



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA, TECNOLOGIA E INOVAÇÃO
INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

sid.inpe.br/mtc-m21b/2016/05.10.18.34-TDI

**USO DE DADOS TERMAIS ORBITAIS NO MODELO
ELCOM PARA A REGIÃO DE GUAPÉ(MG) DO
RESERVATÓRIO DE FURNAS**

David de Andrade Costa

Dissertação de Mestrado do
Curso de Pós-Graduação em
Sensoriamento Remoto, orientada
pelo Dr. João Antonio Lorenzzetti,
aprovada em 18 de março de 2016.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34P/3LLNF7H>>

INPE
São José dos Campos
2016

PUBLICADO POR:

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE

Gabinete do Diretor (GB)

Serviço de Informação e Documentação (SID)

Caixa Postal 515 - CEP 12.245-970

São José dos Campos - SP - Brasil

Tel.:(012) 3208-6923/6921

Fax: (012) 3208-6919

E-mail: pubtc@inpe.br

COMISSÃO DO CONSELHO DE EDITORAÇÃO E PRESERVAÇÃO DA PRODUÇÃO INTELECTUAL DO INPE (DE/DIR-544):

Presidente:

Maria do Carmo de Andrade Nono - Conselho de Pós-Graduação (CPG)

Membros:

Dr. Plínio Carlos Alvalá - Centro de Ciência do Sistema Terrestre (CST)

Dr. André de Castro Milone - Coordenação de Ciências Espaciais e Atmosféricas (CEA)

Dra. Carina de Barros Melo - Coordenação de Laboratórios Associados (CTE)

Dr. Evandro Marconi Rocco - Coordenação de Engenharia e Tecnologia Espacial (ETE)

Dr. Hermann Johann Heinrich Kux - Coordenação de Observação da Terra (OBT)

Dr. Marley Cavalcante de Lima Moscati - Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPT)

Silvia Castro Marcelino - Serviço de Informação e Documentação (SID)

BIBLIOTECA DIGITAL:

Dr. Gerald Jean Francis Banon

Clayton Martins Pereira - Serviço de Informação e Documentação (SID)

REVISÃO E NORMALIZAÇÃO DOCUMENTÁRIA:

Simone Angélica Del Duca Barbedo - Serviço de Informação e Documentação (SID)

Yolanda Ribeiro da Silva Souza - Serviço de Informação e Documentação (SID)

EDITORAÇÃO ELETRÔNICA:

Marcelo de Castro Pazos - Serviço de Informação e Documentação (SID)

André Luis Dias Fernandes - Serviço de Informação e Documentação (SID)



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA, TECNOLOGIA E INOVAÇÃO
INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

sid.inpe.br/mtc-m21b/2016/05.10.18.34-TDI

**USO DE DADOS TERMAIS ORBITAIS NO MODELO
ELCOM PARA A REGIÃO DE GUAPÉ(MG) DO
RESERVATÓRIO DE FURNAS**

David de Andrade Costa

Dissertação de Mestrado do
Curso de Pós-Graduação em
Sensoriamento Remoto, orientada
pelo Dr. João Antonio Lorenzzetti,
aprovada em 18 de março de 2016.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34P/3LLNF7H>>

INPE
São José dos Campos
2016

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

Costa, David de Andrade.

C823u Uso de dados termais orbitais no modelo ELCOM para a região de Guapé(MG) do reservatório de Furnas / David de Andrade Costa. – São José dos Campos : INPE, 2016.
xxviii + 118 p. ; (sid.inpe.br/mtc-m21b/2016/05.10.18.34-TDI)

Dissertação (Mestrado em Sensoriamento Remoto) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2016.
Orientador : Dr. João Antonio Lorenzetti.

1. Reservatórios. 2. Sensoriamento remoto. 3. Estratificação.
I.Título.

CDU 528.8:556.55(815.1)



Esta obra foi licenciada sob uma Licença [Creative Commons Atribuição-NãoComercial 3.0 Não Adaptada](https://creativecommons.org/licenses/by-nc/3.0/).

This work is licensed under a [Creative Commons Attribution-NonCommercial 3.0 Unported License](https://creativecommons.org/licenses/by-nc/3.0/).

Aluno (a): *David de Andrade Costa*

Título: "USO DE DADOS TERMAIS ORBITAIS NO MODELO ELCOM PARA A REGIÃO DE GUAPÉ (MG) DO RESERVATÓRIO DE FURNAS".

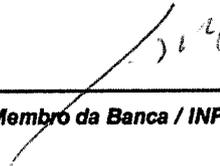
Aprovado (a) pela Banca Examinadora
em cumprimento ao requisito exigido para
obtenção do Título de **Mestre** em
Sensoriamento Remoto

Dr. João Antonio Lorenzetti



Presidente / Orientador(a) / INPE / SJC Campos - SP

Dr. José Luiz Stech



Membro da Banca / INPE / SJC Campos - SP

Dr. Carlos Alexandre Domingos Lentini



Convidado(a) / UFBA / Salvador - BA

Este trabalho foi aprovado por:

maioria simples

unanimidade

São José dos Campos, 18 de Março de 2016

“Educar a mente e disciplinar os hábitos”.

Joanna de Ângelis

A minha família dedico com especial gratidão.

AGRADECIMENTOS

A minha esposa por todo amor, dedicação e compreensão durante esta jornada, sem o seu apoio nada disso seria possível!

A todos os meus familiares, em especial: Mãe, Pai, Irmãos, Avós e Sogros.

Ao meu orientador e amigo, Dr. João Antônio Lorenzetti, por todos os conselhos e ensinamentos, que acompanhou a evolução deste trabalho em todas as etapas, sempre com sugestões valiosas.

Ao co-orientador e amigo, Dr. Marcelo Pedroso Curtarelli, pela ajuda nos trabalhos de campo, ideias, sugestões e revisões que contribuíram para este trabalho desde seu início até este resultado final.

Ao Dr. Carlos Alexandre Domingos Lentini e ao Dr. José Luiz Stech por suas avaliações e sugestões de melhorias para este trabalho.

Ao amigo, M.Sc. Leandro Salmagi Coutinho, que realizou estudos prévios na área objeto de estudo e, gentilmente, compartilhou seus dados de campo e experiências.

Ao amigo, M.Sc. Carlos Alberto Sampaio de Araújo, pelo auxílio e dicas com o Matlab.

Ao Projeto Furnas - *Desenvolvimento de sistema de monitoramento para gestão ambiental da Aquicultura no reservatório de Furnas-MG, Suporte para a consolidação de indicadores para o plano de monitoramento de gestão ambiental da aquicultura* - pela disponibilidade dos dados coletados pelas plataformas SIMA. Em especial ao coordenador do projeto Dr. José Luiz Stech.

Aos doutores Evlyn Marcia Moraes Leão Novo, Enner Herenio de Alcântara e José Luiz Stech, pela avaliação da proposta de mestrado e por suas valiosas contribuições.

Aos velhos amigos que me acompanham e às novas amigadas consolidadas em SJC que levarei comigo.

Ao INPE e à Pós-Graduação em Sensoriamento Remoto (PGSER), por toda a estrutura disponibilizada e pela provisão dos recursos necessários ao desenvolvimento desta pesquisa. Em especial à Dr^a Elisabete Caria de Moraes por toda atenção e receptividade.

Ao CNPQ pela concessão da minha bolsa de mestrado (processo nº 132969/2014-9).

RESUMO

A modelagem hidrodinâmica de reservatórios permite simular diferentes processos para estudar a resposta física destes sistemas sob determinadas forçantes externas. Um dos desafios para modelagem é a obtenção de dados para definição adequada das condições de inicialização do modelo (limites físicos, temperatura da água, ventos, vazões de entrada e saída, entre outras). Neste aspecto, este trabalho teve como hipótese que “o uso integrado de dados de campo, modelagem computacional e sensoriamento remoto termal permite representar a dinâmica de estratificação e mistura que ocorre em uma parcela do reservatório de Furnas”. Foram realizadas campanhas de campo para coletar dados de temperatura em perfis ao longo de parte do reservatório, assim como para levantar sua batimetria. O campo de temperaturas da superfície da água foi obtido através de imagens do sensor TIRS do satélite Landsat-8 após a correção atmosférica pelo método de transferência radiativa. Dados meteorológicos e limnológicos coletados por estações autônomas foram analisados para gerar dados médios representativos de dias típicos de verão e inverno para serem utilizados na modelagem. Simulações com o modelo hidrodinâmico ELCOM compreendendo o período de trinta dias foram realizadas considerando cenários típicos de verão e inverno, onde foram testadas: 1) Simulações com dados espacializados de temperatura por sensoriamento remoto, onde percebemos que os resultados do modelo superestimam as temperaturas observadas; 2) Simulações com perfis verticais de temperatura estimados por SR, que são capazes de melhorar os resultados, reduzindo a superestimativa da temperatura; 3) Simulações de controle sem o uso de dados de SR, utilizando somente dados médios de temperatura da água coletados em campo. Após 15 dias de simulação os valores RMSE de todas as simulações convergem para um valor comum mostrando que após esse período, não importa como foi definida a condição inicial de estratificação do reservatório. A condição de vazão e temperatura de entrada dominam o escoamento no fundo do reservatório, que juntamente com os processos de mistura e os fluxos de calor fazem o RMSE das simulações convergirem para um valor comum entre eles. Na ausência de dados *in situ*, as técnicas utilizadas neste trabalho oferecem uma boa alternativa para condução de estudos.

Palavras-chave: Reservatórios. Sensoriamento Remoto. Estratificação.

THERMAL ORBITAL DATA USED ON ELCOM MODEL SET FOR GUAPÉ REGION (MG) FROM FURNAS RESERVOIR

ABSTRACT

Hydrodynamic modeling of reservoirs allows to simulate different processes to study the physical response of these systems under certain external forcings. Obtaining data for proper definition of the initial model conditions is one of the challenges for modeling (physical limits, temperature, winds, input and output flows, etc.). On this point, this work had the hypothesis that "the integrated use of field data, computer modeling and thermal remote sensing allows to represent the dynamics of stratification and mixing that occurs in the Furnas reservoir". Field campaigns have been undertaken to collect temperature profile data along the reservoir as well as to obtain the bathymetry. The water surface temperature was obtained from TIRS images of Landsat-8 satellite in which was applied an atmospheric correction by radiative transfer method. Meteorological and limnological data collected by autonomous stations were analyzed to generate average representative data typical of summer and winter days to be used in modeling. Simulations with the hydrodynamic model ELCOM, covering the period of thirty days, were performed considering typical scenarios of summer and winter. The following scenarios were tested: 1) Simulations with spatial information of temperature by RS, where it was observed that the model results overestimate the observed temperatures; 2) Simulations with vertical temperature profiles estimated by RS, which were able to improve the results; 3) Simulations without RS data, using only average water temperature data, which resulted in lower RMSE between the simulated temperature and collected. After 15 days the RMSE values of all simulations converge to a common value showing that after this period, no matter the initial setting of the reservoir stratification. The condition of temperature and flow rate dominate the flow at the bottom of the reservoir, which together with the processes of mixing and heat fluxes makes the RMSE of simulations to converge to a common value among them. Without *insitu* data, the techniques used in this work provide a good alternative to conducting studies.

Keywords: Reservoirs. Remote Sensing. Stratification.

