guaíba modifica todo o sistema (fluxo de água) causando uma modificação de temperaturas e fitoplâncton, que se modificam a todo o instante, dificultando a correlação entre os dados, como por exemplo novembro (figura 18A). Há um contraste de massas de água com temperaturas diferentes, que oscilam em intervalos curto de tempo, caracterizando uma dinâmica complexa com

ressurgências de massas de água.

Dessa forma em sensoriamento remoto, o fluxo é um ambiente mais complexo, do que em um lago onde não há fluxo (HANDCOCK *et al.*, 2012). A correnteza frequentemente tem uma morfologia de traçado complexo composto por margens, ilhas, rochas etc., e varia muito as características hidrológicas e hidráulicas em função da entrada, profundidade, velocidade, flutuações e turbulências da água (HANDCOCK *et al.*, 2006; HANDCOCK *et al.*, 2012).

A variação do fitoplâncton está atribuída a variações no carregamento de nutrientes da bacia hidrográfica para o lago, causada pelas oscilações dos índices pluviométricos. Em lagoas subtropical estão intimamente ligados a sazonalidade como as chuvas, tempestades e misturas induzidas pelo vento (PHLIPS *et al.*, 2002).

A relação entre a régua pluviométrica e a velocidade dos ventos, figura 18, de acordo com Kuenzer e Dech (2013), durante o dia o sol aquece a superfície da água de centímetros até metros de profundidade, porque a maior parte dos comprimentos de ondas da luz solar são absorvidos pela água. Na ausência do vento há uma tendência de aquecimento da superfície da lâmina da água, isto é, ocorre uma estratificação termal da água. Sobre uma condição de ventos calmos (velocidade menor do que 1 ou 2 m s^{-1}), pode haver um aquecimento da superfície inferior da película de TSL do nascer do sol até o entardecer (KUENZER e DECH, 2013). A ação do vento acima de 6 m s^{-1} tende a ir contra a ação de estratificação pela mistura de calor da parte abaixo da película de água (KUENZER e DECH, 2013).

De acordo com a figura 18, o vento é uma das variáveis que condicionam o padrão de TSL, principalmente quando não há uma entrada de água significativa no sistema lagunar (situação em que a dinâmica fica menor principalmente nas margens rasas).

Os padrões de TSL observados nas imagens de 18 de novembro de 2013 e 21 de janeiro de 2014 estão altamente relacionadas a fatores como entrada de água e direção dos ventos; diferente do ocorrido em dezembro que é mais complexo os fatores que interferem na TSL, são mais equilibrados, havendo uma pequena alteração relacionada ao vento predominante de quadrante sul, diminuindo a temperatura da água na porção sul.

No encontro com as águas da Laguna dos Patos, há células de

temperaturas mais baixas, isso significa que a entrada de ventos do quadrante sul pode represar o escoamento da lâmina superficial, e ocorre uma redução na temperatura nessas áreas.

Conforme a figura 21B, de campos de velocidade de escoamento do Guaíba, coincidem com batimetrias inferiores a 3 metros. A associação da velocidade das águas baixas e da batimetria baixa resulta em uma TSL de temperatura elevada.

De acordo com Silsbe (2004) a radiação solar é rapidamente absorvida em áreas mais rasas, pois segundo Alcântara (2010) o aquecimento provocado pela radiação de ondas curtas nas regiões mais rasas e sua transmissão para as camadas subjacentes é facilitada pela baixa profundidade e pequeno volume.

O aumento das temperaturas é observado no setor sudoeste do lago, nas áreas de batimetrias inferiores a 3 metros, que são áreas de baixa velocidade (pode ser observado no mapa de velocidade de escoamento Paz *et al.* (2005), Figura 21B. E também local de deposição de sedimentos que para Herz (1977) consiste em areia fina ($2,5 \Phi$). A retenção do material, mais grosseiro, parece estar mais associado ao Banco de Itapuã, que constitui uma barreira ao livre movimento de partículas, formando por isso, um pequeno depósito nucleado Herz (1977).

Mais ao sul se observa, entretanto, que não há relação entre batimetria e TSL na área do canal com ligação com a Lagoa dos Patos. Nesta área ocorre uma mistura de águas de temperaturas diferentes impulsionadas pelo canal de navegação e a presença do vento SE causando represamento da camada de água de superfície. O contato com a Lagoa dos Patos está sujeito a periódicas ondas de choque causadas pelas oscilações forçadas da superfície das águas da Laguna dos Patos (HERZ, 1977). Também pode haver a possibilidade de ter uma vazão negativa, escoamento inverso, em função da maré com expressão positiva na Lagoa dos Patos combinadas com ventos do quadrante sul (Martins, 2013).

A energia dos fluxos provenientes do Delta do Rio Jacuí tem a capacidade máxima de transporte de sedimentos no canal principal sobre as maiores profundidades (HERZ, 1977), complementando, Paz *et al.* (2005) a vazão média dos rios formadores do Lago Guaíba são as seguintes: Jacuí $1.969 \text{ m}^3/\text{s}$, dos Sinos $79 \text{ m}^3/\text{s}$, Caí $120 \text{ m}^3/\text{s}$ e Gravataí $24 \text{ m}^3/\text{s}$.

Há uma interferência do vento do quadrante sul (figura 18E) de velocidade

acima de 7 m/s^{-1} causando um resfriamento da TSL, concomitante com um represamento causado por ondas de choque vinda da Lagoa dos Patos (HERZ, 1977), associada a presença de ventos do quadrante sul (MARTINS, 2013).

Um fator de grande importância na correlação entre NDVI e TSL no Lago Guaíba é a velocidade das águas. O Guaíba é um lago que possui feições de um rio, conforme Toldo Jr. e Almeida (2009) com forte fluxo de água na área do canal, causando modificações nas variáveis limnológicas. Deste modo, a oscilação do fitoplâncton varia em função da entrada da água, profundidade e chuvas (ANDRADE, 2009), seguido da direção dos ventos.

Em novembro observa-se uma grande entrada de água no sistema fluvial e um predomínio de ventos na direção SE, causando modificações nos parâmetros limnológicos a todo o momento. Em novembro, figura 18D, mesmo com ventos na direção SE não houve arrastamento do fitoplâncton devido a proteção da morfometria do local.

A TSL do Lago Guaíba do dia 18 de novembro de 2013 apresenta um comportamento diferenciado de temperatura superficial (sofre pouca influência de correntes de ar, ficando mais sujeita a influência da entrada de água, identificado a partir do nível da régua fluviométrica), deste modo é possível observar o comportamento do escoamento da lâmina de água. A origem da massa de água pode ser detectada através da TSL, através da aparência da superfície da água (MCKINNEY *et al.*, 2012; KUENZER e DECH, 2013).

De acordo com Ribeiro *et al.* (2010) a estratificação termal da coluna de água do Lago Guaíba, em novembro de 2010, encontrou-se fortemente estratificado em relação a outros meses do ano.

O relacionamento entre batimetria (figura 21A) e TSL do dia 18 de novembro de 2013, Figura 19A, mostra que a margem oeste apesar de possuir menores velocidades de fluxos d'água conforme Paz *et al.* (2005) (figura 21B), é também o local de ressurgência de massas d'água de profundidade (figura 20A).

Há uma relação significativa entre batimetria e temperatura da água mostrando o aumento ou a redução da temperatura em função da batimetria, apresentando as suas primeiras Funções Ortogonais Empíricas na porção norte do Lago Guaíba (ZANOTTA *et al.*, 2013).

O mapa da Figura 20 apresenta a variação de TSL de novembro de 2013.

Em áreas onde as isóbatas variam entre 0 e 1 metro, intercaladas em batimetrias de 2 a 3 metros, formando esporões arenosos alinhados no sentido transversal ao fluxo da água (figura 21A). Observa-se que estes esporões arenosos fazem com que massas de água de profundidade se elevem para a superfície, com temperatura inferior a TSL local. Nestes esporões arenosos são observadas ondas com valores superiores a 15 cm/s, situação favorável a ressuspensão de sedimentos sílticos e areias muito finas pela ação das ondas (NICOLODI, 2007).

O NDVI pode ser utilizado para estabelecer relações entre a concentração de clorofila e a resposta espectral obtida pelo satélite (LISSNER e GUASSELLI, 2013). As taxas de carbono fixadas pelo fitoplâncton dependem da TSL, as atividades enzimáticas são dependentes da temperatura, podendo ser mensuradas pela produção do fitoplâncton através do sensoriamento remoto (SILSBÉ, 2004).

Entretanto, a utilização do NDVI na resposta espectral para a detecção de clorofila-a (TONIOLO *et al.*, 2015) trata-se de uma estimativa. As cianobactérias vem armazenadas em sedimentos dispostos na coluna de água (BECKER, 1999), e, a presença de matéria orgânica pode mascarar a detecção da clorofila-a, Corazza (2010).

No mês de janeiro, a relação entre NDVI e TSL teve uma correlação maior. Nessa data não ocorreu uma entrada de água significativa, os ventos foram predominantemente do quadrante SE, e, nos dias que antecederam a imagem, predominou o vento N.

No dia 21 de janeiro de 2015 a ocorrência do fitoplâncton está relacionado a presença do vento norte e a altas temperaturas de verão. Em pesquisa realizada no Guaíba, Safi *et al.* (2014) mostraram um aumento muito elevado de perifítica (procariótica e eucariótica e micróbios pequenos metazoans) onde foram contabilizados 966 indivíduos por cm^{-2} durante o verão; já nas outras estações do ano houve uma redução (inverno 2.140 cm^{-2} , primavera 504 cm^{-2} , outono 412 cm^{-2}). Safi *et al.* (2014) conclui que a alta abundância exibida durante o inverno pode refletir um alto influxo de água que ajuda a diluir poluentes, favorecendo o crescimento desses ciliados, enquanto que a flutuação da densidade observada ao longo do tempo pode ser correlacionada com a ocorrência de pastoreio.

Nessa imagem observa-se a porção sul do lago dominada por maior tempo de pousio de massas de água dentro do lago, de modo que o fitoplâncton está se

direcionado para o baixo Guaíba em função do escoamento e vento norte.

O relacionamento entre batimetria (figura 21A) e TSL do dia 18 de novembro de 2013, Figura 19A, mostra que a margem oeste apesar de possuir menores velocidades de fluxos de água conforme Paz *et al.* (2005) (figura 21B), é também o local de ressurgência de massas d'água de profundidade (figura 21A).

De acordo com Corazza *et al.* (2013) em alguns pontos amostrais da margem oeste apresentaram maiores reflectâncias em todos os comprimentos de onda, o que se deve à baixa profundidade. De modo que a resposta espectral da água foi contaminada pela resposta do leito do Lago Guaíba.

No entanto, o NDVI pode sofrer alterações em função da baixa profundidade e presença de ressurgências de massas de água em alguns locais, mesmo com maior temperatura, maior tempo de repouso da massa de água, não há desenvolvimento significativo da clorofila-a. Na margem esquerda (leste) ocorre o contrário, o NDVI é mais alto quando comparado com áreas da margem oeste. Em pontos localizados na margem leste apresentaram as menores reflectâncias, o que provavelmente se deve à proximidade à área urbana e a presença de maior quantidade de matéria orgânica dissolvida na água, proveniente do despejo de esgotos (CORAZZA *et al.*, 2013). A disponibilidade de nutrientes, radiação solar e temperatura são fatores fundamentais para o desenvolvimento do fitoplâncton (PEREIRA, 2013).

À leste tem-se uma morfometria elevada intercalados com enseadas, que protegem a lâmina da água da ação dos ventos (figura 24), principalmente ventos do quadrante sul e leste. A presença de ventos destes quadrantes não causará um arrastamento significativo de fitoplâncton, como pode ser observado, na figura 22B, de NDVI de dezembro de 2013, durante o predomínio do vento SE.

Estas diferenças topográficas entre as margens podem ser condicionantes de grande importância na localização do fitoplâncton funcionando como barreiras de proteção de ventos, pois conforme Pacheco *et al.* (2005) o fitoplâncton é adaptado ao arrastamento pelo vento.

CAPÍTULO 6

6. Considerações finais

Para definição do comportamento da TSL do Guaíba, os fatores climáticos atmosféricos não são localmente diretamente proporcionais a intensidade da TSL. Um fator muito importante nas alterações do campo de TSL é a entrada de água, principalmente do rio Jacuí.

O fluxo de água é o fator que possui um peso maior na configuração do sistema do Lago Guaíba, justamente por receber grandes volume de água, oriundos das áreas centrais e nordeste do Estado do Rio Grande do Sul, causando fortes alterações na temperatura e na quantidade de clorofila. Esse fator dificulta as correlações entre as imagens e dados de campo, visto que estas alterações ocorrem a todo o instante, em intervalos curto de tempo.

Para que o vento cause modificações na TSL é necessário que haja um predomínio da massa de água em repouso, ou uma redução do nível da água. Quando a régua fluviométrica está com o nível inferior a um metro, observa-se que a TSL sofre mais a ação do vento.

Quanto as diferenças entre as tendências ditas normais das que possuem elevação ou mantém as Temperatura de Topo de Atmosfera da Água (TOAs) na medida em que se aproxima do baixo Guaíba estão vinculadas a temperatura do bulbo seco, umidade relativa do ar e com menor significância pressão atmosférica e nebulosidade.

A maioria dos perfis com tendência a redução das TOAs, estão vinculados com a temperatura do bulbo seco e úmido. Os perfis com tendência a elevação ou manutenção das TOAs estão associados baixa umidade relativa do ar.

Quanto aos perfis de aquecimento, observa-se que algumas imagens estão relacionadas a momentos de ocorrências de ZCAS em períodos pós-frontais no Estado do Rio Grande do Sul, ou presença de massa de ar fria e seca em épocas de La Niña, relacionados ao aquecimento em função da radiação solar em presença de céu limpo.

A elevação das temperaturas ao longo dos perfis, de um modo geral, estão relacionadas a períodos pré-frontais com a presença de vento norte, e,

também, pós frontais na presença de massa de ar fria com céu aberto com intensa insolação; já os que tiveram a tendência a manter as temperaturas estão relacionados a baixos valores de precipitação que antecedente o momento imagem.

A variação de temperatura ao longo do perfil longitudinal do Guaíba está relacionado com a sazonalidade do clima na região e não com períodos de normalidade/anormalidade climática. Não houve uma relação direta com fenômenos El Niño e La Niña.

Durante o El Niño ocorre um aumento de entrada de água e de modo contrário, na La Niña, diminui a entrada de água no sistema lagunar do Guaíba, afetando a TSL do Guaíba. No El Niño as correlações entre TSL e temperaturas (máximas, médias e compensadas médias), são mais elevadas para todos os anos.