LISTA DE FIGURAS

	<u>Pág.</u>
Figura 2.1 - Estratos termais típicos em um reservatório estratificado e perfil da temperatura na coluna d'água.....	8
Figura 2.2 – Representação de diversos tipos de termoclinas.....	8
Figura 2.3 - Representação de múltiplas termoclinas entre 4 e 16 m.	9
Figura 2.4 - Espectro de emissão da radiação para corpos negros em diversas temperaturas.	11
Figura 2.5 - Janela atmosférica: transmitância e absorvância dos principais constituintes da atmosfera.	12
Figura 2.6 – Perfis atmosféricos gerados com base nos dados da NCEP para o dia 08/02/2014 às 10h local para a região de Guapé/MG.....	17
Figura 2.7 - Representação de amostras em duas dimensões.	24
Figura 2.8 - Semivariograma idealizado.....	25
Figura 2.9 - Exemplo de uma grade com pontos amostrais.....	27
Figura 3.1 - Localização da área de estudo.	32
Figura 3.2 - Delimitação da área de estudo e localização das plataformas SIMA, no município de Guapé-MG.	33
Figura 3.3 - Plataforma de coleta de dados SIMA-Principal.....	34
Figura 3.4 - Plataforma de coleta de dados SIMA-Secundária.....	34
Figura 3.5 - Localização dos pontos de medição de temperatura em perfil. ...	37
Figura 3.6 - Trajetórias percorridas para o levantamento da batimetria.	38
Figura 3.7 - Ilustração do procedimento para converter a profundidade coletada pelo batímetro (PB) em cota de fundo do reservatório (CF).....	47
Figura 3.8 – Representação dos pontos de altimetria e ecobatimetria.....	48
Figura 3.9 – Representação do raio de busca de um ponto a ser interpolado.	49
Figura 3.10 - Modelo conceitual para um perfil de temperatura na coluna d'água.	51

Figura 3.11 – Representação da divisão longa para conversão de um número decimal para binário.	53
Figura 3.12 – Função tangente hiperbólica.	63
Figura 3.13 – Períodos de dados disponíveis nas plataformas SIMA e em imagens de SR livres da cobertura de nuvens.....	64
Figura 4.1 – Representação da batimetria na área de estudo.	68
Figura 4.2 – Representação tridimensional da batimetria.	69
Figura 4.3 – Radiação solar.	70
Figura 4.4 – Temperatura do ar.....	71
Figura 4.5 – Umidade relativa.	71
Figura 4.6 – Pressão atmosférica.....	72
Figura 4.7 – Imagem de temperatura média de superfície do reservatório.	74
Figura 4.8 – Temperatura observada SIMA x temperatura estimada por SR...	75
Figura 4.9 – Perfis coletados em campo	77
Figura 4.10 – (A) Média dos 14 perfis coletados em 31/03/2015 (verão). (B) Perfil estimado no ponto 14. (C) Média dos 14 perfis coletados em 21/07/2015 (inverno).	78
Figura 4.11 – Distribuição da frequência, intensidade e direção do vento.	81
Figura 4.12 – Localização das estações fluviométricas utilizadas no estudo da média das vazões afluentes à região de estudo	82
Figura 4.13 – Cenário V-CSR, evolução temporal dos perfis simulados pelo modelo ELCOM.....	87
Figura 4.14 – Cenário V-CSR, evolução do perfil de temperaturas em uma seção longitudinal desde montante à jusante da área de estudo.	88
Figura 4.15 – Cenário V-CSR, diagrama de Hovmoller para temperatura de superfície do reservatório.....	89
Figura 4.16 - Cenário V-CSR, campo superficial de temperaturas.....	90
Figura 4.17 – Cenário V-CP-SR, perfil longitudinal de temperaturas na primeira hora de simulação.....	91

Figura 4.18 – Cenário V-CP-SR, evolução temporal dos perfis simulados pelo modelo ELCOM.....	93
Figura 4.19 - Cenário V-CP-SR, campo superficial de temperaturas.....	94
Figura 4.20 - Cenário V-SSR, campo superficial de temperaturas.....	95
Figura 4.21 – Cenário V-SSR, evolução temporal dos perfis simulados pelo modelo ELCOM.....	96
Figura 4.22 – RMSE das simulações de verão.	97
Figura 4.23 – RMSE somente do ponto 14.	99
Figura 4.24 – Cenário I-CSR, evolução temporal dos perfis simulados pelo modelo ELCOM.....	101
Figura 4.25 - Cenário I-CSR, campo superficial de temperaturas.....	102
Figura 4.26 – Cenário I-SSR, evolução temporal dos perfis simulados pelo modelo ELCOM.....	103
Figura 4.27 – RMSE das simulações de inverno.....	104

LISTA DE TABELAS

	<u>Pág.</u>
Tabela 3.1 – Equipamentos disponíveis na plataforma principal e secundárias.	35
Tabela 3.2 - Características do Landsat 8.....	39
Tabela 3.3 - Equações utilizadas no modelo ELCOM.....	44
Tabela 3.4 - Descrição dos bits.....	54
Tabela 3.5 - Interpretação do preenchimento dos bits.....	54
Tabela 3.6 - Módulos do modelo ELCOM.....	60
Tabela 3.7 - Parâmetros e coeficientes utilizados nas equações do modelo. ..	61
Tabela 3.8 - Condições de inicialização utilizadas	62
Tabela 4.1 - Estatísticas da temperatura de superfície nas imagens de verão e inverno.	73
Tabela 4.3 – Resumo das simulações realizadas e suas respectivas siglas ...	84

LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

ASCAT	<i>Advanced Scatterometer</i>
ANA	Agência Nacional de Águas
ANEEL	Agência Nacional de Energia Elétrica
AQ	Avaliação da Qualidade
CGH	Centrais Geradoras Hidrelétricas
CWR	<i>Centre for Water Research</i>
CFL	Courant Friedrichs Lewy
EMBRAPA	Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária
TEOS	Equação Termodinâmica da Água do Mar/ <i>Thermodynamic Equation Of Seawater</i>
ELCOM	<i>Estuary and Lake Computer Model</i>
XOVWM	<i>Extended Ocean Vector Winds Mission</i>
GEE	Gases de Efeito Estufa
IVT	Infravermelho Termal
INPE	Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
INMETRO	Instituto Nacional de Metrologia, Qualidade e Tecnologia
MDE	<i>Modelo Digital de Elevação</i>
MODTRAN	<i>Moderate Resolution Atmospheric Transmission</i>
MODIS	<i>Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer</i>
NCEP	<i>National Centers for Environmental Prediction</i>
NDWI	<i>Normalized Difference Water Index</i>
OLI	<i>Operational Land Imager</i>
PCH	Pequenas Centrais Hidrelétricas
QuickSCAT	<i>Quick Scatterometer</i>
RMSE	Raiz do Erro Médio Quadrático/ <i>Root Mean Square Error</i>
SR	Sensoriamento Remoto
SRTM	<i>Shuttle Radar Topographic Mission</i>
SAR/ANA	Sistema de Acompanhamento de Reservatórios
SIMA	Sistema Integrado de Monitoramento Ambiental
SNIRH	Sistema Nacional de Informações sobre Recursos Hídricos
SW	<i>Split Window</i>
SAR	<i>Synthetic Aperture Radar</i>
TM	<i>Thematic Mapper</i>
TIRS	<i>Thermal Infrared Sensor</i>
UNIVAP	Universidade do Vale do Paraíba
UWA	<i>University of Western Australia</i>
UHE	Usinas Hidrelétricas

LISTA DE SÍMBOLOS

α_λ	Absortância espectral, adimensional
η	Altura média da superfície livre, m
z	Altura, m
ρ'	Anomalia de densidade da água, kg m^{-3}
a_λ	Coef. de ajuste linear para a função de Planck, adimensional
b_λ	Coef. de ajuste linear para a função de Planck, adimensional
C_{10}	Coeficiente de troca de momentum a 10 metros
λ	Comprimento de onda da radiação, μm
C	Concentração dos escalares, unidade depende do escalar representado
k	Constante de Boltzmann, JK^{-1}
h	Constante de Planck, Js
σ	Constante de Stefan-Boltzmann, $\text{Wm}^{-2}\text{K}^{-4}$
c_1	Constante usada na equação de Planck, $\text{Wm}^{-2}\mu\text{m}^{-1}$
c_2	Constante usada na equação de Planck, $\mu\text{m} \cdot \text{K}$
W	Conteúdo de água na atmosfera, kg m^{-3}
$\rho_{\text{água}}$	Densidade da água, kg m^{-3}
ρ_{ar}	Densidade do ar, kg m^{-3}
ρ_0	Densidade inicial da água, kg m^{-3}
ε_λ	Emissividade espectral, adimensional
$M(\lambda, t)$	Emitância espectral radiante de um corpo negro, $\text{Wm}^{-2}\mu\text{m}^{-1}$
Fr	Número de Froude, adimensional
S_c	Número de Prandtl para temperatura, adimensional
Re	Número de Reynolds, adimensional
f	Parâmetro de Coriolis, s^{-1}
ψ_1	Parâmetro atmosférico, adimensional
C_λ	Parâmetro atmosférico, adimensional
D_λ	Parâmetro atmosférico, adimensional

B_1	Parâmetro atmosférico, adimensional
B_0	Parâmetro atmosférico, adimensional
ψ_2	Parâmetro atmosférico, $Wm^{-2}sr^{-1}\mu m^{-1}$
ψ_3	Parâmetro atmosférico, $Wm^{-2}sr^{-1}\mu m^{-1}$
L_u	Radiância ascendentes, $Wm^{-2}sr^{-1}\mu m^{-1}$
L_t	Radiância de um corpo negro, $Wm^{-2}sr^{-1}\mu m^{-1}$
L_d	Radiância descendentes, $Wm^{-2}sr^{-1}\mu m^{-1}$
L_{TOA}	Radiância no topo da atmosfera, $Wm^{-2}sr^{-1}\mu m^{-1}$
ρ_λ	Reflectância espectral, adimensional
T_{11}	Temperatura de brilho da banda 11 do sensor TIRS/Landsat 8, K
T_{10}	Temperatura de brilho da banda 12 do sensor TIRS/Landsat 8, K
T_{sen}	Temperatura de brilho do sensor, K
T_S	Temperatura de superfície, K
T_a	Temperatura efetiva média da atmosfera, K
$\varepsilon_{\alpha\beta}$	Tensor de permutação
τ_λ	Transmitância atmosférica espectral, adimensional
c	velocidade da luz no vácuo, ms^{-1}
u_*	Velocidade de cisalhamento do vento, $m s^{-1}$
W_α	Velocidade do vento na direção α , $m s^{-1}$
W_β	Velocidade do vento na direção β , $m s^{-1}$
U	Velocidade média da água, $m s^{-1}$
I	Vetor unitário na direção x, vetorial
J	Vetor unitário na direção y, vetorial
j	Vetor unitário na direção z, vetorial
α	Vetor unitário no espaço bidimensional, vetorial
β	Vetor unitário no espaço bidimensional, vetorial
ν	Viscosidade, m^2s
α	Vetor unitário no espaço bidimensional, vetorial
B	Vetor unitário no espaço bidimensional, vetorial
ν	Viscosidade, m^2s

γ	Parâmetro aproximado pela equação de Planck, $\text{Km}^2\mu\text{m W}^{-1}$
δ	Parâmetro aproximado pela equação de Planck, K
L_{10}	Radiância na banda 10 do sensor TIRS, $\text{Wm}^{-2}\text{sr}^{-1}\mu\text{m}^{-1}$
L_{11}	Radiância na banda 11 do sensor TIRS, $\text{Wm}^{-2}\text{sr}^{-1}\mu\text{m}^{-1}$
G	Aceleração da gravidade, m s^2

SUMÁRIO

	<u>Pág.</u>
1	INTRODUÇÃO 1
1.1.	Hipótese 4
1.2.	Objetivos 5
1.2.1.	Geral 5
1.2.2.	Específicos 5
2	FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA..... 7
2.1.	Reservatórios e sua estrutura térmica..... 7
2.2.	O sensoriamento remoto no infravermelho termal 10
2.2.1.	Correção atmosférica no IVT 15
2.3.	Modelagem numérica hidrodinâmica..... 21
2.4.	Interpolação geoestatística 23
3	MATERIAIS E MÉTODOS 31
3.1.	Área de Estudo 31
3.2.	Materiais..... 33
3.2.1.	Dados de campo por estações automáticas 33
3.2.2.	Dados coletados em campanhas de campo 36
3.2.3.	Dados por sensoriamento remoto 39
3.2.4.	Dados das estações da Agência Nacional de Águas 41
3.2.5.	O modelo hidrodinâmico ELCOM..... 42
3.3.	Métodos 45
3.3.1.	Máscara da superfície de água 45
3.3.2.	Geração da batimetria..... 46
3.3.3.	Processamento dos perfis de temperatura..... 49
3.3.4.	Modelo conceitual para construção de perfis sintéticos de temperatura na coluna d'água..... 50
3.3.5.	Correção da declinação magnética na direção do vento..... 52
3.3.6.	Avaliação da qualidade do pixel da imagem termal do Landsat 852
3.3.7.	Correção atmosférica da banda termal do Landsat 8 54

3.3.8.	Definição da resolução espacial e temporal do modelo	56
3.3.9.	Definição de dados médios para dias típicos de verão e de inverno	58
3.3.10.	Configurações e forçantes adotadas no modelo ELCOM	59
3.3.11.	Condição de vazão e ventos utilizada no warm up do modelo....	62
3.3.12.	Análise dos períodos de dados disponíveis nas estações	63
3.3.13.	Métricas utilizadas para a avaliação dos resultados das modelagens.....	65
4	RESULTADOS E DISCUSSÕES	67
4.1.1.	Batimetria	67
4.1.2.	Médias horárias para dias típicos de verão e inverno	70
4.1.3.	Campo de temperatura superficial da água obtido por SR.....	73
4.1.4.	Validação da correção atmosférica	75
4.1.5.	Perfis no verão e no inverno	76
4.1.6.	Estimativa de perfil de temperatura d'água por composição dos dados de SR e dados de campo	78
4.1.7.	Análise do vento.....	79
4.1.8.	Estimativa das vazões típicas de verão e inverno.....	82
4.1.9.	Resultados das simulações hidrodinâmicas.....	83
5	CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES	107
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	111

1 INTRODUÇÃO

Estima-se que há mais de 117 milhões de lagos naturais e artificiais na Terra com área superficial maior que 0,002 km² ocupando uma área superficial com cerca de 5x10⁶ km². Este número representa 3,7% da superfície da Terra descontando as áreas ocupadas pelos oceanos ou por gelo. Contudo, somente uma pequena porção destas regiões é regularmente e consistentemente monitorada (VERPOORTER et al., 2014). Especificamente, os reservatórios hidrelétricos ocupam uma área de 3,4x10⁵ km² (BARROS et al., 2011) o que corresponde a 6,8 % da área ocupada por lagos naturais e artificiais.