A diminuição da entrada de água no Lago Guaíba, durante a La Niña, aumenta o tempo de permanência da água no Lago Guaíba, permitindo que fatores meteorológicos locais atuem de forma mais intensa na definição da TSL. No El Niño há uma tendência maior de regimes pluviométricos oriundos de outras regiões (principalmente durante o outono), fazendo com que a entrada de água de temperatura diferente atuem de forma mais intensa nas definições das TSLs.

Na margem oeste a batimetria e na margem leste morfometria possui grande influência na distribuição das temperaturas das massas de água e na presença de clorofila-a. A morfometria e as enseadas da margem leste atuam como proteção do fitoplâncton, principalmente na presença de ventos forte dos quadrantes SE e E, evitando o arrastamento deste para outros locais.

Apesar das condições mais favoráveis, como baixa profundidade e maior temperatura de superfície, a margem oeste, possui valores de NDVI inferiores ao da margem leste. Isto ocorre em função da influência e proteção que as enseadas da margem leste possuem com elevada morfometria e recorte das linhas de costa, concomitante com uma maior presença de nutrientes, oriundas de despejos de esgoto doméstico da área urbana de Porto Alegre.

O Guaíba possui uma dinâmica complexa, articulada principalmente pelo grande volume de água que entra no alto Guaíba, seguido pela pluviometria, direção e velocidade dos ventos que veio a prejudicar a utilização das amostras de campo

de clorofila-a do DMAE na calibração da imagens de NDVI.

A batimetria exerce uma influência significativa nos campos de TSL da margem oeste, batimetrias mais elevadas alinhadas (esporões arenosos) com o canal fazem com que massas de água elevem-se para a superfície, causando campos de resfriamento de massas de água.

7. REFERÊNCIAS

Agência Nacional das Águas (ANA): Portais: HidroWeb. 2016. Disponível em: <<http://www2.ana.gov.br/Paginas/serviços/informacoeshidrologicas/redehidro.aspx>>. Acesso em: 13 jun. 2016.

AHMED, A. **Estimating Lake Evaporation Using Meteorological Data & Remote Sensing: A Case Study of Lake Naivasha, Central Rift Valley, Kenya**. 1999, 56 p. Thesis submitted to the International Institute for Aerospace Survey and Earth Sciences (ITC), in partial fulfillment of the requirements for the degree of Master of Science in Water Resources Survey with emphasis on Watershed Management and Conservation. Enschede, The Netherlands, 1999. Disponível em: <<ftp://ftp.itc.nl/pub/naivasha/ITC/Ahmed1999.pdf>>. Acesso em: 24 set. 2016

AKINRINADE O.J.; ADESINA R.B.; OGUNDARE M.O.; ASHIRU O.R. Baseline physico-chemical and bathymetry assessment of Mahin Lake, Southwestern, Nigeria. **Academic Journal**, v. 7, n.4, p. 33-41, 2016. Disponível em:<<http://www.academicjournals.org/journal/JOMS/article-full-text-pdf/B419F0861639>>. Acesso em: 26 jun. 2017.

ALCÂNTARA, E. Accessing the Potential of Satellite and Telemetric Data to Evaluate the Influence of the Heat Flux Exchange in the Water Column Mixing and Stratification. **Scientific Research: International Journal of Geosciences**, v. 3, p. 899-907, 2012. Disponível em: <file:///C:/Users/MANUTE~1/AppData/Local/Temp/IJG20122500003_50865365.pdf>. Acesso em: 21 de mar. 2016

ALCÂNTARA, E. H. **Análise da turbidez na planície de inundação de Curuaí (PA, Brasil) integrando dados telemétricos de imagens MODIS/TERRA**. 2006. Dissertação (Mestrado em Sensoriamento Remoto)- INPE, São José dos Campos, 2006.

ALCÂNTARA, E. H. **Sensoriamento remoto da temperatura e dos fluxos de calor na superfície da água do reservatório de Itumbiara (GO)**. 2010. 136p. Tese DE Doutorado, Pós-Graduação em Sensoriamento Remoto, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE). São José dos Campos, 2010

ALCÂNTARA, E. H. STECH, J. L.; LORENZZETTI, J. A.; NOVO, E. M. L. M.; SOUZA, A. F. Estimativa dos fluxos de calor sensível e latente na superfície da água do reservatório de Itumbiara (GO) por meio de dados MODIS/Terra. in: XV Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, INPE, Curitiba, PR, Brasil, p. 5185-5192, 2011.

ALCÂNTARA, E. H.; STECH, J. L.; LORENZZETTI, J. A.; BONNET, M. P.; CASAMITJANA, X.; ASSIREU, A. T.; NOVO, E. M. L. M. Remote sensing of water surface temperature and heat flux over a tropical hydroelectric reservoir. **Remote Sensing of Environment**. v. 114, p. 2651–2665, 2010. Disponível em: <https://www.researchgate.net/profile/Enner_Alcantara2/publication/47738042_Remote_sensing_of_water_surface_temperature_and_heat_flux_over_a_tropical_hydroelectric_reservoir/links/09e41502bdea2ef5af000000.pdf>. Acesso em: 19 de abr. 2016

ALI, M.M; NAGAMANI, P.V.; SHARMA, N.; VENU GOPAL, R.T.; RAJEEVAN, M.; GONI, G.J.; BOURASSA, M.A. Relationship between ocean mean temperatures and Indian summer monsoon rainfall. Royal Meteorological Society: Atmospheric Science Letters, 2015. Disponível em: < <http://www.aoml.noaa.gov/phod/omt-ismr-asl.pdf>>. Acesso em: 12 dez. 2016.

ALLEN, T.R. Estimating Coastal Lagoon Tidal Flooding and Repletion with Multidate ASTER Thermal Imagery. **Remote Sensing**. v. 4, n 10, p. 3110-3126, 2012. Disponível em: <<http://www.mdpi.com/2072-4292/4/10/3110>>. Acesso em: 17 dez. 2016.

ANA - Agência Nacional das Águas. Disponível em: <<http://www2.ana.gov.br/>> Acesso em: 08 ago. 2014.

ANDRADE, J. S. N. **Descarga sólida em suspensão do sistema Guaíba, RS, e sua variabilidade temporal**. 2011, 29p. Dissertação de Mestrado em Geologia Marinha, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Estado do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, RS, 2011.

ANDRADE, R. R.. **Variação do fitoplâncton em um ponto amostral do Lago Guaíba, RS**. 2009. 187 p. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-Graduação em Biologia de Ambientes Aquáticos Continentais, ênfase em Microalgas Continentais, Instituto de Ciências Biológicas, Universidade Federal do Rio Grande (FURG). Porto Alegre, 2009

ANDRADE, R. R.; GIROLDO, D. Limnological characterization and phytoplankton seasonal variation in a subtropical shallow lake (Guaíba Lake, Brazil): a long-term study. **Acta Limnologica Brasiliensia**, v. 4, n. 26, 2014. p. 442-456. Disponível em: <<http://www.scielo.br/pdf/alb/v26n4/11.pdf>>. Acesso em: 19 jun 2015.

ARAÚJO, C. E. S.; LORENZZETTI, J. A. Avaliação da acurácia das temperaturas da superfície do mar obtidas por satélite para a região Sul- Sudeste da costa brasileira. in: IX Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, INPE, Santos, Brasil, p. 769-781, 1998.

ARBELO, M.; HERRERA, F. **Determination of sea surface temperature from synergy of tovs and AVHRR data**. Department of Physics. University of La Laguna. Canary Islands, Spain, 1995. Disponível em: <http://library.ssec.wisc.edu/research_Resources/publications/pdfs/ITSC8/arbello01_ITSC8_1995.pdf>. Acesso em: 13 dez. 2014.

ARNELL, N. et al. Hydrology and freshwater ecology, *Climate Change 1995: Impacts, Adaptations, and Mitigation. Scientific-Technical Analysis*, Cambridge University Press, Cambridge, UK, p. 325-363, 1996.

ARRUDA, P. C. **Comunidade fitoplanctônica e condicionantes limnológicos no diagnóstico da eutrofização e capacidade suporte do Reservatório de Acauã, Paraíba- Brasil**. 2009. 78p. Dissertação de mestrado do Programa de Pós-Graduação em Desenvolvimento e Meio Ambiente PRODEMA, Universidade Federal da Paraíba, Campina Grande-PB, 2009.

ASSAD, E. D.; SANO, E. E. **Sistema de Informações Geográficas: Aplicações na agricultura**. 2ª ed. Brasília, Embrapa, 1998.

AUSTIN, J.A.; ALLEN, J. Sensitivity of summer Lake Superior thermal structure to meteorological forcing. **Limnology and Oceanography**. v. 56, n. 3, p. 1141-1154, 2011. Disponível em: <http://www.aslo.org/lo/toc/vol_56/issue_3/1141.pdf>. Acesso em: 23 set. 2016

AYOADE, J. O. **Introdução a climatologia para os trópicos**; Tradução de Maria Juraci Zani dos Santos, 5ª ed, Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 1998.

BALSAMO, G.; DUTRA, E.; STEPANENKO, V. M.; VITERBO, P.; MIRANDA, P. M. A.; MIRONOV, D. Deriving an effective lake depth from satellite lake surface temperature data: a feasibility study with MODIS data. **Boreal environment research**, v. 15, p. 178-190, 2010. Disponível em: <<http://www.borenv.net/BER/pdfs/ber15/ber15-178.pdf>>. Acesso em: 15 mar. 2016

BARBIERI, R.W.; MCCLAIN, C.R. ; ENDRES, D.L. **Methodology for Interpretation of SST Retrievals Using the AVHRR Split Window Algorithm**. Goddard Space Flight Center, NASA, Greenbelt, Maryland, 1983. (NASA Technical Memorandum 85100). Disponível em: <<http://ntrs.nasa.gov/archive/nasa/casi.ntrs.nasa.gov/19840026834.pdf>> Acesso em: 15 jun. 2015

BARBOSA, J. E. L. **Dinâmica do fitoplâncton e condicionantes limnológicos nas escalas de tempo (nictemeral/sazonal) e de espaço (horizontal/vertical) no açude Treperoá II: trópico semi-árido nordestino**. 2006. 201 p. Tese de doutorado do curso de pós graduação em Ecologia e Recursos Naturais do Centro de Ciências Biológicas e da Saúde da Universidade Federal de São Carlos (UFSCar), São Carlos, 2002.

BARRY, R. G E CHORLEY, R.J. **Atmosfera Tempo e Clima**; Tradução de Ronaldo Cataldo costa; Revisão técnica: Francisco Eliseu Aquino, 9ª ed, Porto Alegre: Bookman, 2013.

BARTON, I. J. et al. Theoretical Algorithms for Satellite-Derived Sea Surface Temperatures. **Journal of Geophysical Research**, v. 94, n. d3, p. 3365-3375, 1989.

BECKER, V. E.; CARDOSO, L. S.; MOTTA, M. D. Development of Anabaena Bory (Cyanobacteria) blooms in a subtropical shallow lake, south Brazil. **Acta Limnol. Bras.**, Brasil, v. 16, nº. 3. 2004. Disponível em: <http://www.ablimno.org.br/acta/pdf/acta_limnologica_contents1602E_files/Art1_16%282%29.pdf> Acesso em: 20 jun. 2015.

BENDATI, M. M. et al. V-076 - Avaliação da qualidade da água do Lago Guaíba (Rio Grande do Sul, Brasil) como suporte para a gestão da bacia hidrográfica. in: XXVII Congresso Interamericano de Engenharia Sanitária e Ambiental. Disponível em: <<http://www.bvsde.paho.org/bvsaidis/caliagua/v-076.pdf>>. Acesso em: 05 jan. 2015.

BERLATO, A.; FONTANA, D. C. **El Niño e La Niña: Impactos no clima, na vegetação e na agricultura do Rio Grande do Sul - aplicações de previsões climáticas na agricultura**. Porto Alegre: Editora da UFRGS, 2003.

BERLATO, A.; FONTANA, D. C. **El Niño e La Niña: Impactos no clima, na vegetação e na agricultura do Rio Grande do Sul - aplicações de previsões climáticas na agricultura**. Porto Alegre: Editora da UFRGS, 2003.

BIANCHI, P.; SILVA, A.; OGASHAWARA, O.; BARBOSA C.C.F.; , CARVALHO, L. A.S.; JORGE, D.S.F.; FORNARI, C.I.; STECH J.L. Analysis of MERIS Reflectance Algorithms for Estimating Chlorophyll-a Concentration in a Brazilian Reservoir. **Remote Sensing**. v. 6, p. 11689-11707, 2014.

BILMAYER, A.F.; GOBBI, G.; BUENO, P.A. Mudanças climáticas: Fenômenos climáticos estão relacionados á produção de culturas anuais? estudo de caso em Tibagi-PR. in: XIV ENEEAmb (Encontro Nacional de Estudantes de Engenharia Ambiental) & Fórum Latino Americano de Engenharia e Sustentabilidade, Brasília, 2016. Disponível em: <<http://soac.unb.br/index.php/ENEEAmb/ENEEAmb2016/paper/viewFile/4927/1255>> . Acesso em: 18 jan. 2017.

BLASCHKE, T.; KUX, H. **Sensoriamento remoto e SIG avançados: Novos sistemas sensores: método inovadores**. Tradução: Herman Kux. 2ª ed. Oficina de Textos, São Paulo, 2007.

BOEIRA, B. C. et al. Densidade larval de limnoperna fortunei (dunker) relacionada com a temperatura da água no Lago Guaíba (Porto Alegre, RS). in: Salão de Iniciação Científica, UFRGS, Porto Alegre, v. 19, 2007.

BONANSEA, M. et al. Concentración de clorofila-a y límite de zona fótica en el embalse Río Tercero (Argentina) utilizando imágenes del satélite CBERS-2B. **Revista Ambiente & Água**, An Interdisciplinary Journal of Applied Science, v. 7, n. 3, p. 61-71, 2012. Disponível em: <http://www.scielo.br/pdf/ambiagua/v7n3/v7n3a06.pdf>> Acesso em: 13/julho/2015.

BRANDÃO, L. H.; DOMINGOS, P. **Fatores ambientais para a floração de cianobactérias**. Universidade do Grande Rio: Professor José de Souza Herdy / Curso de Ciências, Biológicas - IBC, Saúde & Ambiente em Revista, Duque de Caxias, v.1, n. 2, p. 40-50. 2006.

BROWN, G. W. Predicting Temperatures Small Streams. **Water Resources Research**. v. 5, n. 1. p. 68-75, 1969. Disponível em: <<http://www.fsl.orst.edu/rna/Documents/publications/Predicting%20temperatures%20of%20small%20streams.pdf>>. Acesso em: 21 set. 2016

BROWN, O. B.; MINNETT, P. J. With contributions from: Evans, R. Kearns, E. Kilpatrick, K. Kumar, A. Sikorski R. & Závody A. **MODIS Infrared Sea Surface Temperature Algorithm Algorithm Theoretical Basis Document**, Version 2.0. University of Miami, Miami, FL 33149-1098, April 30, 1999.

BUCCOLA, L.N.; STONEWALL, A.J. Development of a CE-QUAL-W2 Temperature Model for Crystal Springs Lake, Portland, Oregon. U.S. **Geological Survey**, Reston, Virginia, 2016. Disponível em:<<http://pubs.usgs.gov/of/2016/1076/ofr20161076.pdf>>. Acesso em: 30 nov. 2016.

CALIMAN, A.; CARNEIRO, L. S.; SANTANGELO, J. M. GUARIENTO, R. D.;PIRES, A. P. F.; SUHETT, A. L.; QUESADO, L. B.; SCOFIELD, V.; FONTE, E. S.; LOPES, P. M.; SANCHES, L. F.; AZEVEDO, F. D.; MARINHO, C. C.; BOZELLI, R. L.; ESTEVES, F. A.; FARJALLA, V. F. Temporal coherence among tropical coastal lagoons: a search for patterns and mechanisms. **Brazil Journal of Biology**, v. 70, n. 3, p. 803-814, 2010. Disponível em:<<http://www.scielo.br/pdf/bjb/v70n3s0/11.pdf>>. Acesso em: 16 mar. 2016

CALLIARI, L., CUNHA, R. P.; ANTIQUEIRA, J. A. F. Geomorfologia e dinâmica sedimentar. In: O estuário da Lagoa dos Patos: um século de transformações. Edição de U. Seeliger, C. Odebrecht. Rio Grande, FURG, p.180, 2010.

CÂMARA, F. R. A. **Demanda Química de Oxigênio, Clorofila a e Comunidade Fitoplanctônica como indicadores da qualidade da água no Canal do Pataxó/RN**. 2007, 124 p. Dissertação de mestrado, Programa de Pós-Graduação em Biocologia Aquática do Departamento de Oceanografia e Limnologia, Centro de Biociências, da Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, RN, 2007.

CAMARGO, A. F. M.; PEREIRA, A. M. M. **Qualidade da água em áreas urbanas**. In: BRAGA, R. e CARVALHO, P.F. Recursos Hídricos e Planejamento Urbano e Regional. 2ª Ed, Rio Claro (SP): Laboratório de Planejamento Municipal- Deplan-ENESP- IGCE, 2007.

CAMARGO, O. A. et al. **Atlas eólico: Rio Grande do Sul**. Secretaria de energia Minas e Comunicações (SEMC), Porto alegre, 2002.

CARDONA, B.M.; BOFILL, M.A.; RODRÍGUEZ, J.P.; PIPIA, L. Thermal remote sensing for reservoir modelling and management. in: Living Planet Symposium 2016, Prague, Czech Republic, 4 p, 2016. Disponível em: <http://webcache.googleusercontent.com/search?q=cache:E1XHpcetDzoJ:www.academia.edu/1913786/Airborne_thermal_remote_sensing_for_water_temperature_assessment_in_rivers_and_streams+&cd=11&hl=pt-BR&ct=clink&gl=br>. Acesso em: 22 jun. 2017.

CARVALHO, E. N. **Avaliação sazonal de variáveis limnológicas e grupos fitoplanctônicos na foz dos principais rios formadores do Lago Guaíba (RS), com ênfase em *Microcystis aeruginosa* Kutz. Emend. Elenkin.** 98p, 1999. Dissertação de mestrado em Ecologia, Instituto de Biociências, Universidade Federal do Estado do Rio Grande do Sul, Rio Grande do Sul, 1999.

CETESB (Companhia Ambiental do Estado de São Paulo). Determinação de Clorofila a e Feofitina a: método espectrofotométrico. NORMA TÉCNICA, 3ª Edição, 2014. Disponível em: <<http://www.cetesb.sp.gov.br/userfiles/file/servicos/normas/pdf/L5306.pdf>> Acesso em: 14/julho/2015

CHAPAMAN, D. **Water Quality Assessments: A guide to the of biota, sediments and water in environmental monitoring.** 2ª ed. Routledge, E & FN SPON, 1996.

CHAUDHARI, K.K.; SINGH, N.P.; MEHMOOD, K.; PRAKASH, I. Selection of Sites for Water Harvesting Structures in part of Sabarmati River Basin, Gujarat, India using Remote Sensing and Geographical Information System. **International Journal of Advance Research in Engineering, Science & Technology.** v. 3, n. 5, p. 388-394, 2016. Disponível em: <http://www.ijarest.com/papers/finished_papers/150513133301.pdf>. Acesso em: 30 dez. 2016.

CICERELLI, R. E.; GALO, M. L. B. T. Sensoriamento remoto multifonte aplicado na detecção do fitoplâncton em águas interiores. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental.** Campina Grande, PB, UAEA/UFCG, v.19, n.3, p. 259-265, 2015. Disponível em: <<http://www.scielo.br/pdf/rbeaa/v19n3/1415-4366-rbeaa-19-03-0259.pdf>> Acesso em: 10/julho/2015.

CLIMANÁLISE: Boletim de Monitoramento e Análise Climática. Cachoeira Paulista, SP, Brasil, INPE/CPTEC, v. 20, n 11, Novembro, 2005. Disponível em: <<http://climanalise.cptec.inpe.br/~rclimanl/boletim/1105/index.html>>. acesso em: 31 maio 2016.

CLIMANÁLISE: Boletim de Monitoramento e Análise Climática. Cachoeira Paulista, SP, Brasil, INPE/CPTEC, v. 21, n 11, Novembro, 2006. Disponível em: <<http://climanalise.cptec.inpe.br/~rclimanl/boletim/index1106.shtml>>. acesso em: 01 jun. 2016.

CLIMANÁLISE: Boletim de Monitoramento e Análise Climática. Cachoeira Paulista, SP, Brasil, INPE/CPTEC, v. 21, n 12, Dezembro, 2006. Disponível em: <<http://climanalise.cptec.inpe.br/~rclimanl/boletim/index1206.shtml>>. acesso em: 02 jun. 2016.

CLIMANÁLISE: Boletim de Monitoramento e Análise Climática. Cachoeira Paulista, SP, Brasil, INPE/CPTEC, v. 22, n 1, Janeiro, 2007. Disponível em: <<http://climanalise.cptec.inpe.br/~rclimanl/boletim/index0107.shtml>>. acesso em: 02 jun. 2016.

CLIMANÁLISE: Boletim de Monitoramento e Análise Climática. Cachoeira Paulista, SP, Brasil, INPE/CPTEC, v. 22, n 02, Fevereiro, 2007. Disponível em: [Disponível em: < http://climanalise.cptec.inpe.br/~rclimanl/boletim/index0207.shtml>](http://climanalise.cptec.inpe.br/~rclimanl/boletim/index0207.shtml). acesso em: 03 jun. 2016.

CLIMANÁLISE: Boletim de Monitoramento e Análise Climática. Cachoeira Paulista, SP, Brasil, INPE/CPTEC. Disponível em: [Disponível em: <http://climanalise.cptec.inpe.br/~rclimanl/boletim/1105/index.html>](http://climanalise.cptec.inpe.br/~rclimanl/boletim/1105/index.html). acesso em: 31 maio 2016.

CLIMANÁLISE: Boletim de Monitoramento e Análise Climática.. Cachoeira Paulista, SP, Brasil, INPE/CPTEC, v. 23 , n 04, Abril, 2008. Disponível em: [Disponível em: <http://climanalise.cptec.inpe.br/~rclimanl/boletim/index0408.shtml>](http://climanalise.cptec.inpe.br/~rclimanl/boletim/index0408.shtml). acesso em: 03 jun. 2016.

Comitê do Lago Guaíba. Disponível em: [HTTP://www.comitelagogaiba.net/](http://www.comitelagogaiba.net/). Acesso em: 28 de jul. de 2011.

CONTI, L. A.; ARAUJO C.; ALBERTO S. Aspectos da distribuição de padrões de temperatura superficial da água associados à topografia da plataforma continental do estado de São Paulo através da integração de Imagens LANDSAT e Modelos Digitais de Terreno. in: XIV Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, INPE, Natal, Brasil, p. 6431-6438, 2009.

CORAZZA, R. **Relações entre variáveis espectrais e limnológicas no reservatório da Usina Hidrelétrica Dona Francisca/RS**. 2010. 91p. Dissertação de mestrado em Geografia, Programa de Pós-Graduação em Geografia e Geociências, Universidade Federal de Santa Maria, Santa Maria, RS, Brasil, 2010.

CORAZZA, R., PEREIRA FILHO, W.; BASSO, L. B. Identificação das características ópticas da água do lago Guaíba, RS, a partir de dados espectrorradiométricos e limnológicos. in: XVI Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, INPE, Foz do Iguaçu, PR, Brasil, p. 5904- 5910, 2013.

CORRÊA, M. P. Capítulo 2: Radiação solar e terrestre. Disciplina: Fundamentos de Meteorologia, (EAM-010 v.1:0.1) Universidade Federal de Itajubá – Instituto de Recursos Naturais 1 Disponível em: [Disponível em: < http://www.solar.unifei.edu.br/pdf/EAM10_CAP2.pdf>](http://www.solar.unifei.edu.br/pdf/EAM10_CAP2.pdf). Acesso em: 13 set. 2015.

CPTEC-INPE. Climanálise Boletim. Disponível em: [Disponível em: < http://climanalise.cptec.inpe.br/~rclimanl/boletim>](http://climanalise.cptec.inpe.br/~rclimanl/boletim). Acesso em: 02 jun. 2016

CRUZ, A. C. F. et al. Métodos Comparativos na Extração de Pigmentos Foliaves de Três Híbridos de *Bixa orellana* L. **Revista Brasileira de Biociências**, v. 5, n. S 2, p. 777-779, 2007. Disponível em: [Disponível em: < http://www.ufrgs.br/seerbio/ojs/index.php/rbb/article/view/658/557>](http://www.ufrgs.br/seerbio/ojs/index.php/rbb/article/view/658/557) Acesso em: 11 jul. 2015.

CUNHA, G.R.; PIRES, J.L.F.; DALMAGO, G.A.; SANTI, A.; PASINATO, A.; SILVA, A.A.G.; ASSAD, A.D.; ROSA, C.M. El Niño/La Niña - Oscilação Sul e seus impactos na agricultura brasileira: fatos, especulações e aplicações. TesAgro: Pesquisas agropecuária, 2016. Disponível em: <<http://www.testagro.com.br/img/depoimentos/Nino.pdf>>. Acesso em: 05 jan. 2017.

CYBIS, L.F. **Manual para estudo de cianobactérias planctônicas em mananciais de abastecimento público: caso da represa Lomba de Sabão e lago Guaíba: Porto Alegre, Rio Grande do Sul.** Rio de Janeiro : ABES, 64p. 1 il. 2006.

DA SILVEIRA, G. L.; CRUZ, J. C. **Seleção ambiental de barragens: Análise de favorabilidades ambientais em escala de bacias hidrográficas.** Santa Maria: Ed. UFSM, 2005.

DEEPAK, A. **Remote sensing of atmosphere and oceans.** Academic Press, United States of America, 1980.

DERENNE, M. **Caracterização de um sistema imageador infravermelho termal através de suas resoluções espacial e radiométrica.** 2002. 129p. Dissertação de mestrado em Sensoriamento Remoto, INPE, São José dos Campos, SP, 2002. Disponível em: < http://www.obt.inpe.br/pgsere/2002-Derenne_M/publicacao.pdf>. Acesso em: 24 de ago. 2016.

DIAS, N. L.; VISSOTTO JR. D. The effect of temperature-humidity similarity on Bowen ratios, dimensionless standard deviations, and mass transfer coefficients over a lake. **Hydrological Processes**, v. 31, p. 256-269, 2017. Disponível em:<https://www.researchgate.net/publication/303479013_The_effect_of_temperature-humidity_similarity_on_Bowen_ratios_dimensionless_standard_deviations_and_mass_transfer_coefficients_over_a_lake_Temperature-humidity_similarity_over_a_lake>. Acesso em: 03 dez. 2016.

DMAE - Departamento Municipal de Águas e Esgotos de Porto Alegre. PARECER TÉCNICO Nº 16/2012: Monitoramento das águas superficiais do Lago Guaíba. 01 Jul/2012, 2012. Disponível em: <<http://www.scielo.br/scielo.php>>. Acesso em: 19 fev. 2015.

DMAE (Departamento Municipal de Águas e Esgotos). Parecer Técnico GATE Nº 21/2012: Monitoramento das águas superficiais do Lago Guaíba em função da implantação do emissário subaquático (PISA) (LI Nº 135/2008-DL). MOD.07.208-Parecer Técnico Rev: 01. Prefeitura Municipal de Porto Alegre, 2012. Disponível em: <http://lproweb.procempa.com.br/pmpa/prefpoa/dmae/usu_doc/parecer_tecnico_emissario_subaquatico.pdf>. Acesso em: 05 out. 2016.

DOGAN, H.M.; POLAT, F.; BUHAN, E.; KILIÇ, O.M.; YILMAZ, D.S.; BUHAN, S.D. Modeling and Mapping Temperature, Secchi Depth, and Chlorophyll-a Distributions of Zinav Lake by Using GIS and Landsat-7 ETM+ Imagery. **Journal of Agricultural Faculty of Gaziosmanpasa University**, v. 33, n 3, p. 55-60, 2016. Disponível em: < http://ziraatdergi.gop.edu.tr/Makaleler/975172633_55-60.pdf>. Acesso em: 18 dez. 2016.

DOGLIOTTI, A.I.; RUDDICK, K.; NECHAD, B.; LASTA, C.; MERCADO, A.; HOZBOR, C.; GUERRERO, R.; LÓPEZ, G.R.; ABELANDO, M. Calibration and validation of an algorithm for remote sensing of turbidity over La Plata River Estuary, Argentina. **EARSeL e Proceedings**, v. 10, n. 2, 2011. Disponível em: <https://odnature.naturalsciences.be/downloads/publications/dogliotti_earsel_2011.pdf>. Acesso Em: 14 jul. 2017

DOURADO, M. S.; CALTABIANO, A. C. V. **Novos conceitos na definição da temperatura da superfície do mar**. in: SOUZA, E. B. (org). Oceanografia por satélites. 2ª ed. São Paulo: Oficina de Textos, 2008.