No Brasil, 65% da eletricidade são gerados por hidrelétricas, de acordo com a Agência Nacional de Energia Elétrica (ANEEL, 2015). No total há 197 usinas hidrelétricas (UHE) definidas como unidades com geração de energia superior a 30 MW possuindo reservatórios com espelho d'água superior a 3 km². As UHEs geram aproximadamente 61% da energia elétrica do país. Além dessas, há 464 pequenas centrais hidrelétricas (PCH) que possuem reservatórios com espelho d'água inferior a 3 km² e capacidade de geração de até 30 MW; além de 530 centrais geradoras hidrelétricas (CGH), denominadas usinas a fio d'água, que não possuem reservatórios e geram até 1 MW de energia.

Os dados apresentados mostram a importância da energia hidrelétrica para o Brasil e, além disso, indicam a existência de uma parcela considerável de território alagado para construção dessas usinas. No caso da UHE de Furnas, a área alagada é de 1440 km², sendo considerado um reservatório de grande porte de acordo com as estatísticas apresentadas por Downing et al. (2006). Além da geração de energia, nesses reservatórios há usos múltiplos da água, entre os quais podemos destacar o consumo humano, a irrigação, o consumo animal, a recreação, a pesca, a piscicultura, a navegação, entre outros.

Grande parte desses reservatórios foi construída em áreas anteriormente vegetadas, onde a degradação da matéria orgânica pode resultar em grande emissão de gases de efeito estufa (GEE) que variam tanto em escala temporal

(SANTOS, 2000; BARROS et al., 2011) quanto espacial (ROLAND et al., 2010; PACHECO et al., 2015). Dessa forma, nos últimos anos houve um incentivo por parte do governo brasileiro no estudo das emissões de GEE em reservatórios hidrelétricos (LIMA et al., 2005; RAMOS et al., 2006; SANTOS et al., 2006; OMETTO et al., 2013) em que podemos citar com destaque o Projeto BALCAR - Emissões de Gases de Efeito Estufa em Reservatórios de Centrais Hidrelétricas, com intensiva participação do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE) em parceria com diversas instituições.

Reconhecendo a importância dos reservatórios para o sistema climático global (TRANVIK et al., 2009), diversos autores têm estudado a dinâmica desses ambientes. Como exemplo, podemos citar estudos que envolvem: 1) fatores físicos como os campos de velocidade na dispersão de partículas (CHUNG, et al., 2009; ARCILAN et al., 2013) e poluentes, 2) fenômenos biogeoquímicos relacionados à ciclagem de nutrientes (SPILLMAN et al., 2007), 3) fatores biológicos como a proliferação e a distribuição do fitoplâncton (YAJIMA; CHOI, 2013; AUGUSTO-SILVA et al., 2014; BOCANIOV et al., 2014; CURTARELLI et al., 2015), da ficocianina (OGASHAWARA et al., 2014) e da microcistina (CHUNG et al., 2014), e 4) fluxos de calor (ALCÂNTARA et al., 2010; CURTARELLI et al., 2014; LORENZZETTI et al., 2015b). Tais processos estão intrinsecamente relacionados ao fenômeno de estratificação e mistura desses corpos d'água (IMBERGER; HAMBLIN, 1982; IMBERGER, 1985; IMBERGER; PATTERSON, 1990; MACINTYRE et al., 2002, 2014; VERBURG; HECKY, 2003; VERBURG; ANTENUCCI, 2010; VERBURG, et al., 2011).

Convencionalmente, o monitoramento de reservatórios é baseado em coletas de campo que apresentam limitações em termos da cobertura espacial, da representatividade do número de amostras e da frequência de coleta (PALMER et al., 2015). Neste aspecto, as plataformas do Sistema Integrado de Monitoramento Ambiental (SIMA), desenvolvido pelo INPE, apresentam um grande avanço em termos de monitoramento contínuo em tempo quase real de variáveis meteorológicas e limnológicas com alta frequência temporal (STECH

et al., 2006; LORENZZETI et al., 2005). De maneira complementar, o sensoriamento remoto (SR) é capaz de fornecer informações de forma periódica e sinótica. Neste aspecto é importante definir o sistema sensor capaz de detectar o fenômeno estudado considerando suas resoluções temporal e espacial tendo em vista que, principalmente em regiões tropicais, a cobertura de nuvens representa um grande obstáculo para obter imagens de SR na região do espectro visível e do infravermelho termal (IVT). Adicionalmente, o SR é somente capaz de representar os fenômenos presentes nas camadas superficiais de um reservatório. Na faixa visível do espectro eletromagnético, as imagens de satélite representam uma camada superior da coluna d'água, e no infravermelho termal, toda a informação é proveniente de apenas uma camada sub-milimétrica na superfície.

A modelagem computacional é uma alternativa que permite simulações tridimensionais capazes de fornecer informações de qualquer camada do reservatório (LAVAL et al., 2003). O uso de modelos hidrodinâmicos tridimensionais é frequentemente necessário para simular a variabilidade espacial e temporal da qualidade da água (LEON et al., 2012). Como exemplos de aplicações podemos mencionar a investigação de fenômenos, como os efeitos de frentes frias em reservatórios (CURTARELLI, 2012; CURTARELLI et al., 2013a), a sensibilidade da resposta da clorofila-a frente a alterações na variabilidade climática (LINDEN et al., 2015), a estimativa da temperatura da água, oxigênio dissolvido, clorofila e fósforo (MISSAGHI; HONDZO, 2010) dentre outros fatores físicos, químicos e biológicos. Os resultados da modelagem para um dado reservatório podem também ser úteis ao planejamento de amostragem em campo, possibilitando a identificação de áreas homogêneas onde apenas poucas amostras são suficientes, ou regiões com alta variabilidade espaço-temporal, que demandam amostragem mais frequente.

Um dos desafios para modelagem é a obtenção de dados para definição adequada das condições de inicialização do modelo (p.ex. limites físicos, temperatura, ventos, vazões de entrada e saída). Especialmente, os modelos hidrodinâmicos com representação tridimensional (3D) necessitam de mais dados de entrada e possuem equacionamentos complexos. Nesse aspecto, uma abordagem integrada reunindo dados de sensoriamento remoto (SR), dados coletados em campo e modelagem computacional apresenta uma possibilidade de melhor compreensão dos processos que ocorrem no interior de reservatórios (CURTARELLI, 2012). Embora esta não seja uma abordagem recente para a meteorologia e para a oceanografia, são raros os estudos que utilizam conjuntamente estas técnicas em sistemas aquáticos continentais como reservatórios hidrelétricos (CURTARELLI et al., 2013a,b, 2014), lagos naturais e planícies de inundação (RUDORFF et al., 2014a,b).

O balanço dos fluxos de calor de superfície é um dos mais importantes processos que controlam a temperatura e a estratificação de corpos d'água (HENDERSON-SELLERS, 1986); além disso, estes fluxos são extremamente variáveis ao longo do dia (LORENZZETTI et al., 2015b). Coutinho (2015) mostra a importância de considerar a variação horizontal do campo de temperatura de superfície para os cálculos dos fluxos de energia na interface ar-água. Apesar disso, não há reportado na literatura estudos que avaliem a utilização de dados termais de SR em modelagem numérica de reservatórios, justificando a investigação deste assunto de forma mais detalhada na presente pesquisa.

1.1. Hipótese

Desenvolvemos este trabalho a partir da hipótese de que *o uso integrado de dados de campo, modelagem computacional e sensoriamento remoto termal permite uma melhor representação da dinâmica de estratificação e mistura que ocorre em uma parcela do reservatório de Furnas.*

1.2. Objetivos

1.2.1. Geral

Avaliar o impacto da integração de dados coletados *in situ* e por satélites nos resultados de um modelo hidrodinâmico tridimensional para região de Guapé no reservatório de Furnas.

1.2.2. Específicos

- Ajustar um modelo batimétrico para área de estudo combinando dados *in situ* com dados altimétricos de satélite;
- Analisar séries temporais de dados coletados *in situ* no reservatório de Furnas para obter dados meteorológicos médios para dias típicos de verão e inverno;
- Estimar os campos de temperatura de superfície do reservatório de Furnas a partir de dados infravermelho termal de satélite;
- Simular a evolução do campo termal do reservatório de Furnas por modelagem numérica hidrodinâmica com e sem o uso de dados de SR como condição inicial;
- Comparar o período para estabilização do modelo frente às seguintes condições: com e sem o uso de dados de SR;
- Avaliar se o desempenho do modelo é significativamente diferente para épocas distintas do ano: verão e inverno;

2 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

2.1. Reservatórios e sua estrutura térmica

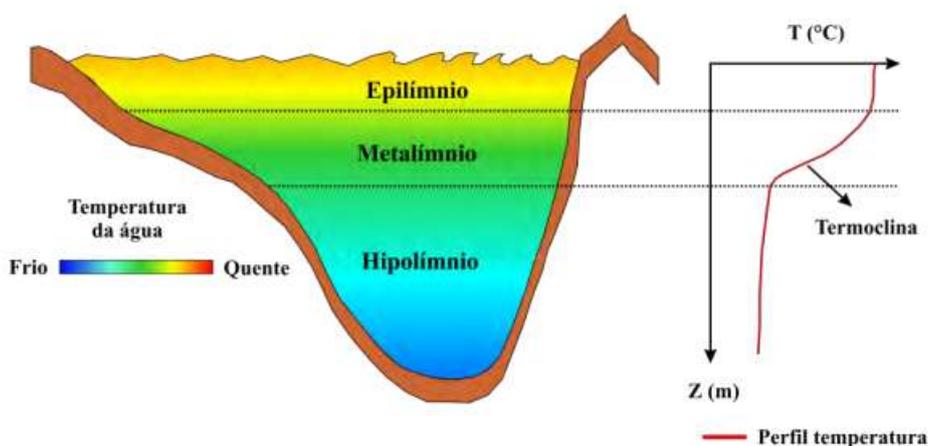
Os processos de circulação, mistura e estratificação desempenham a maior importância na dinâmica ecológica e na qualidade da água de lagos e reservatórios, pois controlam a disponibilidade de nutrientes e luz que irão promover a produção primária ou a eutrofização da coluna d'água (SPIGEL; IMBERGER, 1987; MACINTYRE et al., 2002; ELÇI, 2008). Imberger (1985) define a camada superficial de mistura de um lago/reservatório como a camada superior da coluna d'água imediatamente abaixo da superfície livre, que é diretamente influenciada pela ação dos ventos e pelo aquecimento/resfriamento da superfície.

A camada de mistura, também chamada de epilímnio, é caracterizada por intensa turbulência que geralmente produz uma temperatura relativamente constante. Contudo, nem sua temperatura nem seus processos de mistura são constantes, mas sim ativamente turbulentos, isto é, uma região de intensa mistura. O epilímnio é separado da camada mais profunda, chamada de hipolímnio, pela termoclina, onde ocorre uma rápida variação de temperatura e, conseqüentemente, de densidade. A Figura 2.1 extraída de Curtarelli (2012) representa a localização dessas camadas. A região de separação do epilímnio do hipolímnio pode conter múltiplas termoclinas, sendo ela denominada de metalímnio (Figura 2.2 e Figura 2.3).