Earth Observatory. 2014: Where every day is earth day. Measuring Vegetation (NSVI & EVI). Disponível em: <http://earthobservatory.nasa.gov/Features/MeasuringVegetation/measuring_vegetation2.php>. Acesso em: 13 ago. 2014.

EarthExplorer. United States Geological Survey (USGS): Science for a Changing World. 2016. Disponível em: <<http://earthexplorer.usgs.gov/>>. Acesso em: 13 jun. 2016.

ECHER, M. P. S., MARTINS, F. R.; PEREIRA E. B. A importância dos dados de cobertura de nuvens e de sua variabilidade: Metodologias para aquisição de dados. **Revista Brasileira de Ensino Física**. v. 28, n. 3, São Paulo, 2006. Disponível em: <http://www.scielo.br/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S1806-11172006000300011>. Acesso em: 19 fev. 2015.

ENNES, R.; GALO, M. L. B. T. Simulação espectral de dados multiespectrais do comportamento espectral de um corpo d'água a partir de dados hiperespectrais. in: III Simpósio Brasileiro de Ciências Geodésicas e Tecnologias da Geoinformação Recife, PE, p. 001-006, 2010.

FANG, X.; STEFAN, H.G. Temperature variability in lake sediments. **Water Resources Research**, v. 34, n. 4, p. 717-729, 1998. Disponível em: <<http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1029/97WR03517/pdf>>. Acesso em: 12 dez. 2016.

FAUX, R.N.; MAUS, P.; LACHOWSKI, H.; TORGERSEN, C.E.; BOYD, M.S. New approaches for monitoring stream temperature: Airborne thermal infrared remote sensing. Inventory & Monitoring Project Report Integration of Remote Sensing, US Department of Agriculture Forest Service, Engineering Remote Sensing Applications Center, 2001. Disponível em: <http://www.fs.fed.us/eng/techdev/IM/rsac_reports/TIR.pdf>. Acesso em: 21 set. 2016

FELICIDADE, N., MARTINS, R. C.; LEME, A. A. **Uso e gestão dos recursos hídricos no Brasil: velhos e novos desafios para a cidadania**. 2ª ed. São Carlos: RiMa, 2004.

FERNANDES, V.; SPERLING, V.; MARQUES, J.R. Relação entre o índice oscilação sul (IOS) e a precipitação no Rio Grande do Sul. in: XVIII CIC (Congresso de Iniciação Científica) e XV ENPOS (Encontro de Pós-Graduação): I Amostra Científica, UFPEL (Universidade Federal de Pelotas), Pelotas, RS, 2016. Disponível em:

<
https://www.researchgate.net/publication/268353407_RELACAO_ENTRE_O_INDICE_E_OSCILACAO_SUL_IOS_E_A_PRECIPITACAO_NO_RIO_GRANDE_DO_SUL>.
 Acesso em: 05 jan. 2017.

FERREIRA, A. T. S. **Geoprocessamento de dados meteo-oceanográficos (cor do oceano e temperatura de superfície do mar) aplicado ao monitoramento ambiental na costa setentrional do Rio Grande do Norte.** 2009. 105p. Dissertação de mestrado em Programa de Pós-graduação em Geodinâmica e Geofísica, Centro de Ciências Exatas da Terra, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, 2009.

FERREIRA, L. J. **Causas y variabilidad de la depresión del noroeste argentino e impactos sobre los patrones regionales de circulación.** 2008. 179 f. Tesis (doctor en el área de Ciencias de la Atmósfera), Facultad de Ciencias Exactas y Naturales Departamento de Ciencias de la Atmósfera y los Océanos, Centro de Investigaciones del Mar y la Atmósfera (CONICET/UBA), Buenos Aires, 2008. Disponível em: < ftp://ftp.cima.fcen.uba.ar/pub/lorena/tesis/Ferreiralorena_tesis.pdf>. Acesso em: 15 set. 2015.

FINCH, J.; CALVER, A. Methods for the quantification of evaporation from lakes. World Meteorological Organization's Commission for Hydrology, 2008. Disponível em: < http://nora.nerc.ac.uk/14359/1/wmoevap_271008.pdf>. Acesso em: 23 set. 2016

Física Geral – CBIO, tópico 6: Física térmica. Tabela de Calor Específico de Várias Substâncias. Faculdade Cenecista de Osório. Disponível em: <http://facos.edu.br/moodle27/pluginfile.php/28519/mod_resource/content/1/Tabela%20de%20Calor%20Especifico%20de%20Varias%20Substancias.pdf>. Acesso em: 06 Fev. 2015.

FLORES, R.K.; MISOCZKY, M.C. Participação no gerenciamento de bacia hidrográfica: o caso do Comitê Lago Guaíba. **Revista de Administração Pública (RAP)**, Rio de Janeiro, v. 42, n. , p. 109-131, JAN./FEV. 2008.

FRICKE, K.; BASCHEK, B Temperature monitoring along the Rhine River based on airborne thermal infrared remote sensing: estimation of in situ water temperatures and inflow detection compared to artificial satellite data. **Remote Sensing.** v. 9, n 1, p. 095067_1- 095067_16, 2015. Disponível em: < <http://remotesensing.spiedigitallibrary.org/article.aspx?articleid=2411129>>. Acesso em: 22 jun. 2017.

Fundação Estadual de Proteção Ambiental- RS (FEPAM): Qualidade ambiental: Região Hidrográfica do Guaíba. Disponível em: <http://www.fepam.rs.gov.br/qualidade/guaiba.asp> Acesso em: 05 mai. 2017.

GARCEZ, L. N. **Hidrologia**. São Paulo: Editora Edgard Blücher LTDA, 1967.

GIANPAOLO, B. et al. Deriving an effective lake depth from satellite lake surface temperature data: a feasibility study with MODIS data. **Boreal Environment Research**, v. 15, p. 178- 190, 2010.

GLOAGUEN, R.; DEUS, D. Remote Sensing Analysis of Lake Dynamics in Semi-Arid Regions: Implication for Water Resource Management. Lake Manyara, East African Rift, Northern Tanzania. **Water**, v. 5, p. 698-727, 2013.

GONÇALVES, L. J. CALOR. Universidade Federal do Rio Grande do Sul: Mestrado Profissionalizante em Ensino de Física. 2014. Disponível em: <<http://www.if.ufrgs.br/cref/leila/calor.htm>>. Acesso em: 06 Fev. 2015.

GRANGER, R.; BUSSIBRES, N. **Evaporation/Evapotranspiration Estimates With Remote Sensing**. National Water Research Institute, Saskatoon, Saskatchewan, Canada and Meteorological Service of Canada, Downsview, Ontario, Canada, 2005. Disponível em: < <http://www.agu.org/books/gm/v163/163GM08/163GM08.pdf> >. Acesso em: 03 mai. 2014.

GRANGER, R.J.; HEDSTROM, N. Modeling hourly rates of evaporation from small lakes. **Hydrology and Earth System Sciences**, v. 15, p. 267–277, 2011. Disponível em: < <http://www.hydrol-earth-syst-sci.net/15/267/2011/hess-15-267-2011.pdf>>. Acesso em: 12 dez. 2016.

GRIM, J.A.; KNIEVEL, J.C. Techniques for Using MODIS Data to Remotely Sense Lake Water Surface Temperatures. **Journal of Atmospheric and Oceanic Technology**, v. 30, p. 2434-2451, 2013. Disponível em: < <http://journals.ametsoc.org/doi/pdf/10.1175/JTECH-D-13-00003.1>>. Acesso em: 08 dez. 2016.

GRIMM, A. M. Meteorologia Básica - Notas de Aula. Universidade Federal do Paraná, Departamento de Física. Primeira versão eletrônica - setembro 1999. Disponível em: <<http://fisica.ufpr.br/grimm/aposmeteo/cap2/cap2-5.html>>. Acesso em 08 de agosto de 2016.

GUO, Y.; ZHANG, Y.; M.A, N.; SONG, H.; GAO, H. NOTES AND CORRESPONDENCE: Quantifying Surface Energy Fluxes and Evaporation over a Significant Expanding Endorheic Lake in the Central Tibetan Plateau. **Journal of the Meteorological Society of Japan**, v. 94, n. 5, p. 453–465, 2016. Disponível em: < https://www.jstage.jst.go.jp/article/jmsj/94/5/94_2016-023/_pdf>. Acesso em: 29 dez. 2016.

HAGGAR, J.; SCHEPP, K. **Coffee and Climate Change: Impacts and options for adaption in Brazil, Guatemala, Tanzania and Vietnam**. Natural Resources Institute- NRI Working Paper Series: Climate Change, Agriculture and Natural Resources, Gesellschaft für Internationale Zusammenarbeit (GIZ), University of Greenwich, n. 4, 2012. Disponível em: < http://www.nri.org/images/documents/promotional_material/D5930-11_NRI_Coffee_Climate_Change_WEB.pdf>. Acesso em: 18 jan. 2017.

HAMMOND, D.; PRYCE, A. R. Using science to create a better place: Climate change impacts and water temperature. Environment Agency, Rio House, Aztec West, Almondsbury, Bristol, BS32 4UD, 2007. Disponível em: <https://www.gov.uk/government/uploads/system/uploads/attachment_data/file/290975/scho0707bnag-e-e.pdf>. Acesso em: 08 mar. 2016

HANDCOCK, N.R.; TORGERSEN, C.E.; CHERKAUER, K.A.; GILLESPIE, A.R.; TOCKNER, K.; FAUX, R.N.; TAN, J. **Thermal Infrared Remote Sensing of Water Temperature in Riverine Landscapes**. In: Fluvial Remote Sensing for Science and Management. 2012. ed. 1ª. Edited by Patrice E. Carbonneau and Hervé Piégay, Published 2012 by John Wiley & Sons: p. 85-113. Disponível em: <http://faculty.washington.edu/cet6/pub/Handcock_etal_2012.pdf>. Acesso em: 20 set. 2016

HANDCOCK, R.N.; GILLESPIE, A.; CHERKAUER, K.A.; KAY, J.E.; BURGESS, S.J.; KAMPF, S.K. Accuracy and uncertainty of thermal-infrared remote sensing of stream temperatures at multiple spatial scales. **Remote Sensing of Environment**. v. 100, p. 427-440, 2006. Disponível em: <https://www.researchgate.net/publication/223321855_Accuracy_and_uncertainty_of_thermal-infrared_remote_sensing_of_stream_temperatures_at_multiple_spatial_scales>. Acesso em: 29 jun. 2017.

HERZ, R. **Circulação das águas de superfície da Lagoa dos Patos: Contribuição Metodológica ao estudo de processos lagunares e costeiros do Rio Grande do Sul através da aplicação de técnicas de sensoriamento remoto..** 1977. 290 p. Tese de Doutorado. Universidade de São Paulo, Brasil, 1977.

HIRONS, L.; KLINGAMAN, N. **La Niña 2016/2017: Historical Impact Analysis**. Evidence on Demand: Climate & Environment Infrastructure Livelihoods: ed Crown Copyright, 2016. Disponível em: <https://assets.publishing.service.gov.uk/media/57a0895640f0b64974000028/LaNina_Historical_Impact_report_Hirons.pdf>. Acesso em: 09 jan. 2017.

HOPPE, I.L.; WOLLMANN, C.A.; BARATTO, J. Análise da precipitação pluviométrica no entorno do Reservatório da Usina Hidrelétrica de Dona Francisca em Agudo/RS. in: XII SBCG (Simpósio Brasileiro de Climatologia Geográfica)- Variabilidade e susceptibilidade climática: Implicações Ecosistêmicas e Sociais. Goiânia, GO, UFG, p. 39-47, 2016. Disponível em: <[http://www.abclima.ggf.br/sbcg2016/anais/arquivos/eixo_1/trabalho%20\(5\).pdf](http://www.abclima.ggf.br/sbcg2016/anais/arquivos/eixo_1/trabalho%20(5).pdf)>. Acesso em: 05 jan. 2017.

HOSODA, K. et al. Algorithm and Validation of Sea Surface Temperature Observation Using MODIS Sensors aboard Terra and Aqua in the Western North Pacific. **Journal of Oceanography**, v. 63, p. 267-280, 2007.

HUNT, T. **Circulation in the blackwood river estuary**. 2003. 75 p. Dissertation is submitted as partial requirement for the degree of Bachelor of Engineering (Applied Ocean Science). University of Western Australia, November, 2003.

IBARRA, D.E.; CHAMBERLAIN, C.P. Quantifying closed-basin lake temperature and hydrology by inversion of oxygen isotope and trace element paleoclimate records. **American Journal of Science**, v. 315, n. 9, p. 781-808, 2015. Disponível em: <https://www.researchgate.net/publication/289248502_Quantifying_closed-basin_lake_temperature_and_hydrology_by_inversion_of_oxygen_isotope_and_trace_element_paleoclimate_records>. Acesso em: 03 dez. 2016.

IENSSE, A.C.; WOLLMANN, C.A. Análise da relação dos fenômenos El Niño e La Niña na gênese dos tornados no Rio Grande do Sul entre 2001 e 2015. in: 5º Fórum Internacional Ecoinovar- 1ª Conferência Internacional de Sustentabilidade e Inovação: Eixo Temático: Inovação e Sustentabilidade, Santa Maria, RS – 9 a 12 de Agosto de 2016. Disponível em: <<http://ecoinovar.com.br/cd2016/arquivos/artigos/ECO926.pdf>>. Acesso em: 09 jan. 2017.

IEZZI, F.; TODISCO, M.T. Stream temperature estimated in situ from thermal-infrared images: best estimate and uncertainty. **Journal of Physics: Conference Series**, 33rd UIT (Italian Union of Thermo-fluid-dynamics) Heat Transfer Conference, 2015. Disponível em: <<http://iopscience.iop.org/article/10.1088/1742-6596/655/1/012063/meta>>. Acesso em: 29 jun. 2017.

INMET - Instituto Nacional de Meteorologia: Dados Históricos. Disponível em: <<http://www.inmet.gov.br/portal/index.php?r=bdmep/bdmep>>. Acesso em: 20 ago. 2014.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA. **Geografia do Brasil: Região Sul**. Rio de Janeiro: IBGE, 1977.

Instituto Nacional de Meteorologia (INMET)- BDMEP - Banco de Dados Meteorológicos. Disponível em: <<http://www.inmet.gov.br/projetos/rede/pesquisa/>>. Acesso em: 03 de maio. 2016

Instituto Nacional de Meteorologia (INMET)- BDMEP - Banco de Dados Meteorológicos para Ensino e Pesquisa. Disponível em: <<http://www.inmet.gov.br/projetos/rede/pesquisa/>>. Acesso em: 04 abr. 2016.

Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC). Linking climate change and water resources: impacts and responses, 2016. Disponível em: <<https://www.ipcc.ch/pdf/technical-papers/ccw/chapter3.pdf>>. Acesso em: 12 dez. 2016.

International Joint Commission. Protection of the Waters of the Great Lakes: 2015 Review of the Recommendations from the February 2000 Report. Report to the Governments of Canada and the United States by the International Joint Commission, 2015. Disponível em: <http://ijc.org/files/tinymce/uploaded/Publications/IJC_2015_Review_of_the_Recommendations_of_the_PWGL_January_2016.pdf>. Acesso em: 30 nov. 2016.

IRBE, J. G., CROSS, R. K.; SAULESLEJA, A. Remote Sensing of Surface Water Temperature on the Great Lakes and off the Canadian East Coast. **Sci. Coun. Studies**, n. 4, p. 31-39, 1982. Disponível em: <<http://archive.nafo.int/open/studies/s4/irbe.pdf>>. Acesso em: 02 mai. 2014

JENSEN, J. R. **Sensoriamento remoto do ambiente: Uma perspectiva em recursos terrestres**. Tradução José Carlos Neves Epiphanyo (coordenador). Et al. São José dos Campos, SP: Parênteses, 2009.

KAMPEL, M.; NASCIMENTO, R. F. F. **Variabilidade da concentração de clorofila na região costeira de Ubatuba, litoral norte de São Paulo**. Relatório Final de Projeto de Iniciação Científica (PIBIC/CNPq/INPE), INPE, São José dos Campos, 2007.

KERR, A. S. **Espalhamento de Luz na Atmosfera Para o Curso de Física da Poluição do Ar**. FAP346, Departamento Física Aplicada Instituto de Física da USP, USP, SP, 2º Semestre/2006. Disponível em: <http://www.fap.if.usp.br/~akerr/texto_luz.pdf>. Acesso em: 20 fev. 2015.

KHEYROLLAH POUR, H.; DUGUAY, C.R.; SOLBERG, R.; RUDJORD, Ø. Impact of satellite-based lake surface observations on the initial state of HIRLAM. Part I: evaluation of remotely sensed lake surface water temperature observations. **Tellus A: International Meteorological Institute in Stockholm**, v. 66, 2014. Disponível em: <<http://www.tellusa.net/index.php/tellusa/article/view/21534/33863>>. Acesso em: 18 dez. 2016.

KIRILLIN, G.; SHATWELL, T. Generalized scaling of seasonal thermal stratification in lakes. **Earth-Science Reviews**. v. 161, p. 179–190, 2016. Disponível em: <<http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0012825216302379>>. Acesso em: 08 dez. 2016.

KOHTARO, H. et al. Algorithm and Validation of Sea Surface Temperature Observation Using MODIS Sensors aboard Terra and Aqua in the Western North Pacific. **Journal of Oceanography**, v. 63, p. 267-280, 2007.

KRAPAS, S.; SANTOS, P. A. M. Modelagem do espalhamento rayleigh da luz com propósitos de ensino e de aprendizagem. **Cad. Brás. Ens. Fis.**, v. 19, n.3, p.341-350, dez. 2002. Disponível em: <<file:///C:/Users/GI%C3%AAnio/Downloads/6609-20087-1-PB.pdf>>. Acesso em: 04 set. 2015.

KUENZER, C. E DECH, S. D. **Thermal Infrared Remote Sensing: Sensors, Methods, Applications**. v. 17, Springer Dordrecht Heidelberg New York London, 2013.

KUSTAS, W. P.; Norman J. M. Evaluating the Effects of Subpixel Heterogeneity on Pixel Average Fluxes. **Remote Sensing of Environment**, Published by Elsevier Science Ireland Ltd, New York, v. 74, p. 327-342, 2000. Disponível em: <<http://naldc.nal.usda.gov/download/38204/PDF>>. Acesso em 07 out. 2016.

LAMARO, A.A.; MARIÑELARENA, A.; TORRUSIO, E.S.; SALA, S.E. Water surface temperature estimation from Landsat 7 ETM+ thermal infrared data using the generalized single-channel method: Case study of Embalse del Río Tercero (Córdoba, Argentina). **Advances in Space Research**, v. 51, n. 3, 2012. Disponível em:

<
https://www.researchgate.net/publication/233794760_Water_surface_temperature_estimation_from_Landsat_7_ETM_thermal_infrared_data_using_the_generalized_single-channel_method_Case_study_of_Embalse_del_Rio_Tercero_Cordoba_Argentina>. Acesso em: 08 dez. 2016.

LANDSAT 8 (L8) Operational Land Imager (OLI) and Thermal Infrared Sensor (TIRS): Calibration Notices. Disponível em: http://landsat.usgs.gov/calibration_notices.php> Acesso em: 04/09/2014

LANDSAT 8 (L8) Using the USGS Landsat 8 Product. Disponível em: <https://landsat.usgs.gov/Landsat8_Using_Product.php> Acesso em: 13 out. 2014

LANDSAT 8 (L8). 2014. Operational Land Imager (OLI) and Thermal Infrared Sensor (TIRS): Calibration Notices. Disponível em: <http://landsat.usgs.gov/calibration_notices.php>. Acesso em: 04 set. 2014.

LANDSAT 8. Disponível em: <http://www.abrh.org.br/sgcv3/UserFiles/Sumarios/811145807f4a3407af4ae4508fafa07c_c2cf35d503081b55da26173a59113f86.pdf>. Acesso em: 30 abr. 2014.

LANDSAT 8: Landsat 8 History. Disponível em: <https://landsat.usgs.gov/about_ldcm.php> Acesso em: 13 out. 2014

LAYDEN, A.; MACCALLUM, S. N.; MERCHANT, C. J. Determining lake surface water temperatures worldwide using a tuned one-dimensional lake model (FLake, v1). **Geoscientific Model Development**, v. 9, p. 2167-2189, 2016. Disponível em: <<http://www.geosci-model-dev.net/9/2167/2016/gmd-9-2167-2016.pdf>>. Acesso em: 29 nov. 2016.

LEI Nº 9.433, de 8 de janeiro de 1997. **Política Nacional dos Recursos Hídrico**.

LEOPOLD, L.B. Temperature profiles and bathymetry of some high mountain lakes. Department of Geology and Geophysics, University of California. 2000. Disponível em: <<http://www.pnas.org/content/97/12/6267.full.pdf>>. Acesso em: 26 jun. 2017.

LETCHER, B.H.; HOCKING, D.J.; O'NEIL, K.; WHITELEY, A.R.; NISLOW, K.H.; O'DONNELL, M.J. A hierarchical model of daily stream temperature using air-water temperature synchronization, autocorrelation, and time lags. **Peer-reviewed Articles**, 2016. Disponível em: <<https://peerj.com/articles/1727.pdf>>. Acesso em: 07 dez. 2016.

LISSNER, J. B.; GUASSELLI, L. A. Variação do Índice de Vegetação por Diferença Normalizada na lagoa Itapeva, litoral norte do Rio Grande do Sul, Brasil, a partir de análise de séries temporais. **Sociedade & Natureza**, Uberlândia. v. 25, n. 2. p.427-440, 2013.

LIZARDO, C.R.S.; CREMONTI FILHO, O.; OLIVEIRA, J.A.C. Influência do fenômeno El Niño na bacia hidrográfica do Rio Paraná. in: XI Semana de Extensão, Pesquisa e Pós-Graduação - SEPesq (Sustentabilidade, Ciência e Ética: Responsabilidade Ambiental, Social, Econômica e Cultural), Centro Universitário Ritter dos Reis, 2015. Disponível em: <
https://www.uniritter.edu.br/files/sepesq/arquivos_trabalhos/3611/1020/1379.pdf>. Acesso em: 02 jan. 2017.

LONDE, L. R., NOVO, E. M. L. M.; CALIJURI M. C. Avanços no estudo do comportamento espectral do fitoplâncton e identificação remota de algas. in: XII Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, INPE, Goiânia, Brasil, p. 389-386, 2005.

LOPES, F.; THOMAS A.T. Assessment of environmental quality through analysis of frequency of the black spot disease in an assemblage of fish, Guaíba lake, RS, Brazil. in: **Brazilian Journal of Biology**. 2011, v. 71, n. 4, p. 915-923. Disponível em: <
<http://www.scielo.br/pdf/bjb/v71n4/12.pdf>>. Acesso em: 19 jun. 2015.

LOPES, R. P.; SILVA, J. S.; RESENDE, E. C. Princípios Básicos de Psicometria: Universidade Federal de Viçosa, 2017. Disponível em: <
<ftp://ftp.ufv.br/dea/Disciplinas/Evandro/Eng671/Aulas/Aula03-1-Principios%20basicos%20de%20psicometria.pdf>> Acesso em: 09 jun. 2017

LORENZZETTI, J. A.; ARAÚJO, C. E. S. Avaliação da acurácia das temperaturas da superfície do mar obtidas por satélite para a região Sul-Sudeste da costa brasileira. in: IX Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, INPE, Santos, Brasil, p. 769-781, 1998.

LUIS, A.J.; KAWAMURA, H. A case study of sea surface temperature-cooling dynamics near the Indian tip during May 1997. **Journal of Geophysical Research**, v. 107, n. C10, p. 3511-3511, 2002. Disponível em: <
<http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1029/2000JC000778/full>>. Acesso em: 26 jun. 2017.

LUZIA, A. P. **Estruturas organizacionais do fitoplâncton nos sistemas lóticos e lênticos da Bacia do Tietê- Jacaré (UGRHI- Tietê- Jacaré) em relação à qualidade da água e estado trófico**. 2009, 186p. Tese de doutorado, Programa de Pós-Graduação em Ecologia e Recursos Naturais, Centro de Ciências Biológicas e da Saúde da Universidade Federal de São Carlos, São Carlos, SP, 2009.

MACCALLUM, S. N, MERCHANT, C. J.; LAYDEN, A. A new resource for global lake surface water temperature and lake ice-cover data. in: 5th EARSeL Workshop on Remote Sensing of the Coastal Zone 156. Prague, Czech Republic, p. 156-168, 2011.

MACEDO, C. R.; GALO, M. L. B. T. Utilização de dados e técnicas de sensoriamento remoto no monitoramento da infestação por plantas aquáticas em reservatório de hidrelétrica. **Fórum ambiental da Auta Paulista**, v. 07, n. 02, p. 251-268, 2011.

MAESTRIN, A. P. J. et al. Extração e purificação de clorofila-a da alga *Spirulina* máxima: Um experimento para os cursos de química. Departamento de Química, Faculdade de Filosofia e Letras de Ribeirão Preto, Universidade de São Paulo, Ribeirão Preto- SP, Brasil. **Química Nova**, v. 32, n. 6, p. 1670-1672. 2009.

MAGEE, M.R.; WU, C.H. Response of water temperatures and stratification to changing climate in three lakes with different morphometry. **Hydrology and Earth System Sciences Discussion**, p.1-40, 2016. Disponível em:< <http://www.hydrol-earth-syst-sci-discuss.net/hess-2016-262/hess-2016-262.pdf>>. Acesso em: 30 nov. 2016

MAGEE, M.R.; WU, C.H.; ROBERTSON, D.M.; LATHROP, R.C.; HAMILTON, D.P. Trends and abrupt changes in 104 years of ice cover and water temperature in a dimictic lake in response to air temperature, wind speed, and water clarity drivers. **Hydrology and Earth System Sciences Discussion**, v. 20, 2016. Disponível em:<<http://www.hydrol-earth-syst-sci.net/20/1681/2016/hess-20-1681-2016.pdf>>. Acesso em: 01 dez. 2016.

MALAJOVICH, M. A. BioTecnologia • Ensino e divulgação: Como medir a umidade relativa. Disponível em: <https://bteduc.com/guias/53_Medir_a_Umidade_relativa.pdf> Acesso em: 09 jun. 2017

MARQUES, N.L.R. & ARAUJO, I.S. **Física térmica**. UFRGS, Instituto de Física, Porto Alegre, 2009.

MARTINS, K. A. **Definição de ambientes quanto ao grau de exposição à energia hidrodinâmica no Lago Guaíba e Lagoa dos Patos no contexto do Índice de Sensibilidade Ambiental do Litoral (ISL)**. Rio Grande, RS. 2013 51 p. Monografia, Curso de Oceanologia, Graduação em Oceanografia, Universidade Federal do Rio Grande (FURG). Rio Grande, RS, 2013.

MASON, L.A.; RISENG, C.M.; GRONWOLD, A.D.; RUTHERFORD, E.S.; WANG, J.; CLITES, A.; SMITH, S.D.P.; MCINTYRE, P.B. Fine-scale spatial variation in ice cover and surface temperature trends across the surface of the Laurentian Great Lakes. **Climatic Change**, v. 138, p. 71-83, 2016. Disponível em: <<https://www.glerl.noaa.gov/pubs/fulltext/2016/20160018.pdf>>. Acesso em: 29 nov. 2016.

MASSOM, R. **Satellite Remote Sensing of Polar Regions: Applications, Limitations and Data Availability**. United States: Lewis Publishers, 1991.

MATHER, P. M. **Computer Processing of Remotely-Sensed Images**. England: John Wiley & Sons, 1996.

MCKINNEY, P. A., HOLT, H. B.; MATSUMOTO K. A. Small eddies observed in Lake Superior using SAR and sea surface temperature imagery. **Journal of Great Lakes Research**. v. 38, p. 786-797. 2012.

MENDES, N. G. S.; COSTA, A. G. Variação espacial da concentração de clorofila-a e variáveis limnológicas no Rio Comboios (ARACRUZ-ES). in: 64º Congresso Nacional de Botânica Belo Horizonte, 2013.

MENEGAT, R.; CARRARO, C.C. **Manual para saber porque o Guaíba é um Lago: Análise integrada de geologia, geomorfologia, hidrografia, estratigrafia e história da ciência**. 1ª ed., Porto Alegre: Armazém Digital. 2009.

MENESES, P. R. et al. Introdução ao processamento de imagens de sensoriamento remoto. UNB, Brasília, 2012. Disponível em: <<http://www.cnpq.br/documents/10157/56b578c4-0fd5-4b9f-b82a-e9693e4f69d8>>. Acesso em: 18 fev. 2015.