Imberger (1985) descreve o comportamento e a evolução de uma camada de mistura diurna para um dia típico de verão em um reservatório australiano na latitude 33 sul. Durante o período da manhã, a radiação solar proporciona o aquecimento de poucos centímetros da camada superficial, criando um gradiente de temperatura na superfície. Durante a tarde, com o aumento dos ventos o gradiente formado pela manhã é destruído, aprofundando a camada de mistura diurna. Durante a noite, devido à queda da temperatura do ar é gerada uma convecção penetrativa até as primeiras horas da manhã seguinte,

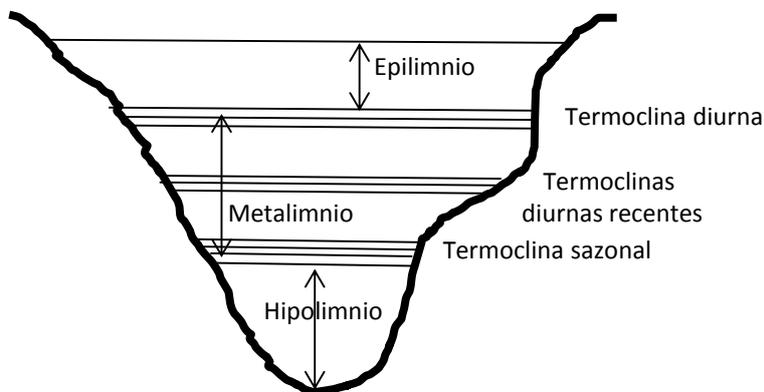
resfriando esta camada. A camada de mistura diurna não deve ser confundida com a camada de mistura sazonal, que se estende desde a superfície até a termoclina sazonal. Imberger e Hambling (1982) discutem a relação entre esses conceitos, na qual a camada de mistura sazonal pode ser entendida como um acúmulo de energia de eventos passados de camadas de mistura diurnas.

Figura 2.1 - Estratos termais típicos em um reservatório estratificado e perfil da temperatura na coluna d'água.



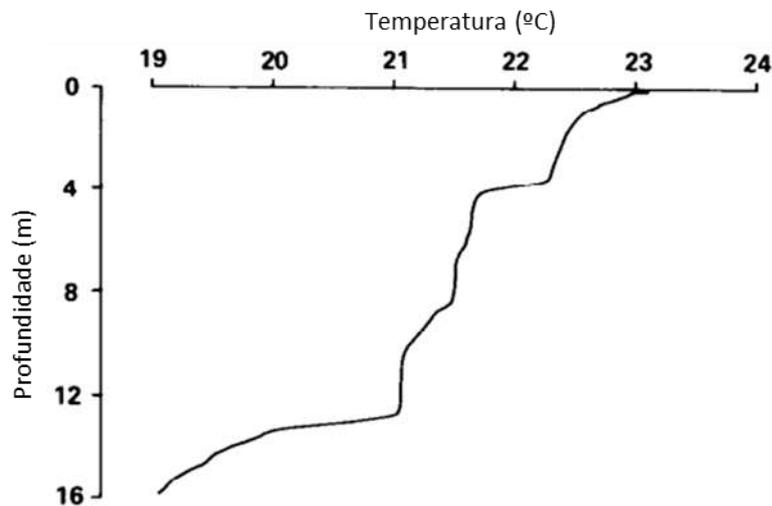
Fonte: Curtarelli (2012).

Figura 2.2 – Representação de diversos tipos de termoclinas.



Fonte: Adaptado de Imberger (1985).

Figura 2.3 - Representação de múltiplas termoclinas entre 4 e 16 m.



Nesse perfil podemos notar a presença de múltiplas termoclinas entre 4 e 16 m, este perfil não chegou a atingir a região do hipilíminio.

Fonte: Adaptado de Imberger (1985).

Segundo Imberger (1985), dependendo do tamanho do reservatório e das características do relevo, que podem abrigar algumas regiões, a ação de ventos de forma não uniforme sobre o espelho d'água pode ocasionar aquecimento desigual de partes do reservatório. Esse aquecimento diferencial modifica a densidade da água e gera um subsequente ajuste gravitacional com deslocamentos horizontais e verticais de massas d'água.

Reservatórios são expostos a três tipos principais de mecanismos perturbadores de sua estrutura térmica (FISCHER et al., 1979). Primeiro, às condições meteorológicas que determinam a intensidade das trocas de calor na interface ar-água que consistem no fluxo de radiação, de calor sensível, de calor latente e da transferência de energia devido à ação dos ventos na superfície. Segundo, às águas provenientes dos rios fornecem energia cinética e potencial – cinética devido a sua velocidade de entrada no reservatório e potencial devido à elevação do nível do reservatório –. Em terceiro, à água que

é retirada do reservatório em uma de suas extremidades gerando um desnível na superfície livre da água que, ao ser gravitacionalmente restituída, gera ondas internas.

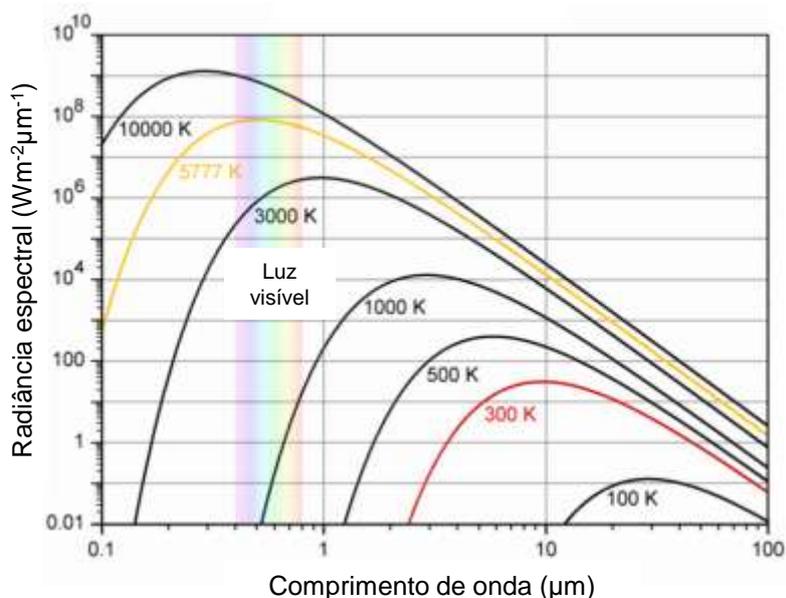
O fluxo de radiação em um reservatório é dividido em ondas curtas e longas, que depende das condições meteorológicas da atmosfera, especialmente da presença de nuvens. A radiação solar de ondas curtas que atinge a superfície da água penetra em seu interior e interage com os constituintes ópticos da água, sendo refletida, transmitida e absorvida. Por outro lado, a radiação de ondas longas emitida pelos constituintes atmosféricos é quase totalmente absorvida nos primeiros milímetros da água. Em contrapartida, em função da temperatura da água, o reservatório também emitirá radiação de ondas longas. O calor sensível é decorrente da variação de temperatura da água em razão das trocas de calor por condução, principalmente na interface ar-água. Por sua vez, o calor latente é decorrente das perdas de energia por evaporação ou, raramente, pelo ganho de energia por condensação. O sensoriamento remoto no infravermelho termal apresenta uma possibilidade de aquisição de dados relativos à temperatura da superfície de corpos d'água e será discutido com mais detalhes na próxima seção.

2.2. O sensoriamento remoto no infravermelho termal

O sensoriamento remoto pode ser definido como um conjunto de técnicas para aquisição de informações relativas aos recursos naturais da Terra, ou ao seu meio ambiente natural ou antrópico, obtidas pela análise da energia eletromagnética, refletida, emitida ou retroespalhada pelos alvos, sem que haja contato direto com esses (SLATER, 1980; JENSEN, 2009; LORENZZETTI, 2015a). A grande vantagem do sensoriamento remoto orbital é a possibilidade de coleta de dados de grandes áreas em pouco tempo, com grande representatividade e a um custo relativamente baixo para o usuário (LORENZZETTI, 2015a).

A radiação eletromagnética, seja ela refletida devido à energia do sol ou emitida pelos alvos na superfície da Terra, interage com a atmosfera sendo refletida, absorvida e espelhada. A Figura 2.4 representa o espectro de emissão da radiação para corpos em diversas temperaturas, por exemplo, o Sol com temperatura próxima a 6000 K e o espectro de emissão no infravermelho termal da maior parte dos alvos na superfície terrestre por volta de 300 K, frequentemente referida como radiação de ondas longas. Por outro lado, a Figura 2.5 mostra o efeito da absorção e transmissão provocado pelos constituintes atmosféricos, representando as partes do espectro que são transmitidas pela atmosfera, também conhecidas como janelas atmosféricas.

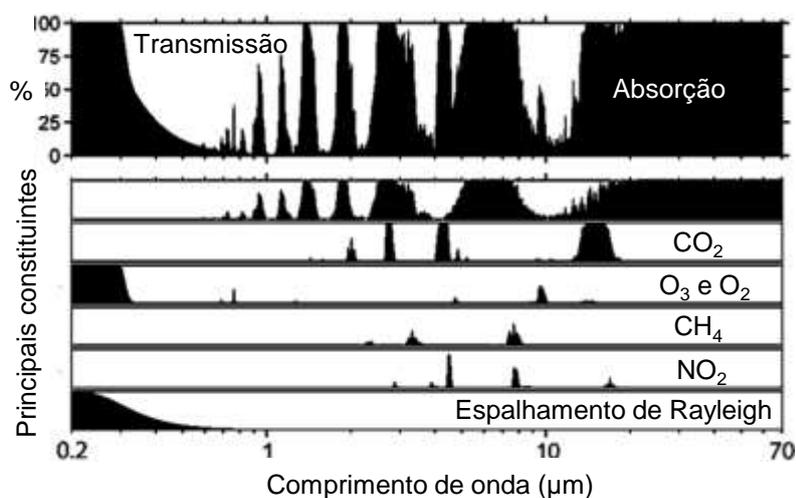
Figura 2.4 - Espectro de emissão da radiação para corpos negros em diversas temperaturas.



Destaca-se a temperatura do Sol em torno de 6000 K e o a emissão no infravermelho termal da maior parte dos alvos na superfície terrestre por volta de 300 K.

Fonte: Retirado e traduzido do site <http://www.sun.org/> (06/08/2014).

Figura 2.5 - Janela atmosférica: transmitância e absorptância dos principais constituintes da atmosfera.



Fonte: Adaptado de Lorenzetti (2015a).

No caso do sensoriamento remoto termal, qualquer objeto que possua temperatura acima do zero absoluto (0 K) emite radiação eletromagnética (SLATER, 1980). A descrição matemática dessa radiação foi elaborada por Max Planck em 1900, dando origem à conhecida Lei de Planck Equação (2.1), precursora das pesquisas conduzidas por Rayleigh, Jeans, Wien, Stefan e Boltzmann, que estudaram diferentes aspectos da radiação eletromagnética (ELACHI, 2006; LORENZZETTI, 2015a).

$$M(\lambda, t) = \frac{c_1}{\lambda^5} \frac{1}{\exp\left(\frac{c_2}{\lambda T} - 1\right)} \quad (2.1)$$

onde $M(\lambda, t)$ é a emitância espectral radiante de um corpo negro ($Wm^{-2}\mu m^{-1}$); λ é o comprimento de onda da radiação (μm); T é a temperatura absoluta do corpo (K); c é a velocidade da luz no vácuo igual a $2,998 \times 10^8$ (ms^{-1}); c_1 e c_2 são constantes com valores $3,74 \times 10^8$ ($Wm^{-2}\mu m^{-1}$) e $1,44 \times 10^4$ (μmK), respectivamente.

Integrando a Equação 2.1 em todos os comprimentos de onda, obtemos uma expressão para o fluxo radiante total emitido por um corpo negro por unidade de área. Um corpo negro é definido como uma entidade teórica, ideal, que absorve toda a radiação que o atinge e emite energia na máxima taxa possível por unidade de área em cada comprimento de onda para uma dada temperatura (JENSEN, 2009). A existância de um corpo negro M_{CN} (Wm^{-2}) é dada pela lei de Stefan-Boltzmann na Equação 2.2 (ELACHI, 2006).

$$M_{CN} = \sigma T^4 \quad (2.2)$$

onde σ é a constante de Stefan-Boltzmann, igual a $5,699 \times 10^{-8}$ ($Wm^{-2}K^{-4}$); T é a temperatura do corpo negro (K) .

Para encontrar o comprimento de máxima emissão para uma dada temperatura, podemos igualar a zero a primeira derivada da Equação 2.1 com respeito ao comprimento de onda. Matematicamente, esse procedimento corresponde a um ponto de máximo ou mínimo da função. Após a diferenciação obtêm-se a Equação 2.3 correspondente à lei do deslocamento de Wien (ELACHI, 2006).

$$\lambda_{m\acute{a}x} = \frac{2898}{T_{CN}} \quad (2.3)$$

onde $\lambda_{m\acute{a}x}$ (μm) é o comprimento de onda para qual ocorre a máxima emissão de um corpo negro em uma temperatura T_{CN} (K). De acordo com a Lei de Wien, podemos observar que na medida em que a temperatura de um corpo aumenta, conseqüentemente o comprimento de onda de máxima emissão diminui. Esse comportamento pode ser observado na Figura 2.4.