MENON, D.K.; BHAVANA, V. An overview of Drought evaluation and monitoring using remote sensing and GIS. in: SSRG International Journal of Geo informatics and Geological Science (SSRG-IJGGS), v. 3, n. 5, 2016 Disponível em: <<http://www.internationaljournalssrg.org/IJGGS/2016/Volume3-Issue5/IJGGS-V3I5P106.pdf>>. Acesso em: 30 dez. 2016.

MET OFFICE HADLEY CENTRE OBSERVATIONS. Disponível em: <[datasethttp://www.metoffice.gov.uk/hadobs/hadsst3/](http://www.metoffice.gov.uk/hadobs/hadsst3/)>. Acesso em: 13 dez. 2014

MICHAEL L.; DEAS, M. L.; LOWNEY, C. L. Water Temperature: Modeling Review. in: California Water Modeling Forum, supposed by the Bay Delta Modeling Forum. Central Valley, 2000. Disponível em: <<http://www.cwemf.org/Pubs/BDMFTempReview.pdf>>. Acesso em: 08 mar. 2016

MILLER, R. L.; MCKEE, B. A. Using MODIS Terra 250 m imagery to map concentrations of total suspended matter in coastal waters. **Remote Sensing of Environment**. New Orleans, v. 93, p. 259-266, 2004. Disponível em: <www.sciencedirect.com>. Acesso em: 01 ago 2011

MOBLEY, C. D. Estimation of the remote-sensing reflectance from above-surface measurements. **Optical Society of America**, v. 38, n.36, 1999. Disponível em: <<ftp://triton.umeoce.maine.edu/users/optics/classFTP/Readings/Mobley1999.pdf>>. Acesso em: 23 fev. 2015.

MÖLLER, O.; FERNANDES, E. **Hidrologia e hidrodinâmica**. In: O estuário da Lagoa dos Patos: um século de transformações / Edição de U. Seeliger, C. Odebrecht. Rio Grande: FURG, 2010.

MORAES, E. C. **Fundamentos de sensoriamento remoto**. Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais- INPE, São José dos Campos, 2002. Disponível em: <http://mtc-m12.sid.inpe.br/col/sid.inpe.br/sergio/2005/06.14.12.18/doc/CAP1_ECMoraes.pdf>. Acesso em: 19 fev. 2015.

MORALES, M. S.; CARILLA J.; GRAU H. R.; VILLALBA R. Multi-century lake area changes in the Southern Altiplano: a tree-ring-based reconstruction. **Climate Past: Open Access** (Published by Copernicus Publications on behalf of the European Geosciences Union). v. 11, p. 1139–1152, 2015. Disponível em: <<http://www.clim-past.net/11/1139/2015/cp-11-1139-2015.pdf>>. Acesso em: 21 de mar. 2016

MOREIRA, A. M. **Fundamentos do Sensoriamento Remoto e Metodologia de Aplicação**. Universidade Federal de Viçosa: 3ª ed, Editora UFV, 2007.

MOREIRA, M. A. **Fundamentos de sensoriamento remoto e metodologias de aplicação**. 2ª ed. Viçosa: UFV, 2003.

MORENO-OSTOS, E., L. CRUZ-PIZARRO, A. BASANTA & D. G. GEORGE. The spatial distribution of different phytoplankton functional groups in a Mediterranean reservoir. **Aquatic Ecology**. v. 42. p. 115–128, 2008.

MOUKOMLA, S.; BLANKEN, P. D. Remote Sensing of the North American Laurentian Great Lakes' Surface Temperature. **Remote Sensing of Environment**, v. 8, n. 4, p. 1-15, 2016. Disponível em: <<http://www.mdpi.com/2072-4292/8/4/286>>. Acesso em: 23 set. 2016

MOUKOMLA, S.; BLANKEN, P.D. Remote Sensing of the North American Laurentian Great Lakes' Surface Temperature. **Remote Sensing**, v. 8, n 286, 2016. Disponível em: <<http://webcache.googleusercontent.com/search?q=cache:PY8xo89DWMIJ:www.mdpi.com/2072-4292/8/4/286/pdf+&cd=5&hl=pt-BR&ct=clnk&gl=br>>. Acesso em: 30 Nov. 2016.

MUSOPOLE, A. Analyzing Periodicity in Remote Sensing Images for Lake Malawi. **Journal of Climatology & Weather Forecasting**. v. 4, n 1, 2016. Disponível em: <<http://www.esciencecentral.org/journals/analyzing-periodicity-in-remote-sensing-images-for-lake-malawi-2332-2594-1000154.pdf>>. Acesso em: 08 dez. 2016.

NASA's Earth Observing System. EOS Data Products Handbook Volume 2: Atmospheric Chemistry. Disponível em: <http://eosps0.gsfc.nasa.gov/sites/default/files/publications/data_products_vol2_0.pdf>. Acesso em: 09 mar. 2015.

NASCIMENTO, R. F. F. **Variabilidade DA concentração de clorofila na Região Costeira de Ubatuba, Litoral Norte de São Paulo**. Relatório Final de Projeto de Iniciação Científica (PIBIC/CNPq/INPE), orientado pelo Dr. Milton Kampel, INPE, São José dos Campos, 2007. Disponível em: <<http://mtc-m17.sid.inpe.br/col/sid.inpe.br/mtc-m17@80/2007/11.29.15.57/doc/publicacao.pdf>> Acesso em: 11/julho/2015.

National Aeronautics and Space Administration: MODIS. Disponível em: <<http://modis.gsfc.nasa.gov/>>. Acesso em: 02 jul. 2014.

National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA)- National Weather Service- Climate Prediction Center. Disponível em: <http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensostuff/ensyears.shtml>. Acesso em: 17 de mai. 2016

National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA)- National Weather Service- Climate Prediction Center. Disponível em: <http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensostuff/ensyears.shtml>. Acesso em: 17 de maio. 2016

National Oceanic and Atmospheric Administration: National Buoy Center. Disponível em: <<http://www.ndbc.noaa.gov/>>. Acesso em: 11 abr. 2014.

NEHORAI, R.; LENSKEY, N.G.; LENSKEY, I.M. **The role of air temperature on the skin temperature of the sea surface - The case of the Dead Sea**. State of Israel-The Ministry of National Infrastructures: Earth Science Research Administration, 2010. Disponível em: <http://www.gsi.gov.il/_uploads/ftp/GsiReport/2010/Lensky-Nadav-GSI-30-2010.pdf>. Acesso em: 12 dez. 2016.

NETO, J. R. A. et al. Dinâmica espacial da clorofila “a” e da temperatura das águas superficiais do Reservatório Orós no Semiárido do Ceará. in: I Workshop Internacional Sobre Água no Semiárido Brasileiro, Campina Grande, PB, 2013. Disponível em: <http://www.editorarealize.com.br/revistas/aguanosemiarido/trabalhos/Modalidade_4d_atahora_05_11_2013_14_06_42_idinscrito_429_23af6b1f4fd8ae79c6d327d81bc4eddf.pdf> Acesso em: 14/julho/2015.

NICOLODI, J. L. **O padrão de ondas no Lago Guaíba e suas influências nos processos de sedimentação**. 2007. 178 p. Tese de Doutorado em Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geociências, Área de concentração: Geologia Marinha, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Porto Alegre, RS, Brasil, 2007. Disponível em: <<https://www.lume.ufrgs.br/bitstream/handle/10183/10817/000598902.pdf>>. Acesso em: 24 de ago. 2016.

NICOLODI, J. L.; TOLDO, E. E.; FARINA, J. L. Dinâmica e ressuspensão por ondas no Lago Guaíba (RS, Brasil) e implicações nos locais de captação de água para abastecimento humano. **Pesquisas em Geociências**, v. 37, n. 1, p. 25-39, 2010. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, RS, Brasil. Disponível em: <<http://www.ufrgs.br/igeo/pesquisas/3701/03-3701.pdf>>. Acesso em: 24 de ago. 2016.

NOVO, E. M. L. M. **Sensoriamento remoto: princípios e aplicações**. 4ª ed, São Paulo: Blucher, 2010.

O'REILLY, C.M.; SHARMA, S.; GRAY, D.K.; HAMPTON, S.E.; READ, J.S.; ROWLEY, R.J.; SCHNEIDER, P.; LENTERS, J.D.; MCINTYRE, P.B.; KRAEMER, B.M.; WEYHENMEYER, G.A.; STRAILE, D.; DONG, B.; ADRIAN, R.; ALLAN, M.G.; ANNEVILLE, O.; ARVOLA, L.; AUSTIN, J.; BAILEY, J.L.; BARON, J.S.; BROOKES, J.D.; EYTO, E.; DOKULIL, M.T.; HAMILTON, D.P.; HAVENS, K.; HETHERINGTON, A.L.; HIGGINS, S.N.; HOOK, S.; IZMEST'eva, L.R.; JOEHNK, K.D.; KANGUR, K.; KASPRZAK, P.; KUMAGAI, M.; KUUSISTO, E.; LESHKEVICH, G.; LIVINGSTONE, D.M.; MACINTYRE, S.; MAY, L.; MELACK, J.M.; MUELLER-NAVARRA, D.C.; NAUMENKO, M.; NOGES, P.; NOGES, T.; NORTH, R.P.; PLISNIER, P.D.; RIGOSI, A.; RIMMER, A.; ROGORA, M.; RUDSTAM, L.G.; RUSAK, J.A.; SALMASO, N.; SAMAL, N.R.; SCHINDLER, D.E.; SCHLADOW, S.G.; SCHMID, M.; SCHMIDT, S.R.; SILOW, E.; SOYLU, M.E.; TEUBNER, K.; VERBURG, P.; VOUTILAINEN, A.; WATKINSON, A.; WILLIAMSON, C.E.; ZHANG, G. Rapid and highly variable warming of lake surface waters around the globe. **Geophysical Research Letters**, 2015. Disponível em: < <https://www.glerl.noaa.gov/pubs/fulltext/2015/20150053.pdf>>. Acesso em: 14 dez. 2016.

OCEANCOLOR Documents. Disponível em: <<http://oceancolor.gsfc.nasa.gov/DOCS/ocformats.html#3>>. Acesso: 11 abr. 2014.

Oceancolor Web. Ocean Level-2 Data Products, March 22, 2010.

OCEANCOLOR: Web. Disponível em: <<http://oceancolor.gsfc.nasa.gov/cms/>> Acesso em: 31 dez. 2015.

OESCH, D. C.; JAQUET, J. M.; HAUSER, A.; WUNDERLE, S. Lake surface water temperature retrieval using advanced very high resolution radiometer and Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer data: Validation and feasibility study. **Journal of Geophysical Research**, v. 110. p. 1- 17, 2005. Disponível em: <http://www.grid.unep.ch/products/3_Reports/surface_water_temperature_spectroradiometer.pdf>. Acesso em: 15 mar. 2016

OLIVEIRA, O. A.; FERNANDES, J. D. A. G. **Quantização de energia e o modelo de Bohr**. UNIDIS Grad (Programa Universidade a Distância), Natal (RN), EDUFRN, Editora da UFRN, 2006. Disponível em: <<https://docente.ifrn.edu.br/denilsonmaia/modelos-atomicos-o-modelo-de-bohr>>. Acesso em: 13 set. 2015.

OMACHI, C. Y.; GARCIA, C. A. E. Análise da sensibilidade de um modelo de atenuação espectral da irradiância na atmosfera em diferentes condições atmosféricas: uma aplicação para o Sea-viewing Wide Field-of-view Sensor (SeaWiFS). **Revista Brasileira de Geofísica**, v. 21, n. 3, 2003. Disponível em: <<http://www.scielo.br/pdf/rbg/v21n3/a01v21n3.pdf>>. Acesso em: 04 set. 2015.

PACHECO, F. S., ROLAND, F.; CESAR, D. E. Concentrações de clorofila e biomassa fitoplanctônica em diferentes profundidades em um reservatório de Furnas Centrais Elétricas S.A. no início do período de chuvas. in: X Congresso Brasileiro de Limnologia, Ilhéus, BA, 2005.

PACIFICORP. Airborne Thermal Infrared Remote Sensing Bear River Basin, ID/WY/UT. Submitted to: Pacificorp, 822 Grace Power Plant Road, Grace, ID 83241, and Trout Unlimited, 249 South 100th West, Providence, UT 84332. Submitted by: Watershed Sciences, Inc. 111 NW 2nd Street, Unit 1 Corvallis, OR 97330, 2007. Disponível

em:http://www.pacificorp.com/content/dam/pacificorp/doc/Energy_Sources/Hydro/Hydro_Licensing/Bear_River/Bear_River_Thermal_Imaging_Report.pdf> Acesso em: 22 jun. 2017

PALMER, J. M. **Radiometry and photometry FAQ**. Optical Sciences Center, University of Arizona, Tucson, AZ, [201-]. Disponível em: <<http://web.archive.org/web/20120816105231/http://www.optics.arizona.edu/Palmer/rpfaq/rpfaq.pdf>>. Acesso em: 13 dez. 2014.

PAREETH, S.; SALMASO, N.; ADRIAN, R.; NETELER, M. Homogenized daily lake surface water temperature data generated from multiple satellite sensors: A long-term case study of a large subAlpine lake. **Scientific Reports**, v. 6, n. 3125, 2016. Disponível em:< <http://www.nature.com/articles/srep31251>>. Acesso em: 01 dez. 2016.

PARK, K.; CHUNG, J.Y.; KIM, K.; CORNILLON, P.C. Wind and bathymetric forcing of the annual sea surface temperature signal in the East (Japan) Sea. **Geophysical Research Letters**, v. 32, 2005. Disponível em: <<http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1029/2004GL022197/epdf>> Acesso em: 26 jun. 2017.

PAZ, A. R., MOURA, L. G.; LIMA, H. V. C. **Uso de modelagem hidrodinâmica visando a segmentação de corpos d'água rasos para enquadramento: o caso do Lago Guaíba (RS)**. Instituto de Pesquisas Hidráulicas (IPH/UFRGS), 2005.

PAZ, A.R., REIS, L. G. M.; LIMA, H. V. C. Uso de modelagem hidrodinâmica visando a segmentação de corpos d'água rasos para enquadramento: o caso do lago Guaíba (RS). In: XVI Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, INPE, João Pessoa - PB, Brasil, 2005. Disponível em: <http://www.ct.ufpb.br/~adrianorpaz/artigos/Paz_et_al_SBRH_2005a.pdf >. Acesso em: 11 out. 2014.

PEDDLE, D. R. et al. Reflectance processing of remote sensing spectroradiometer data. **Computer & Geosciences**, v. 27, Pergamon, 2001. Disponível em: <http://www.yorku.ca/jrmiller/Papers/01Peddle_CompGeo_RefProcessing.pdf>. Acesso em: 24 fev. 2016

PEREIRA FILHO, W. **Influência dos diferentes tipos de uso da terra em bacias hidrográficas sobre sistemas aquáticos da margem esquerda do Reservatório de Tucuruí – Pará**. 2000. 138 p. Tese, Doutorado em Geografia, USP, São Paulo, 2000.

PEREIRA, F. F. *et al.* Assessment of numerical schemes for solving the advection–diffusion equation on unstructured grids: case study of the Guaíba River, Brazil. **Nonlin. Processes in Geophysics**, v. 20, p. 1113–1125, 2013. Disponível em: <<http://www.nonlin-processes-geophys.net/20/1113/2013/npg-20-1113-2013.pdf>>. Acesso em: 20 jun. 2015.

PEREIRA, F. F. **Modelo hidrodinâmico e de transporte bidimensional de grade não estruturada para lagos rasos**. 2010, 95 p. Dissertação submetida ao Programa de Pós-Graduação em Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental, Instituto de Pesquisas Hidráulicas da Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Porto Alegre, 2010. Disponível em:<<https://www.lume.ufrgs.br/bitstream/handle/10183/31775/000776822.pdf?sequence=1>>. Acesso em: 25 de abr. 2016

PEREIRA, N. E. S. **Análise de parâmetros e da clorofila-a no Atlântico Sul e Tropical a partir de modelagens numéricas e observações remotas**. 2013. 90 p. Dissertação, mestrado em Oceanografia, Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo, São Paulo, SP, 2013.

PEREIRA, R. S.; NIENCHESKI, L. F. H. Avaliação da qualidade da água da Lagoa dos Patos a partir de um modelo matemático. in: Repositório institucional da Universidade do Rio Grande, 2004. Disponível em: <http://www.semengo.furg.br/2004/06_2004.pdf>. Acesso em: 05 ago. 2014.

PHILIPS, E.J.; BADYLAK, S.; GROSSKOPF, T. Factors Affecting the Abundance of Phytoplankton in a Restricted Subtropical Lagoon, the Indian River Lagoon, Florida, USA. **Estuarine, Coastal and Shelf Science**. v. 55, p. 385-402, 2002. Disponível em: <<https://static1.squarespace.com/static/526888efe4b0e7f8297496cd/t/531a30fbe4b0ee73eff05c6f/1394225403242/IRL+factors+affecting+phytoplankton+in+IRL.pdf>>. Acesso em: 13 jul. 2017

PINTO, C. S. R. M.; MERCANTE, C. T. J. Avaliação de variáveis limnológicas e suas relações com uma floração de Euglenaceae pigmentada em viveiro povoado com tilápia do Nilo (*Oreochromis niloticus* Linnaeus), São Paulo, Brasil. **Acta Scientiarum. Biological Sciences** Maringá, v. 25, n. 2, p. 323-328, 2003. Disponível em: <<http://periodicos.uem.br/ojs/index.php/ActaSciBiolSci/article/viewFile/2018/1495>> Acesso em: 10/julho/2015.

PITCHER, G.C. *et al.* The physical oceanography of upwelling systems and the development of harmful algal blooms. **Progress in Oceanography**, v. 85, n. 1-2, p. 5–32, 2010.

Plano da Bacia Hidrográfica do Lago Guaíba: Bacia Hidrográfica do Lago Guaíba - bhlg. Disponível em:< <http://www.planolagogaiba.com.br/bacia>>. Acesso em: 02 jan. 2017.

PREFEITURA MUNICIPAL DE PORTO ALEGRE: DEPARTAMENTO MUNICIPAL DE ÁGUA E ESGOTOS. A ocorrência de florações no Lago Guaíba. Março de 2012. Disponível em: <http://lproweb.procempa.com.br/pmpa/prefpoa/cs/usu_doc/ocorrencia_de_floracoes_lago_guaiba.pdf>. Acesso: 25 mar. 2014

PROENÇA, L. A. O. Clorofila-a do fitoplâncton em seis enseadas utilizadas para o cultivo de moluscos bivalves no litoral de Santa Catarina, **Brazilian Journal of aquatic Science and Technology- BJAST**. FACIMAR, V.6, n. 1, p. 33-44, 2002. Disponível em: <<http://www6.univali.br/seer/index.php/bjast/article/viewFile/2513/1741>> Acesso em: 11/julho/2015.

PROENÇA, L. A. O. Clorofila-a do fitoplâncton em seis enseadas utilizadas para o cultivo de moluscos bivalves no litoral de Santa Catarina. **Brazilian Journal of aquatic Science and Tecnology- BJAST**, v. 6, n 1, p. 33-44, 2002. Disponível em: <<http://www6.univali.br/seer/index.php/bjast/article/viewFile/2513/1741>> Acesso em: 11/julho/2015.

RÉ, P. M. A. B. **Biologia Marinha**. Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa, Departamento de Zoologia e Antropologia. p.94, 2000. Disponível em: <<http://www.astrosurf.com/re/biologia.pdf>>. Acesso em: 15 ago. 2016.

REALCLIMATE: Climate Science from Climate Scientists Disponível em: <<http://www.realclimate.org/index.php/archives/2008/06/of-buckets-and-blogs/>>. Acesso em: 13 dez. 2014.

Remote Sensing Glossary. Disponível em: <<http://www.ldeo.columbia.edu/res/fac/rsvlab/glossary.html#S>>. Acesso em 08 de ago. de 2016.

RIBEIRO, G. F. Effects of cyanobacterial summer bloom on the phytoplankton structure in an urban shallow lake, Guaíba Lake, southern Brazil. **Neotropical Biology and Conservation**, v. 7, n. 2, p. 78-87. 2012. Disponível em: <<http://revistas.unisinos.br/index.php/neotropical/article/download/nbc.2012.72.01/1051>>. Acesso em: 19 jun. 2015.

RICHARD, W. B.; CHARLES, R. M. **Methodology for Interpretation of SST Retrievals Using the AVHRR Split Window Algorithm**. Laboratory for Atmospheric Sciences. NASA/Goddard Space Flight Center. 1983. Disponível em: <<http://ntrs.nasa.gov/archive/nasa/casi.ntrs.nasa.gov/19840026834.pdf>>. Acesso em: 24 ago. 2015.

RICHARDS. J. A. **Remote Sensing Digital Images Analysis: An introduction**. 3ªed. Verlang, New York: Springer, 1995.

RIVASA, R.; CASELLES, V. A simplified equation to estimate spatial reference evaporation from remote sensing-based surface temperature and local meteorological data. **Remote Sensing of Environment**. v. 93, p. 68-76, 2004. Disponível em: <<http://www.utsa.edu/lrsg/Teaching/ES6973/ET-RSE1.pdf>>. Acesso em: 24 set. 2016

RODRIGUES, S. C. **Estudo comparativo da estrutura da comunidade fitoplanctônica na foz dos rios formadores do Delta do Jacuí, Rio Grande do Sul**. 2004. 97p. Dissertação, Mestrado em Ecologia, Instituto de Biociências, Curso de Pós-Graduação em Ecologia, Universidade Federal do Estado do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, RS, 2004.

ROUSE, J. W., JR. *et al.* 1973. **Monitoring the vernal advancement and retrogradation (green wave effect) of natural vegetation: NASA/GSFC Type III Final**. Texas A&M University, Remote Sensing Center, College Station Texas, 1974. Disponível em: <<http://ntrs.nasa.gov/archive/nasa/casi.ntrs.nasa.gov/19730017588.pdf>>. Acesso em: 24 ago. 2015.

RYER, A. **Light Measurement Handbook**, International light Technologies , 1997. Disponível em: <http://www.cs.ucsb.edu/~mturk/imaging/Misc/ILT-Light-Measurement-Handbook.pdf>>. Acesso em: 24 ago. 2015.

SAFI, L. S. *et al.* Temporal structure of the peritrich ciliate assemblage in a large Neotropical lake. **Zoological Studies: a Springer Open Journal**, Springerp. 53-17. 2014. Disponível em: <<http://zoolstud.sinica.edu.tw/Journals/53/s40555-014-0017-3.pdf>>. Acesso em: 20 jun. 2015.

SALERNO, F.; THAKURI, S.; GUYENNON, N.; VIVIANO, G.; TARTARI, G. Glacier melting and precipitation trends detected by surface area changes in Himalayan ponds. **The Cryosphere**, v. 10, p. 1433-1448, 2016. Disponível em: <<http://www.the-cryosphere.net/10/1433/2016/tc-10-1433-2016.pdf>>. Acesso em: 08 dez. 2016.

SALOMONI, S. E.; TORGAN, L.C. Epilithic diatoms as organic contamination degree indicators in Guaíba Lake, Southern Brazil. **Biological Limnology**, v. 20, n. 4, p. 313-324, 2008. Disponível em: <http://www.ablimno.org.br/acta/pdf/05_200402.pdf>. Acesso em: 19 jun. 2015.

SARTORI, M. G. B. A dinâmica do clima do Rio Grande do Sul: indução empírica e conhecimento científico. **Terra Livre: Mudanças Climáticas Globais e Locais**, v. 1, n. 20, p. 27-48, 2003. Disponível em: <http://www.agb.org.br/files/TL_N20.pdf>. Acesso em: 18 maio 2016

SARTORI, M.G.B. A dinâmica do clima do Rio Grande do Sul: indução empírica e conhecimento científico. **Terra Livre**, São Paulo, Ano 19, v. 1, n. 20, p. 27-49, 2003. Disponível em: <<http://www.agb.org.br/publicacoes/index.php/terralivre/article/viewFile/187/171>>. Acesso em: 03 jan. 2016.

SATO, O. T. Fluxo de calor Oceânico medido por satélite. in: SOUZA, E. B. (org). **Oceanografia por satélites**. São Paulo: Oficina de Textos, 2005.

Science Processing Architecture (ESPA). ESPA: Ordering Interface. United States Geological Survey (USGS): Science for a Changing World. 2016. Disponível em: <<https://espa.cr.usgs.gov/>>. Acesso em: 13 jun. 2016.

Science Processing Architecture, ESPA: Ordering Interface. United States Geological Survey (USGS), Science for a Changing World, 2016. Disponível em: <<https://espa.cr.usgs.gov/>>. Acesso em: 13 jun. 2016.

Secretaria estadual do meio ambiente (SEMA). Bacia Hidrográfica do Lago Guaíba. Disponível em: <http://www.sema.rs.gov.br/conteudo.asp?cod_menu=56&cod_conteudo=6475>. Acesso em: 13 jan. 2015.

Secretaria Estadual do Meio Ambiente (SEMA). Bacia Hidrográfica do Lago Guaíba. Disponível em: <http://www.sema.rs.gov.br/conteudo.asp?cod_menu=56&cod_conteudo=6475>. Acesso em: 13 jan. 2015.

SECRETARIA ESTADUAL DO MEIO AMBIENTE (SEMA). BACIA HIDROGRÁFICA DO LAGO GUAÍBA. Disponível em: <http://www.sema.rs.gov.br/conteudo.asp?cod_menu=56&cod_conteudo=6475>. Acesso em: 13 jan. 2015.

SHARMA, N.; ALI M.M. Importance of Ocean Heat Content for Cyclone Studies. **Oceanography**, v. 2, n 124, 2014. Disponível em: <<http://www.esciencecentral.org/journals/importance-of-ocean-heat-content-for-cyclone-studies-2332-2632-2-124.php?aid=26760>>. Acesso em: 13 dez. 2016.

SHARMA, S. et al. A global database of lake surface temperatures collected by in situ and satellite methods from 1985–2009. **Scientific data**, p 1-19, 2015. Disponível em: <<http://www.glerl.noaa.gov/pubs/fulltext/2015/20150016.pdf>>. Acesso em: 15 mar. 2016

SILSBE G. M. **Phytoplankton production in Lake Victoria, East Africa**. 2014. 213 p. A thesis presented to the University of Waterloo in fulfillment of the thesis requirement for the degree of Master of Science in Biology. Waterloo, Ontario, Canada, 2014. Disponível em: <<http://etd.uwaterloo.ca/etd/gmsilsbe2004.pdf>>. Acesso em: 03 ago. 2014.

SINGH, R.P.; GUPTA, P.K. Development in Remote Sensing Techniques for Hydrological Studies. Proceedings of the Indian National Science Academy, v. 82, n 3, P. 773-786, 2016. Disponível em: <http://www.insa.nic.in/writereaddata/UpLoadedFiles/PINSA/2016_Art61.pdf>. Acesso em: 18 dez. 2016.

skeptical Science: Radiative Balance, Feedback, and Runaway Warming. Disponível em: <<https://skepticalscience.com/print.php?n=1310>>. Acesso em: 25 out. 2017.

SONG, K.; WANG, M.; DU, J.; YUAN, Y.; MA, J.; WANG, M.; MU, G. Spatiotemporal Variations of Lake Surface Temperature across the Tibetan Plateau Using MODIS LST Product. **Remote Sensing**. v. 8, n. 854, 2016. Disponível em: <<http://www.mdpi.com/2072-4292/8/10/854>>. Acesso em: 17 dez. 2016.

SOUZA, C.M. **Índice de nebulosidade do estado do Rio Grande do Sul: climatologia e impactos do El Niño Oscilação Sul**. Ciência e Natura, vol. 38, nº 1, p. 382-392, 2016. Disponível em: <<http://www.redalyc.org/pdf/4675/467546196035.pdf>>. Acesso em: 09 jan. 2017.

SOUZA, E. B. (org). **Oceanografia por satélites**. São Paulo: Oficina de Textos, 2005.

SOUZA, G. S.; Koenig, M. L.; Leça E. E.; Coêlho, M. P. C. A. Diatomáceas indicadoras de paleoambientes do Quaternário de Dois Irmãos, Recife, PE, Brasil. **Acta botânica Brasilica**. v. 2, n. 3, p. 521-529, 2007. Disponível em: <<http://www.scielo.br/pdf/abb/v21n3/a02v21n3>>. Acesso em: 17 dez. 2016.

SPERLING, V. M. **Introdução à qualidade das águas e ao tratamento de esgotos**. DESA-UFMG. v. 1, n. 3, 1996.

STANEV, E.V.; SCHULZ-STELLENFLETH, J.; STANEVA, J.; GRAYEK, S.; GRASHORN, S.; BEHRENS, A.; KOCH, W.; PEIN, P. Ocean forecasting for the German Bight: from regional to coastal scales. **Ocean Science Discussions**, 2016. Disponível em: <<http://www.ocean-sci.net/12/1105/2016/os-12-1105-2016.pdf>>. Acesso em: 03 dez. 2016.