As equações anteriores referem-se a um corpo negro que, por definição, absorve e emite radiação com a máxima taxa de eficiência. Entretanto, objetos reais na superfície terrestre absorvem e emitem radiação de maneira seletiva, ou seja, em diferentes taxas para cada comprimento de onda; porém, sempre em uma taxa menor que um corpo negro na mesma temperatura. Dessa forma,

pela Equação 2.4 define-se a emissividade espectral ε_λ de um corpo como sendo a razão entre sua exitância real e a exitância de um corpo negro na mesma temperatura e no mesmo comprimento de onda (ELACHI, 2006).

$$\varepsilon_\lambda = \frac{M_{\lambda,CR}}{M_{\lambda,CN}} \quad (2.4)$$

onde $M_{\lambda,CR}$ é a exitância espectral de um corpo real a uma dada temperatura ($Wm^{-2}\mu m^{-1}$); $M_{\lambda,CN}$ é a exitância espectral de um corpo negro na mesma temperatura ($Wm^{-2}\mu m^{-1}$).

Considerando que a maioria dos corpos reais são opacos à radiação infravermelha termal, pode-se demonstrar a Equação 2.5 pelo balanço radiativo de um sistema em equilíbrio térmico entre um corpo negro e um corpo com reflectância (ρ), absorvância (α) e emissividade (ε). Pela lei de Kirchoff podemos demonstrar a Equação 2.6. Dessa forma, pela Equação 2.7 é possível verificar que um corpo que se comporta como um bom absorvedor também se comportará como um bom emissor. No caso da água, de acordo com Jensen (2009), sua emissividade varia de 0.92 a 0.99.

$$\varepsilon_\lambda = 1 - \rho_\lambda \quad (2.5)$$

$$\alpha_\lambda = 1 - \rho_\lambda \quad (2.6)$$

$$\varepsilon_\lambda = \alpha_\lambda \quad (2.7)$$

A partir do conhecimento da emissividade de um alvo, é possível inverter a equação de Planck (Equação 2.8) para inferir a temperatura de um alvo na superfície, desde que os efeitos atmosféricos sejam corrigidos nos dados de sensoriamento remoto. A correção atmosférica na região do infravermelho termal é discutida em mais detalhes na próxima seção.

$$T = \frac{c_2}{\lambda \left[\ln \left(\frac{c_1}{\lambda^5 \varepsilon_\lambda M_{\lambda,CN}} \right) + 1 \right]} \quad (2.8)$$

2.2.1. Correção atmosférica no IVT

Sabendo que a radiação emitida por um alvo em superfície é atenuada e incrementada pela atmosfera, remover esses efeitos nas imagens de sensoriamento remoto é uma importante etapa que se faz necessária para converter dados de uma banda termal em temperatura de superfície. Nesse aspecto, de acordo com Yu et al. (2014), há consolidada na literatura três abordagens principais que são: 1) método baseado em transferência radiativa com um único canal (BARSÍ et al., 2003, 2005); (2) método adotando aproximações para corrigir a atmosfera baseados em dados de campo que também utiliza um único canal (*single channel method*) (QIN et al., 2001; JIMÉNEZ-MUÑOZ, 2003); (3) método com o uso de duas bandas termais (PRICE, 1984; QIN, et al., 2001; SOBRINO et al., 1993) popularmente conhecido pela expressão em inglês *split-window method*.

2.2.1.1. Transferência radiativa

Este método utiliza modelos que simulam as condições da atmosfera para resolver as equações de transferência radiativa, considerando os efeitos de espalhamento, absorção e transmissão da energia eletromagnética ao atravessar e interagir com a atmosfera. Barsi et al. (2003, 2005) afirmam que as medidas de radiância no topo da atmosfera, se não forem corrigidas, resultam em erros sistemáticos que podem subestimar a temperatura em uma ordem de 5 a 10 K. Mesmo sem conhecer os dados reais de composição da atmosfera, o uso de uma atmosfera padrão em um modelo de transferência radiativa permite corrigir os efeitos atmosféricos com erros estimados entre 0 e 3 K acima da temperatura real. Assim, com apropriado conhecimento da atmosfera, um modelo de transferência radiativo pode ser utilizado para estimar a transmitância atmosférica, bem como as radiâncias ascendentes e descendentes.

Nesse aspecto, Barsi et al. (2003, 2005) desenvolveram uma ferramenta online para calcular os parâmetros necessários à correção atmosférica das imagens

termas da série Landsat. A ferramenta utiliza o modelo de transferência radiativa MODTRAN 4.0 (*Moderate Resolution Atmospheric Transmission*) com dados de perfis atmosféricos disponibilizados pela NCEP (*National Centers for Environmental Prediction*). Complementarmente, o usuário pode fornecer dados locais, tais como: altitude, pressão, temperatura e umidade relativa para melhorar os resultados do modelo. A ferramenta fornece a transmitância atmosférica e as radiâncias ascendentes e descendentes para um dado dia, horário e local. Dessa forma, a Equação 2.9 pode ser utilizada para converter a radiância que chega ao topo da atmosfera em radiância de superfície. A conversão de radiância de superfície para temperatura de superfície pode ser feita pela equação de Plank.

$$L_t = \frac{L_{TOA} - L_u + \tau(1 - \varepsilon)L_d}{\tau\varepsilon} \quad (2.9)$$

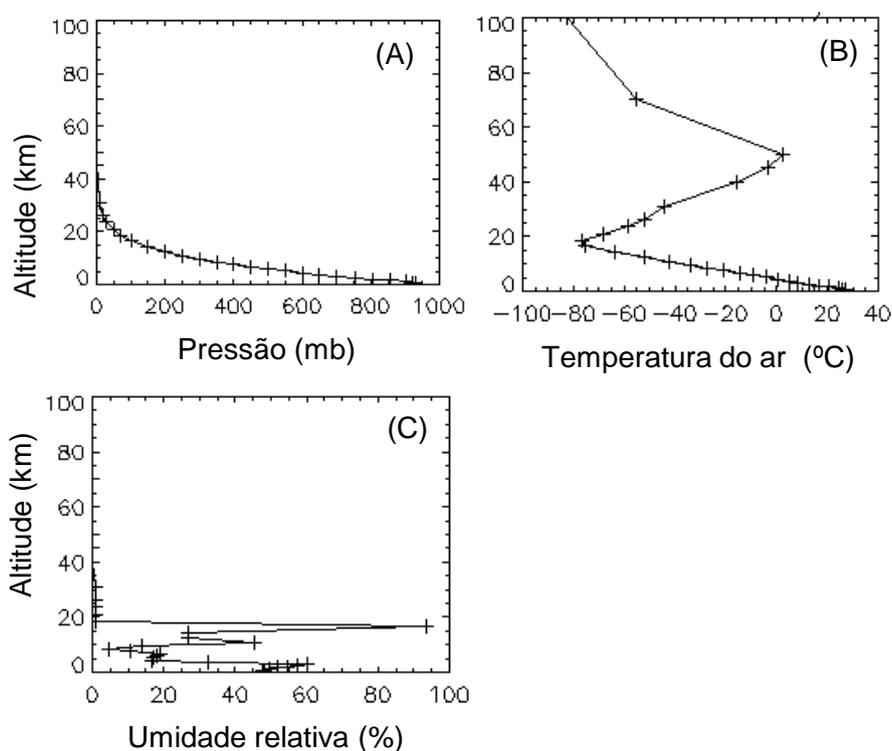
onde, L_{TOA} é a radiância que chega ao topo da atmosfera ($Wm^{-2}sr^{-1}\mu m^{-1}$); τ é a transmitância atmosférica (adimensional); ε é a emissividade do alvo (adimensional); L_t é a radiância de um corpo negro ($Wm^{-2}sr^{-1}\mu m^{-1}$) com temperatura cinética T (K); L_u é a radiância ascendente ($Wm^{-2}sr^{-1}\mu m^{-1}$); L_d é a radiância descendente ($Wm^{-2}sr^{-1}\mu m^{-1}$).

Os perfis atmosféricos utilizados no modelo de transferência radiativa são gerados pela NCEP (Figura 2.6). Eles incorporam dados de satélite e dados de superfície para prever uma atmosfera global em 28 camadas que vão da superfície até uma altitude de 30 km; contudo, a plataforma MODTRAN necessita de perfis atmosféricos até 100 km de altitude. Dessa forma, as condições da atmosfera superior (entre 30 e 100 km) são extraídas de uma atmosfera padrão inclusa no modelo. Caso o usuário opte por fornecer as condições atmosféricas de superfície, as camadas baixas da atmosfera serão suavizadas para que não haja descontinuidade nos perfis. O modelo da NCEP gera uma malha de perfis globais de $1^\circ \times 1^\circ$ a cada seis horas, e o usuário

pode optar por utilizar os perfis dos nós da malha, cuja latitude e longitude são valores inteiros, ou pode solicitar a interpolação para sua localização exata.

Com o perfil atmosférico obtido a partir da NCEP, o modelo de transferência radiativa pode ser executado para fornecer a transmissividade da atmosfera, a radiação ascendente e a radiação descendente que são integrados na coluna atmosférica para banda do sensor utilizado. Barsi et al. (2005) estimaram em $\pm 1,1$ K a incerteza para seu método. Contudo, o erro no cálculo da temperatura de superfície pode extrapolado para um intervalo entre $\pm 2-3$ K ao considerar a incerteza de ± 2 K na temperatura e ± 6 % na umidade relativa devido a interpolação, mencionada no parágrafo anterior, dos perfis obtido da NCEP.

Figura 2.6 – Perfis atmosféricos gerados com base nos dados da NCEP para o dia 08/02/2014 às 10h local para a região de Guapé/MG.



Fonte: Dados obtidos em atmcorr.gsfc.nasa.gov

2.2.1.2. Métodos Single channel

Jiménez-Muñoz et al. (2009) descrevem que a temperatura de superfície de um alvo pode ser obtida pela Equação 2.10, utilizando parâmetros atmosféricos dependentes do conteúdo de água na atmosfera para corrigir seus efeitos de maneira aproximada e simplificada, tendo em vista a pouca necessidade de dados complementares.

$$T_S = \gamma \left[\frac{1}{\varepsilon} (\psi_1 L_{\text{sen}} + \psi_2) + \psi_3 \right] + \delta \quad (2.10)$$

$$\gamma \sim \frac{\lambda T_{\text{sen}}^2}{c_2 L_{\text{sen}}} \quad (2.11)$$

$$\delta \sim T_{\text{sen}} - \frac{\lambda T_{\text{sen}}^2}{c_2} \quad (2.12)$$

onde T_S é a temperatura de superfície (K); ε é a emissividade do alvo (adimensional); γ ($\text{Km}^2\mu\text{m W}^{-1}$) e δ (K) são dois parâmetros dependentes da função de Planck aproximados pelas Equações 2.11 e 2.12; T_{sen} é a temperatura de brilho do sensor (K); L_{sen} é a radiância ($\text{Wm}^{-2}\text{sr}^{-1}\mu\text{m}^{-1}$) que chega ao sensor; ψ_1 (adimensional), ψ_2 ($\text{Wm}^{-2}\text{sr}^{-1}\mu\text{m}^{-1}$), ψ_3 ($\text{Wm}^{-2}\text{sr}^{-1}\mu\text{m}^{-1}$) são funções dependentes das características atmosféricas dadas pelas Equações 2.13, 2.14 e 2.15.

$$\psi_1 = \frac{1}{\tau} \quad (2.13)$$

$$\psi_2 = -L_d - \frac{L_u}{\tau} \quad (2.14)$$

$$\psi_3 = L_d \quad (2.15)$$

Na prática, Jiménez-Muñoz et al. (2014) propõem que as equações 2.13, 2.14 e 2.15 sejam aproximadas por um ajuste polinomial de segunda ordem em função do conteúdo de água na atmosfera, W (kg m^{-3}), de acordo com a Equação 2.16 em sua forma matricial.

$$\begin{bmatrix} \psi_1 \\ \psi_2 \\ \psi_3 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} c_{11} & c_{12} & c_{13} \\ c_{21} & c_{22} & c_{23} \\ c_{31} & c_{32} & c_{33} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} w^2 \\ w \\ 1 \end{bmatrix} \quad (2.16)$$

onde c_{ij} são coeficientes obtidos em simulações, alternativamente se os parâmetros atmosféricos são conhecidos L_d ($Wm^{-2}sr^{-1}\mu m^{-1}$), L_u ($Wm^{-2}sr^{-1}\mu m^{-1}$) e τ (adimensional), então ψ_1, ψ_2 e ψ_3 podem ser calculados permitindo a obtenção dos coeficientes c_{ij} para determinação da relação empírica com o conteúdo de água na atmosfera.

Com o mesmo enfoque de utilização de apenas um canal termal, Qin (2001) propõe a Equação 2.17 para obtenção da temperatura de superfície utilizando a banda 6 do sensor *Thematic Mapper* (TM) do Landsat, podendo ter seus coeficientes adaptados para a banda 10 do sensor OLI (*Operational Land Imager*) (ROZENSTEIN et al., 2014).

$$T_s = \{a_\lambda(1 - C_\lambda - D_\lambda) + [b_\lambda(1 - C_\lambda - D_\lambda) + C_\lambda + D_\lambda]T_{sen} - D_\lambda T_a\}C_\lambda^{-1} \quad (2.17)$$

$$C_\lambda = \varepsilon_\lambda \tau_\lambda \quad (2.18)$$

$$D_\lambda = (1 - \tau_\lambda)[1 + (1 - \varepsilon_\lambda)\tau_\lambda] \quad (2.19)$$

onde a_λ e b_λ são coeficientes adimensionais de um ajuste linear para a função de Planck em um intervalo de 0 a 70 °C obtidos em Rozenstein (2014); ε_λ é a emissividade do alvo (adimensional); τ_λ é a transmitância atmosférica (adimensional) que, de acordo com Rozenstein et al. (2014), pode ser aproximada pelo conteúdo de vapor d'água na atmosfera descrito por Smith (1966); T_a (K) é a temperatura efetiva média da atmosfera de acordo com Sobrino (1993) e T_{sen} (K) é a temperatura de brilho do alvo que pode ser obtida pela equação de Planck. Os subscritos λ (μm) referem-se ao comprimento de onda médio da banda espectral do sensor utilizado. C_λ e D_λ são dados pelas Equações 2.18 e 2.19.

2.2.1.3. Métodos Split Window

A abordagem *split window* (SW) foi inicialmente proposta por McMillin (1975) que propôs o uso de duas bandas termais para determinar a temperatura do oceano (ROZENSTEIN et al., 2014). Os canais termais frequentemente estão posicionados na janela atmosférica entre 10 e 12 μm (SOBRINO et al., 1993). A base do algoritmo SW é que a atenuação da atmosfera é proporcional à diferença de radiâncias entre medidas simultâneas em dois comprimentos de onda distintos (JIMÉNEZ-MUÑOZ; SOBRINO, 2008). Mao et al. (2005) apresentam um algoritmo, adaptado de Qin et al. (2001), dependente apenas da transmitância da atmosfera e da emissividade da superfície para obtenção da temperatura a partir de dados do sensor MODIS (*Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer*). Em seu trabalho, Yu et al. (2014) reparametrizaram os coeficientes utilizados pelo algoritmo por Mao et al. (2005) de acordo com a curva espectral do sensor TIRS/Landsat 8 (*Thermal Infrared Sensor*). A temperatura de superfície pode ser obtida de acordo com as Equações de 2.20 a 2.26.

$$T_s = T_{10} + B_1(T_{10} - T_{11}) + B_0 \quad (2.20)$$

$$B_0 = \frac{C_{11}(1 - A_{10} - C_{10})L_{10} - C_{10}(1 - A_{11} - C_{11})L_{11}}{C_{11}A_{10} - C_{10}A_{11}} \quad (2.21)$$

$$B_1 = \frac{C_{10}}{C_{11}A_{10} - C_{10}A_{11}} \quad (2.22)$$

$$A_{10} = \varepsilon_{10}\tau_{10} \quad (2.23)$$

$$A_{11} = \varepsilon_{11}\tau_{11} \quad (2.24)$$

$$C_{10} = (1 - \tau_{10})(1 + (1 - \varepsilon_{10})\tau_{10}) \quad (2.25)$$

$$C_{11} = (1 - \tau_{11})(1 + (1 - \varepsilon_{11})\tau_{11}) \quad (2.26)$$

onde T_{10} e T_{11} são as temperaturas (K) de brilho do sensor, ε_{10} e ε_{11} são as emissividades (adimensional) do alvo, τ_{10} e τ_{11} são as transmitâncias

(adimensional) e L_{10} e L_{11} são as radiâncias ($\text{Wm}^{-2} \text{sr}^{-1} \mu\text{m}^{-1}$) determinadas por um ajuste linear da função de Planck que podem ser obtidas em Yu et al. (2014) assim como as transmitâncias que são aproximadas pelo conteúdo de vapor na atmosfera. Os subíndices se referem respectivamente às bandas 10 e 11 do sensor TIRS.

2.3. Modelagem numérica hidrodinâmica

De acordo com Imberger e Patterson (1981), a modelagem hidrodinâmica de reservatórios permite simular diferentes processos para estudar a resposta física destes sistemas sob determinadas forçantes externas, colaborando assim para o entendimento dos fenômenos que influenciam na dinâmica de lagos e reservatórios. Segundo Holzbecher (2012) os modelos oferecem representações de sistemas complexos, nos quais as equações que governam o movimento da água e as trocas de calor constituem a base do modelo hidrodinâmico para simulação da temperatura da água em que as equações são funções de variáveis independentes no espaço (x, y, z) e no tempo (t).

Dependendo do número de dimensões espaciais, define-se os modelos zero-dimensional (0D), unidimensional (1D), bidimensional (2D) ou tridimensional (3D). Todos estes modelos apresentam dependência com o tempo. Os modelos 0D não possuem nenhuma dependência com o espaço, apenas uma dependência do tempo, como a série temporal de uma dada variável ao longo do tempo (p.ex. modelo exponencial de crescimento de bactérias ao longo do tempo). Os modelos 1D representam o objeto de estudo ao longo do seu principal eixo de variação. Utilizando a temperatura da água como exemplo, geralmente, reservatórios possuem o gradiente de temperatura vertical mais intenso do que o horizontal. Deste modo, um modelo 1D pode ser usado para estudos de estratificação vertical. Por outro lado, em estudos de escoamentos em rios, o gradiente de temperatura ao longo do eixo de escoamento é maior que o gradiente vertical, ou seja, neste caso um modelo 1D pode ser usado

para estudos da variação das temperaturas de um rio ao longo do seu eixo de escoamento.

Os modelos 2D são capazes de representar as variações verticais e horizontais das variáveis estudadas, novamente com o exemplo da temperatura da água, um modelo 2D é capaz de representar os gradientes verticais e horizontais ao longo de uma seção transversal de um reservatório, considerando esta seção como representativa para as demais seções. Caso o objetivo seja o estudo de variáveis nas direções vertical, horizontal e longitudinal, então é necessário o uso de um modelo 3D. Conforme já mencionado, um dos desafios para modelagem é a obtenção de dados para definição adequada das condições de inicialização do modelo (p.ex. limites físicos, temperatura, ventos, vazões de entrada e saída, entre outras). Em geral, quanto maior o nível de sofisticação de um modelo, mais dados de entrada são requeridos. Assim, o sensoriamento remoto pode apresentar uma boa possibilidade de aquisição de dados. Neste aspecto, é extremamente importante a definição das condições iniciais da simulação que deve ser o mais próximo possível da realidade encontrada em campo.

As equações que regem os modelos hidrodinâmicos são equações diferenciais parciais de segunda ordem no espaço e no tempo. A solução dessas equações é possível através de métodos analíticos ou por métodos numéricos, no entanto, são necessárias simplificações ou aproximações (DEAS; LOWNEY, 2000). Por exemplo, termos secundários podem ser descartados ou um fenômeno tridimensional pode ser estudado em uma ou duas dimensões. Em geral, essas simplificações diminuem o grau de dificuldade de implementação do modelo; no entanto, elas também podem reduzir a gama de problemas que podem ser avaliados com um modelo particular. Não obstante as simplificações inerentes, a modelagem matemática possibilita a simulação de diferentes cenários e permite avaliar os resultados decorrentes da perturbação de um ou mais parâmetros do modelo.

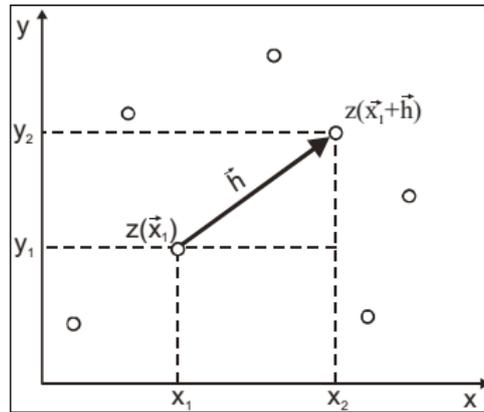
A maioria dos estudos que envolvem modelagem da estrutura térmica em reservatórios e lagos pode ser adequadamente avaliada com representações unidimensionais ao longo de seu eixo principal de variação. Ou seja, a estratificação apresenta apreciáveis gradientes de temperatura verticais, mas podem ser considerados lateralmente uniformes (DEAS; LOWNEY, 2000). Entretanto, dependendo do tamanho do reservatório, gradientes horizontais podem formar uma circulação importante a ser considerada (VERBURG et al., 2011). Muitos modelos matemáticos podem ser aplicados a grandes e complexos reservatórios que exigem alta resolução espacial. No entanto, a complexidade do modelo não garante a precisão. Para certos tipos de aplicações, um modelo simplificado pode ser mais preciso ou confiável do que uma ferramenta mais complexa. Assim, a consideração do tipo de problema a ser estudado e a disponibilidade de dados orientam a escolha do modelo a ser usado. Em certos casos, a customização do modelo pode ser uma alternativa viável (DEAS; LOWNEY, 2000).

2.4. Interpolação geoestatística

Segundo Camargo (1997), a interpolação geoestatística por krigagem compreende um conjunto de técnicas de estimação e predição de superfícies baseada na modelagem da estrutura de correlação espacial dos dados. O que diferencia a krigagem de outros métodos de interpolação é a estimação de uma matriz de covariância espacial que determina os pesos atribuídos às diferentes amostras. O semivariograma é uma ferramenta básica de suporte às técnicas de krigagem, pois permite representar quantitativamente a variação de um fenômeno regionalizado no espaço. O semivariograma pode ser calculado experimentalmente, considerando o esquema de amostragem em duas dimensões mostrado na Figura 2.7, onde $z(\vec{x}_1)$ denota o valor de um ponto com coordenadas (x_1, y_1) , e $z(\vec{x}_1 + \vec{h})$ o valor da amostra numa posição cujas coordenadas são (x_2, y_2) , sendo \vec{h} um vetor distância que separa os pontos. A determinação experimental do semivariograma, para cada valor de \vec{h} , considera

todos os pares de amostras $z(\vec{x}_1)$ e $z(\vec{x}_1 + \vec{h})$, separadas pelo vetor distância \vec{h} , a partir da Equação 2.27.

Figura 2.7 - Representação de amostras em duas dimensões.



Fonte: Camargo (1997).

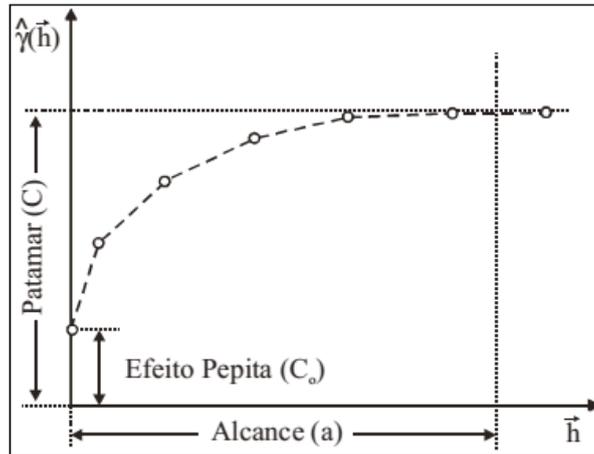
$$\hat{\gamma}(h) = \frac{1}{2N(h)} \sum_{i=1}^{N(h)} [z(\vec{x}_i) - z(\vec{x}_i + \vec{h})]^2 \quad (2.27)$$

onde, $\hat{\gamma}(h)$ é o semivariograma estimado, $N(h)$ é o número de pares de valores medidos, $z(\vec{x}_i)$ e $z(\vec{x}_i + \vec{h})$ são valores amostrais, separados pelo vetor \vec{h} .