STREHER, A. S. et al. Sun glint correction in airborne hyperspectral images over inland waters. **Revista Brasileira de Cartografia**. Sociedade Brasileira de Cartografia, Geodésia, Fotogrametria e Sensoriamento Remoto, n. 66/7, 2014. Disponível em: <<http://webcache.googleusercontent.com/search?q=cache:Tj7S28FFO9QJ:www.lsie.u-nb.br/rbc/index.php/rbc/article/download/816/787+&cd=10&hl=pt-BR&ct=clnk&gl=br>>. Acesso em: 04 set. 2015.

TAHOE Environment research center. Tahoe: State of the Lake Report 2016: Recent Research Updates. TAHOE Environment research center, 2016. Disponível em: <http://terc.ucdavis.edu/stateofthelake/sotl-reports/2016/2016sotl_v2-sm.pdf>. Acesso em: 29 nov. 2016.

THIEMANN A, S. & SCHILLER, H. Determination of the bulk temperature from NOAA/AVHRR satellite data in a midlatitude lake. **International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation**, v. 4, p. 339-349, 2003. Disponível em: <<http://www.psi.cz/ftp/publications/Remote%20Sensing%20Papers/Determination%20of%20the%20bulk%20temperature%20from%20NOAA-AVHRR%20satellite%20data%20in%20a%20midlatitude%20lake.pdf>>. Acesso em 07 out. 2016.

TOFFOLON, M.; PICCOLROAZ, S.; MAJONE, B.; SOJA, A. M.; PEETERS, F.; SCHMID, M.; WUEST, A. **Prediction of surface temperature in lakes with different morphology using air temperature** *Limnology and Oceanography*, v. 59, n. 6, p. 2185–2202, 2014. Disponível em: <http://aslo.org/lo/toc/vol_59/issue_6/2185.pdf>. Acesso em: 07 set. 2015.

TOLDO JR., E. E.; ALMEIDA, L. E. S. B. Rio Guaíba. Centro de Estudos de Geologia Costeira e Oceânica. 2009. Disponível em: <http://lproweb.procempa.com.br/pmpa/prefpoa/dmae/usu_doc/rioguaiba_eliriotoldojr.pdf>. 09 mai.2014.

TOLOTTI, A.; LAMI A.; SALMASO, A.; YANG, H.; MILAN, M. Different performances of independent sediment biological proxies in tracking ecological transitions and tipping points in a small sub-alpine lake since the little ice age. *in*: 33rd International Society of Limnology, Torino, Italy, 2016. Disponível em:<https://www.researchgate.net/publication/308992193_Different_performances_of_independent_sediment_biological_proxies_in_tracking_ecological_transitions_and_tipping_points_in_a_small_sub-alpine_lake_since_the_little_ice_age>. Acesso em: 03 dez. 2016.

TONIOLO, G. R. *et al.* Ocorrência e distribuição espacial de florações de algas, a partir de dados do sensor TM/Landast-5, no lago Guaíba – RS. Anais XVII Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, INPE, João Pessoa, PB, Brasil, 2015, p. 3447-3454. Disponível em: <<http://www.dsr.inpe.br/sbsr2015/files/p0680.pdf>>. Acesso em: 20 jun. 2015.

TORBICK, N.; ZINITI, B.; WU, S.; LINDER, E. American Meteorological Society: Earth Interactions. 2016. Disponível em:<<http://journals.ametsoc.org/doi/pdf/10.1175/EI-D-16-0015.1>>. Acesso em: 07 dez. 2016.

TORGERSEN, C.E.; FAUX, R.N.; MCINTOSH, B.A.; POAGE, N.J.; NORTON, D.J. Airborne thermal remote sensing for water temperature assessment in rivers and streams. **Remote Sensing of Environment**. v. 76, p. 386-398, 2001. Disponível em: <http://faculty.washington.edu/cet6/pub/Torgersen_etal_2001.pdf>. Acesso em: 20 set. 2016

TORRES, R. J. **Uma análise preliminar de processos de drenagem do Porto de Rio Grande, RS**. 2000. 179p. Dissertação de Mestrado em Engenharia Oceânica, FURG, Rio Grande, RS, 2000.

TUCCI, C. E. M. **Hidrologia: ciência e aplicação**. Porto Alegre: Ed da Universidade: ABRH: EDUSP, 1993.

TUCCI, C. E. M. **Modelos hidrológicos**. Porto Alegre: Ed da Universidade/UFRGS/Associação Brasileira de Recursos Hídricos, 1998.

TUCCI, C. E. M.; CARVALHO, C. T. Plansab: Saneamento com visão no futuro. **Revista Quadrimestral de Saneamento Ambiental**. ano 18, n 32, PMPA: DMAE (Departamento Municipal de Água e Esgoto), 2012.

TUCKER, C. J. Red and photographic infrared linear combinations for monitoring vegetation. **Remote Sensing of Environment**, v. 8, p. 127- 150, 1979.

ULABY, F.T.; MOORE, R.K.; FUNG, A.K. **Microwave remote sensing: Active and passive**. Microwave Remote Sensing Fundamentals and Radiometry. v. 1, United States of America: Artech House INC, 1981.

Understanding Sea Surface Temperature. Disponível em: <http://ghrsst-pp.metoffice.com/pages/sst_definitions/>. Acesso em: 5 dez. 2014

United States Geological Survey (USGS): Science for changing world. Landsat Missions. Disponível em: <<http://landsat.usgs.gov/>>. acesso em: 29 jun. 2016.

UN-Water. Wastewater Management: A UN-Water Analytical Brief. The United National Inter-Agency Mechanism on all Related Issues, Including Sanitation, 2015. Disponível em: <http://www.unwater.org/fileadmin/user_upload/unwater_new/docs/UN-Water_Analytical_Brief_Wastewater_Management.pdf>. Acesso em: 29 dez. 2016.

US Environmental Protection Agency (EPA). Climate Change Indicators in the United States: Great Lakes Water Levels and Temperatures. 2016. Disponível em: <https://www.epa.gov/sites/production/files/2016-08/documents/print_great-lakes-2016.pdf>. Acesso em: 07 dez. 2016.

USGS (United States Geological Survey). Landsat Mission. Disponível em: <<https://landsat.usgs.gov/landsat-5-history>>. Acesso em: 27 jan. 2017.

USGS (United States Geological Survey). Landsat Thematic Mapper (TM). Disponível em: < <https://lta.cr.usgs.gov/TM>>. Acesso em: 27 jan. 2017.

USGS. Science for a Changing Word. Landsat 8. 2014. Disponível em: <<http://landsat.usgs.gov/landsat8.php>>. Acesso em: 20 ago. 2014.

VAZ, A. C.; MÖLLER JR, O. O.; ALMEIDA, T. L. Análise quantitativa da descarga dos rios afluentes da Lagoa dos Patos. **Atlântica**, Rio Grande, v. 28, n. 1, p. 13-23, 2006. Disponível em: <http://www.rsmas.miami.edu/users/avaz/Ana_Carolina_Vaz/Publications_files/Vaz_et_al_2006_Atlantica.pdf>. Acesso em: 03 ago 2016

VECCHIA, A. D. *et al.* First description of Adenovirus, Enterovirus, Rotavirus and Torque teno virus in water samples collected from the Arroio Dilúvio, Porto Alegre, Brazil. **Brazilian Journal of Biology**. São Carlos, v. 72, n. 2, p. 323-329, 2012. Disponível em: <<http://www.ufrgs.br/labvir/artigos/artigo107.pdf>>. Acesso em: 20 jun. 2015.

VIEIRA, E. L. et al. **Manual de Fisiologia Vegetal**. São Luis: EDUFMA, 2010. 230p. 2010. Disponível em: <https://books.google.com.br/books?id=enZO_ItTcvMC&pg=PA229&lpg=PA229&dq=TAIZ,+L.;+ZIEGER,+E.+Fisiologia+vegetal.+3.ed.+Porto+Alegre+:&source=bl&ots=S5j7Q5c9V7&sig=wq5Q7Nfrtx4MzVijZJTizmVMlYQ&hl=pt-BR&sa=X&ved=0CD8Q6AEwBWoVChMlt5vFjIHxYxglVxRqQCh1znwOy#v=onepage&q=TAIZ%2C%20L.%3B%20ZIEGER%2C%20E.%20Fisiologia%20vegetal.%203.ed.%20Porto%20Alegre%20%3A&f=false> Acesso em: 13/julho/2015.

WACHHOLZ, F. **Compartimentação aquática do reservatório Rodolfo Costa e Silva-RS, a partir de variáveis limnológicas e imagens orbitais**. 2007. 97 p. Dissertação de Mestrado em Geografia, Centro de Ciências Naturais e Exatas, Universidade Federal de Santa Maria, Santa Maria, RS, 2007.

WALVOORD, M.A.; KURYLYK, B.L. Hydrologic Impacts of Thawing Permafrost- A Review. **Vadose Zone Journal: Advancing Critical Zone Science**, v. 15, n. 6, 2016. Disponível em: <<http://vzj.geoscienceworld.org/content/15/6/vzj2016.01.0010>>. Acesso em: 17 dez. 2016.

WARD, A. D.; ELLIOT, W. J. **Environmental Hidrology**. New York: Ed Lewis Publishers, 1995.

WEYKAMP, F. V. W. **Disciplina ACA0430 Meteorologia Sinótica e Aplicações à Meteorologia (Relações básicas entre a Meteorologia e a Oceanografia)**. Master: Metodologia Aplicada a sistemas de Tempo Regionais, 2016. Disponível em: <<http://www.master.iag.usp.br/>>. Acesso em: 15 ago. 2016.

WILLIAM, M. L. Basis for the protection and management of tropical lakes. **Lakes & Reservoirs: Research and Management**, v. 5, p. 35- 48, 2000. Disponível em: <http://webcache.googleusercontent.com/search?q=cache:PfEWM_g6U-sJ:uv.colorado.edu/limnology/pubs/pdfs/Pub150.pdf+&cd=1&hl=pt-BR&ct=clnk&gl=br>. Acesso em: 08 mar. 2016

WOOLWAY, R.L.; JONES, L.D.; MABERLY, S.C.; FRENCH, J.R.; LIVINGSTONE, D.M.; MONTEITH, D.T.; SIMPSON, G.L.; THACKERAY, S.J.; ANDERSEN, M.R.; ATTARBEE, R.W.; DEGASPERI, C.L.; EVANS, C.D.; EYTO, E.; FEUCHTMAYR, H.; HAMILTON, D.P.; KERNAN, M.; KROKOWSKI, J.; RIMMER, A.; ROSE, K.C.; JAMES A. RUSAK, J.A.; RYVES, D.B.; SCOTT, D.R.; SHILLAND, E.M.; SMYTH, R.L.; STAEHR, P.A.; THOMAS, R.; WALDRON, S.; WEYHENMEYER, G.A. Diel Surface Temperature Range Scales with Lake Size. **PLOS ONE**, p. 01-14, 2016. Disponível em:<<http://journals.plos.org/plosone/article/file?id=10.1371/journal.pone.0152466&type=printable>>. Acesso em: 30 nov. 2016.

WOOLWAY, R.L.; JONES, L.D.; FEUCHTMAYR, H.; MABERLY, S.C. A comparison of the diel variability in epilimnetic temperature for five lakes in the English Lake District. **International Society of Limnology**, v. 5, n. 2. p. 139-154 2015. Disponível em:<<http://citeseerx.ist.psu.edu/viewdoc/download?doi=10.1.1.826.3531&rep=rep1&type=pdf>>. Acesso em: 30 nov. 2016.

World Meteorological Organization (WMA), **Guide to Climatological Practices**, nº 100, Geneva: WMO, 2011. Disponível em: <http://www.wmo.int/pages/prog/wcp/ccl/guide/documents/WMO_100_en.pdf>. Acesso em: 27 out. 2017.

WU, R.; KIRTMAN, B. P.; PEGION, K. Surface Latent Heat Flux and Relationships with SST in CFS. National Weather Service: National Oceanic and Atmospheric Administration. in: Science and Technology Infusion Climate Bulletin. 2015. Disponível em: <http://www.nws.noaa.gov/ost/climate/STIP/CTB-COLA/Renguang_010908.htm>. Acesso em: 18 maio 2016

XAVIER, M. B. **Variação da Temperatura de Superfície na Lagoa Mangueira nas passagens de sistemas frontais, a partir de dados de radiância do Sensor MODIS**. 2014. 115p. Tese de doutorado, Curso de Pós-Graduação em Sensoriamento Remoto, Universidade Federal do Rio Grande (FURG). Porto Alegre, 2014.

XING, Q.; BRAGA, F.; TOSI, L.; LOU, M.; ZAGGIA, L.; TEATINI, P.; GAO, X.; YU, L.; WEN, X.; SHI, P. Detection of Low Salinity Groundwater Seeping into the Eastern Laizhou Bay (China) with the Aid of Landsat Thermal Data. **Journal of Coastal Research**, Coconut Creek, Florida, v. 74, p. 149-156, 2016. Disponível em: <<http://www.jcronline.org/doi/pdf/10.2112/SI74-014.1?code=cerf-site>>. Acesso em: 08 dez. 2016.

Yale Guide to Landsat 8 Image Processing: Disponível em: <<http://surfaceheat.site.yale.edu/understanding-landsat-8>>. Acesso em: 13 ago. 2014.

ZANOTTA, D. C., ESPINOZA, J. M. A.; SHIMABUKURO, Y. E. Padrão de variabilidade anual dos campos de temperatura superficial da Lagoa dos Patos- RS por análise EOF. in: XVI Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, INPE, Foz do Iguaçu, PR, Brasil, p. 1595-1601, 2013.

ZANOTTA, D. C., GONÇALVES, G. A.; DUCATI, J. R. Mapeamento da temperatura superficial da Lagoa dos Patos- RS com dados NOAA-AVHRR. in: XIV Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, INPE, Natal, Brasil, p. 6681-6688, 2009.

ZOLFAGHARI, K.; DUGUAY, C.R.; POUR, H.K. Satellite-Derived Light Extinction Coefficient and its Impact on Thermal Structure Simulations in a 1-D Lake Model. **Hydrology and Earth System Sciences Discussion**, v. 82, 2016. Disponível em: <<http://www.hydrol-earth-syst-sci-discuss.net/hess-2016-82/hess-2016-82.pdf>>. Acesso em: 08 dez. 2016.