Na prática, pode-se fazer a hipótese adicional de que o fenômeno é isotrópico (possui comportamento igual em todas as direções). Nesse caso, a determinação experimental do semivariograma depende apenas da distância entre as amostras e não da direção relativa entre elas. O semivariograma experimental possui o comportamento idealizado mostrado na Figura 2.8. Espera-se que observações mais próximas geograficamente tenham um comportamento mais semelhante entre si do que aquelas separadas por maiores distâncias. Assim, o valor absoluto da diferença entre duas amostras

$z(\vec{x}_1)$ e $z(\vec{x}_1 + \vec{h})$ deveria crescer à medida que aumenta a distância entre elas, até um valor no qual os efeitos locais não teriam mais influência.

Figura 2.8 - Semivariograma idealizado.



Na Figura 2.8, o alcance (a) é a distância dentro da qual as amostras apresentam-se correlacionadas espacialmente. Patamar (C) é o valor do semivariograma correspondente a ao alcance (a), a partir do qual não há dependência espacial entre as amostras. Efeito Pepita (C_0), é o valor da semivariância para a distância zero e representa a componente da variabilidade espacial que não pode ser relacionada com uma causa específica.

Fonte: Camargo (1997).

A curva experimental do semivariograma é ajustada a um modelo matemático conhecido. Os modelos mais conhecidos são o esférico, o exponencial e o gaussiano, dentre outros. Após o ajuste do semivariograma, cada ponto da grade de interpolação pode ser estimado pela Equação 2.28, onde $z(\vec{x}_0)$ é o valor interpolado na posição (\vec{x}_0) , λ_i é o peso determinado pela matriz de covariância e $z(\vec{x}_i)$ são os pontos observados próximos ao ponto a ser interpolado.

$$z(\bar{x}_0) = \sum_{i=1}^n \lambda_i z(\bar{x}_i) \quad (2.28)$$

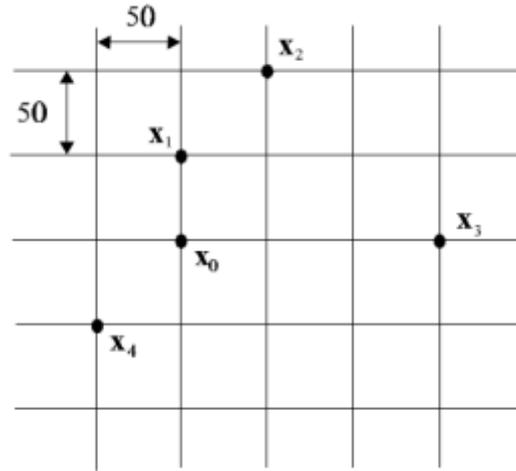
O peso de cada amostra (λ_i) é determinado de acordo com o sistema de Equações 2.29 e 2.30, sendo α o multiplicador de Lagrange (CAMARGO, 1997), frequentemente utilizado em problemas de otimização para encontrar extremos de uma função suscetível a uma ou mais restrições, e $C(x_i, x_j)$ é a semivariância entre as amostras x_i e x_j calculada a partir do semivariograma.

$$\sum_{i=1}^n \lambda_i C(x_i, x_j) - \alpha = C(x_i, x_0) \quad (2.29)$$

$$\sum_{i=1}^n \lambda_i = 1 \quad (2.30)$$

Para facilitar o entendimento do cálculo dos pesos λ_i , Camargo (1997) mostra um exemplo prático para estimar estes pesos considerando o espaço amostral da Figura 2.9 cujo o objetivo é estimar o valor da variável $z(\bar{x}_0)$, a partir dos pontos amostrais $z(\bar{x}_1)$, $z(\bar{x}_2)$, $z(\bar{x}_3)$, $z(\bar{x}_4)$. Considerando hipoteticamente que o variograma experimental foi ajustado através de um modelo esférico, com contribuição $C_1=20$, efeito pepita $C_0=2$ e alcance $a=200$.

Figura 2.9 - Exemplo de uma grade com pontos amostrais.



Os pontos amostrais $z(\vec{x}_1)$, $z(\vec{x}_2)$, $z(\vec{x}_3)$, $z(\vec{x}_4)$ são locais nos quais o valor da variável em estudo é conhecido e se deseja estimar o valor do ponto $z(\vec{x}_0)$.

Fonte: Camargo (1997).

O sistema de Equações 2.29 e 2.30 pode ser escrito na forma matricial de acordo com a Equação 2.31 para este exemplo com quatro pontos amostrais.

$$\begin{bmatrix} \lambda_1 \\ \lambda_2 \\ \lambda_3 \\ \lambda_4 \\ \alpha \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} C_{11} & C_{12} & C_{13} & C_{14} & 1 \\ C_{21} & C_{22} & C_{23} & C_{24} & 1 \\ C_{31} & C_{32} & C_{33} & C_{34} & 1 \\ C_{41} & C_{42} & C_{43} & C_{44} & 1 \\ 1 & 1 & 1 & 1 & 0 \end{bmatrix}^{-1} \begin{bmatrix} C_{01} \\ C_{02} \\ C_{03} \\ C_{04} \\ 1 \end{bmatrix} \quad (2.31)$$

Os elementos C_{ij} da matriz são calculados pela Equação 2.32, onde \vec{h} é o vetor distância entre os pontos x_i e x_j .

$$C_{ij} = C_1 + C_0 - \gamma(\vec{h}) \quad (2.32)$$

onde $\gamma(h)$ é o semivariograma ajustado pelo modelo esférico determinado de acordo com a Equação 2.33.

$$\gamma(h) = \begin{cases} \gamma(h) = 0, & \text{se } |h| = 0 \\ C_0 + C_1 \left[1,5 \left(\frac{|h|}{a} \right) - 0,5 \left(\frac{|h|}{a} \right)^3 \right], & \text{se } 0 < |h| \leq a \\ C_0 + C_1, & \text{se } |h| > a \end{cases} \quad (2.33)$$

Assim temos:

$$\begin{aligned} C_{12} = C_{21} = C_{04} = C_1 + C_0 - \gamma(50\sqrt{2}) = \\ = 20 + 2 - \left\{ 2 + 20 \left[1,5 \frac{50\sqrt{2}}{200} - 0,5 \left(\frac{50\sqrt{2}}{200} \right)^3 \right] \right\} = 9,94 \end{aligned}$$

$$C_{13} = C_{31} = C_1 + C_0 - \gamma(\sqrt{150^2 + 50^2}) = 1,23$$

$$C_{14} = C_{41} = C_{02} = C_1 + C_0 - \gamma(\sqrt{100^2 + 50^2}) = 4,98$$

$$C_{23} = C_{32} = C_1 + C_0 - \gamma(\sqrt{100^2 + 100^2}) = 2,33$$

$$C_{24} = C_{42} = C_1 + C_0 - \gamma(\sqrt{150^2 + 100^2}) = 0,29$$

$$C_{34} = C_{43} = C_1 + C_0 - \gamma(\sqrt{200^2 + 50^2}) = 0$$

$$C_{01} = C_1 + C_0 - \gamma(50) = 12,66$$

$$C_{03} = C_1 + C_0 - \gamma(150) = 1,72$$

$$C_{11} = C_{22} = C_{33} = C_{44} = C_1 + C_0 - \gamma(0) = 22$$

Substituindo os valores de C_{ij} na matriz, encontra-se os pesos: $\lambda_1 = 0,518$, $\lambda_2 = 0,022$, $\lambda_3 = 0,088$ e $\lambda_4 = 0,371$. Finalmente o estimador $z(x_0)$ é dado por:

$$z(x_0) = 0,518z(x_1) + 0,022z(x_2) + 0,088z(x_3) + 0,371z(x_4)$$

Camargo (1997) destaca que, embora as amostras x_2 e x_3 tenham pouca influência na estimativa final de x_0 , suas influências relativas não são lineares em relação às suas distâncias a partir de x_0 . A amostra x_3 está mais distante que x_2 ; no entanto, tem mais influência (8,9%) que x_2 (2,2%). Isto ocorre porque x_0 está diretamente sobre a influência de x_3 , enquanto x_2 está muito próximo de x_1 . Ao se introduzir as covariâncias no cálculo dos pesos, evita-se associar pesos indevidos a agrupamentos de amostras. Para maiores detalhes quanto a formulação matemática da técnica apresentada, aconselha-se a leitura de Camargo (1997). A interpolação por krigagem está implementada no programa Arcgis 10.1 e nas diversas versões do programa Spring desenvolvido pelo INPE e distribuído gratuitamente.

3 MATERIAIS E MÉTODOS

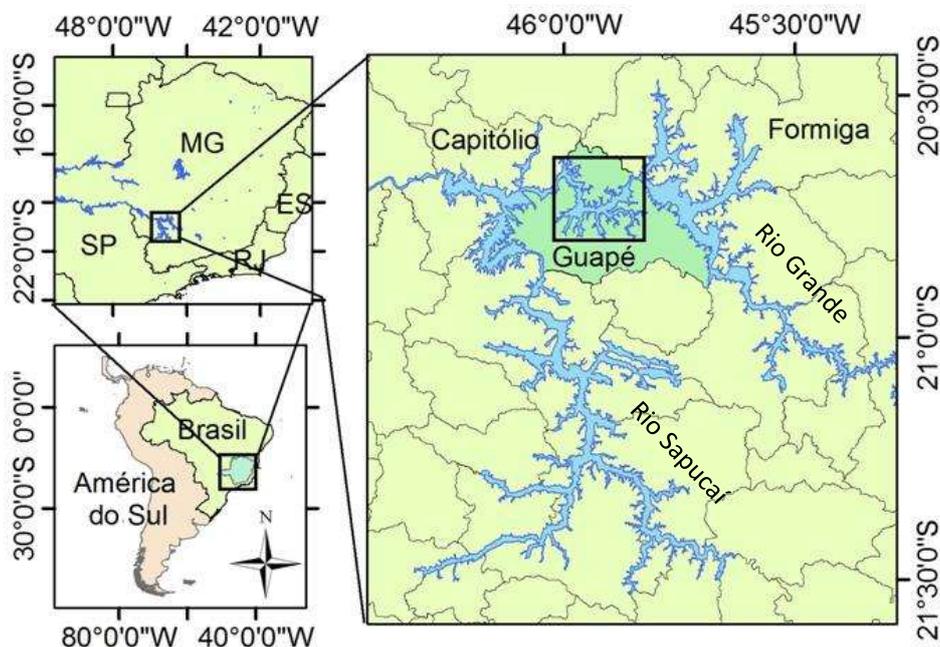
3.1. Área de Estudo

A UHE Furnas está instalada no curso médio do rio Grande (Figura 3.1) e seu reservatório possui uma extensão de 220 km ao longo do seu eixo principal. Com uma área inundada de 1.440 km², seu armazenamento é de 22,95 bilhões de m³ de água em seu nível máximo de armazenamento na cota de 768 m. Seu volume útil é de 17,22 bilhões de m³ de água e seu volume mínimo de operação é na cota de 750 m, ambos em relação ao nível do mar (FURNAS, 2015).

Devido a sua extensão, esse reservatório atinge 31 municípios do estado de Minas Gerais (MG), desempenhando papel fundamental em diversos segmentos da economia dos municípios banhados por suas águas (ANA, 2015). Na região do município de Guapé, há grande atividade de aquicultura, o que incentivou ações de monitoramento desenvolvidas pelo INPE e pela EMBRAPA (Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária). De 2011 a 2015, o reservatório tem passado por escassez hídrica atingindo o menor nível em 04/02/2015, apresentando 15 metros abaixo do nível máximo, o que corresponde a apenas 10% do seu volume útil.

Por ser um reservatório tropical, apresenta estratificação térmica nos períodos de verão e mistura no inverno (IMBERGER; PATTERSON, 1990). Considerando dados de campo coletados na área de estudo por estações automáticas, em média, no inverno as temperaturas do ar variam de 16,2 a 25,6 °C com umidade relativa do ar entre 43 e 84 %. As temperaturas da água variam de 20,6 °C no fundo a 21,5 °C na superfície. No verão, em média, as temperaturas do ar variam de 21,4 a 27,8 °C, com umidade relativa do ar entre 57 e 86 %, as temperaturas da água variam de 21,3 °C no fundo a 26,5 °C na superfície.

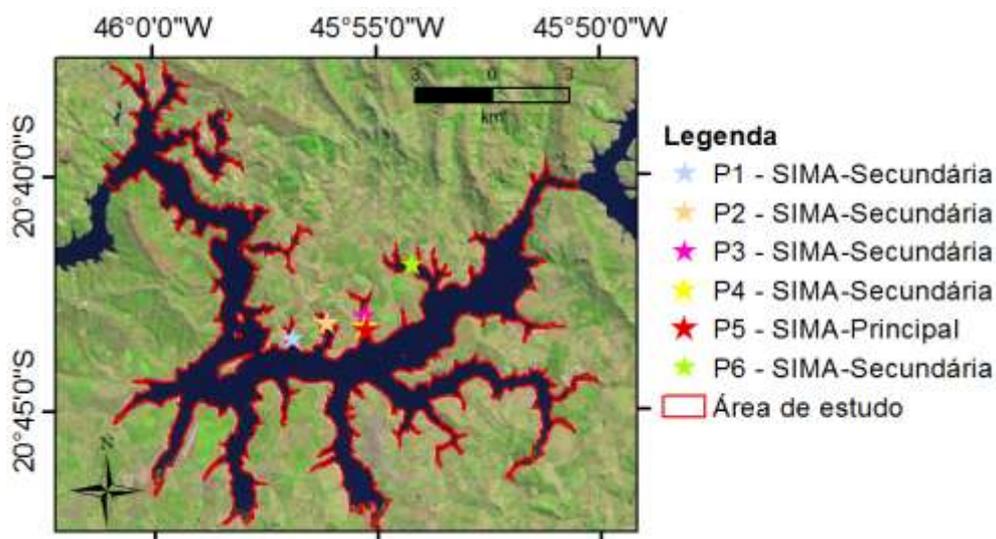
Figura 3.1 - Localização da área de estudo.



Fonte: Produção do autor.

Devido ao tamanho do reservatório e à sua complexidade para modelagem do seu volume integral, foi selecionada uma região localizada no município de Guapé, no braço leste do reservatório, em latitude $20^{\circ} 44' 11''$ S e longitude $45^{\circ} 55' 42''$ O, onde o principal contribuinte é o rio Grande. Neste setor do reservatório há disponibilidade de dados coletados pelo Sistema Integrado de Monitoramento Ambiental (SIMA). Na Figura 3.2 está representada a área específica de estudo em Guapé com representação em linha vermelha dos limites considerados na modelagem computacional bem como a localização das plataformas de coleta de dados que estão descritas na próxima seção.

Figura 3.2 - Delimitação da área de estudo e localização das plataformas SIMA, no município de Guapé-MG.



Fonte: Produção do autor.

3.2. Materiais

3.2.1. Dados de campo por estações automáticas

Na área de estudo, foram instaladas seis estações SIMA de coleta de dados (Figura 3.2) no âmbito do Projeto Furnas - “Desenvolvimento de sistema de monitoramento para gestão ambiental da Aquicultura no reservatório de Furnas”. Daqui em diante denominaremos a plataforma P5 como SIMA-Principal (Figura 3.3) e as demais plataformas como SIMA-Secundárias (Figura 3.4).

A plataforma SIMA-Principal consiste em um conjunto de *hardware* e *software* desenvolvido pelo INPE em parceria com a Universidade do Vale do Paraíba (UNIVAP) para a coleta de dados climatológicos e limnológicos com alta frequência temporal, e monitoramento em tempo quase real de sistemas aquáticos. Sua estrutura é composta por um sistema independente formada por um flutuador ancorado, na qual os sensores meteorológicos, limnológicos e a

antena de transmissão de dados são fixados. Os dados são coletados automaticamente e transmitidos via enlace de satélites (STECH et al. 2006; LORENZZETTI et al. 2005).

Figura 3.3 - Plataforma de coleta de dados SIMA-Principal.



Fonte: Arquivo pessoal.

Figura 3.4 - Plataforma de coleta de dados SIMA-Secundária.



Fonte: Arquivo pessoal.

As plataformas SIMA-secundárias realizam apenas a coleta e armazenamento de dados limnológicos e não possuem sistema de telemetria de dados. Os dados são coletados em campo periodicamente pela equipe de execução do projeto. Dentre os equipamentos instalados nestas plataformas, há cadeias de termistores que coletam dados de temperatura em várias profundidades (0,5; 1,5; 5,0 e 10 metros). Na Tabela 3.1 podemos observar os equipamentos disponíveis em cada plataforma. Todas as plataformas foram descomissionadas em outubro de 2015. Além das seis plataformas descritas, há dados para o ano de 2006 e 2007 de uma plataforma SIMA instalada pelo projeto BALCAR, descomissionada anteriormente, posicionada próxima à barragem do reservatório, a aproximadamente 30 km de distância da área de estudo.

Tabela 3.1 – Equipamentos disponíveis na plataforma principal e secundárias.

Tipo	Modelo	Fabricante	P1	P2	P3	P4	P5	P6
Sonda multiparâmetros	6600V2-2	YSI					X	
Sonda multiparâmetros	6600V2-4	YSI	X	X	X	X		X
Sensor Oxigênio Dissolvido	6150	YSI	X	X	X	X		X
Sensor Oxigênio Dissolvido	6562	YSI					X	
Sensor Condutividade e Temperatura	6560	YSI	X	X	X	X	X	X
Sensor pH	6561	YSI	X	X	X	X	X	X
Sensor de Turbidez	6136	YSI	X	X	X	X	X	X
Sensor de clorofila	6025	YSI	X	X	X	X	X	X
Cadeia de Termistores	U22-001	ONSET	X	X	X	X	X	X
Anemômetro	5106	RM Young	X	X	X	X	X	X
Barômetro	PTB1105A0A B	Vaisala					X	
Termo-higrômetro	MP-101A	Rotronic					X	
Radiômetro	240-8102	Novalynx					X	

Fonte: EMBRAPA (2015).

3.2.2. Dados coletados em campanhas de campo

Para uma caracterização mais fidedigna da topografia de fundo do reservatório, de fundamental importância para a configuração do modelo hidrodinâmico utilizado, e um melhor entendimento da variabilidade espacial da temperatura da água foram realizadas três campanhas de campo na região de Guapé. Uma campanha foi dedicada a coletar dados da batimetria local entre 16/06 e 21/06/2015. Duas outras campanhas foram conduzidas de forma a obter perfis de temperatura no verão (31/03/2015) e inverno (21/07/2015), em complemento às séries temporais coletadas pelas plataformas SIMA. Mesmo nas campanhas dedicadas à coleta de perfis de temperatura, também foram coletados dados de batimetria nos trajetos de deslocamento entre os pontos de coleta.

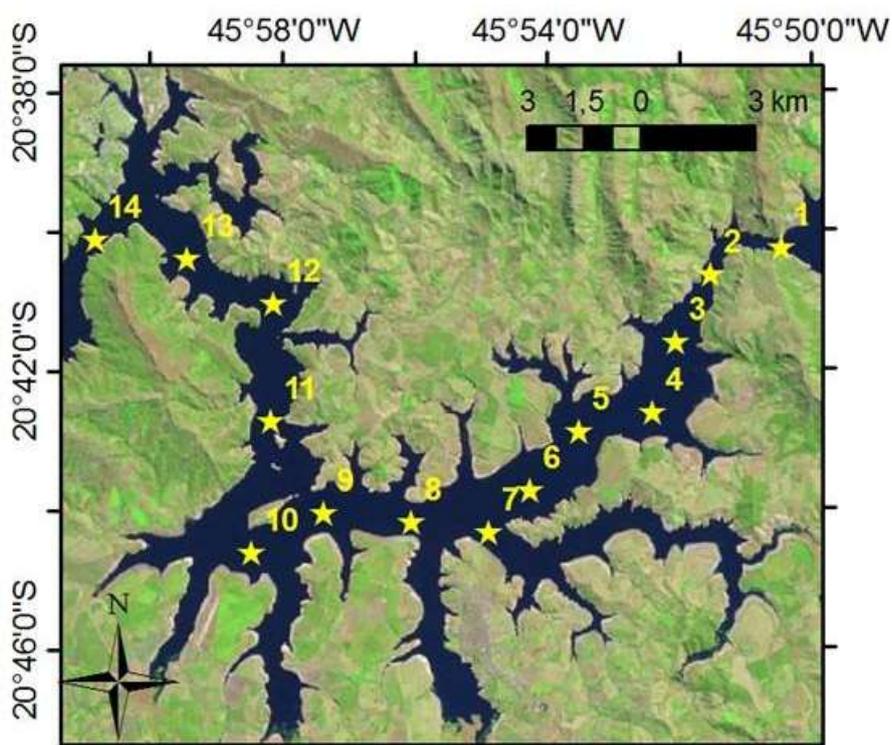
Foram definidos 14 pontos de amostragem para coleta dos perfis de temperatura (Figura 3.5). Os pontos são equidistantes às margens e possuem espaçamento de aproximadamente 1,5 km entre eles. As medições foram realizadas com o equipamento YSI-6600-V2, com sensor de temperatura YSI6560 para uso de -5 a 60 °C, resolução de 0,01 °C e acurácia de $\pm 0,15$ °C. De acordo com o manual do fabricante, nenhum procedimento de calibração é necessário para este sensor.

Para confirmar a dispensa de calibração do sensor de temperatura, foram realizadas medições simultâneas entre o sensor YSI e um termômetro de bulbo de mercúrio da marca Icoterm Indústria de Termômetros sob verificação do INMETRO (Instituto Nacional de Metrologia, Qualidade e Tecnologia) número 84.291.805-0A. Foram realizadas quatro medições, cujos resultados foram 100% iguais entre os equipamentos.

A sonda YSI-6600-V2 possui transdutor de pressão diferencial, que quando imerso, um lado do transdutor está exposto à água enquanto outro lado está exposto a um vácuo. Conseqüentemente o sensor registra a pressão da coluna de água mais a pressão atmosférica acima da água. Portanto, quando a

profundidade é calibrada no ar, o software interno do equipamento registra a pressão atmosférica, a subtrai de todas as medições subsequentes e converte a pressão em profundidade considerando também a temperatura e a salinidade da água (calculada a partir da condutividade mesmo sendo ínfima em águas doces).

Figura 3.5 - Localização dos pontos de medição de temperatura em perfil.

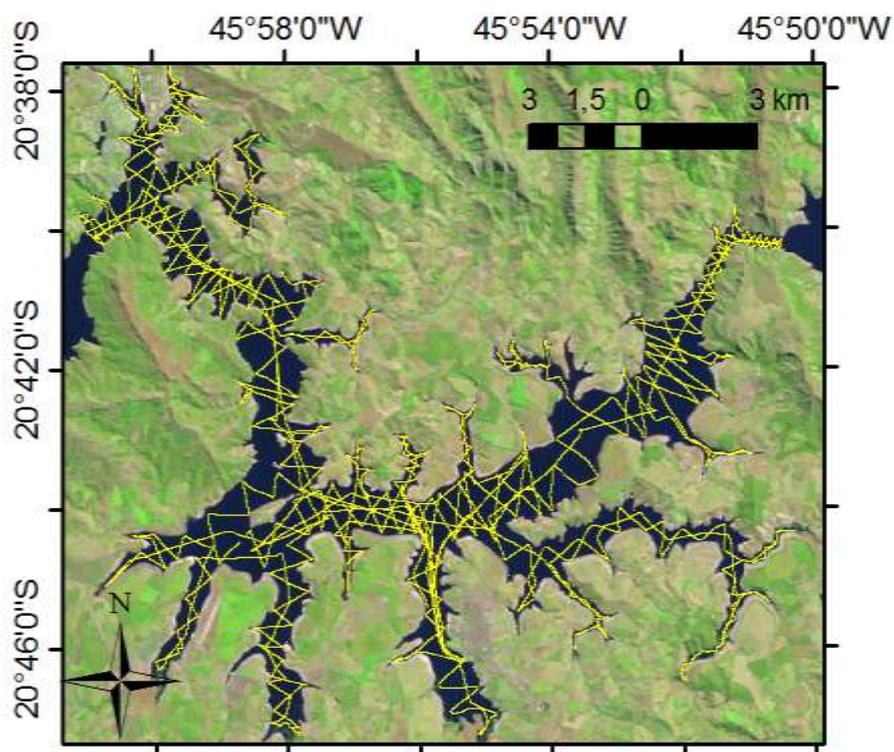


Fonte: Produção do autor.

Durante a realização das medições em campo, percebeu-se que a medida de profundidade apresenta um tempo de resposta de aproximadamente dois segundos para a estabilização de sua leitura, considerando uma casa decimal como significativa. Em comunicação pessoal via e-mail com o fabricante, obteve-se a informação de que o equipamento atinge 90% da sua leitura final em menos de 5 segundos. Dessa forma, buscou-se realizar pausas de 5 segundos com o sensor parado em algumas profundidades na coluna d'água.

Para coleta dos dados de batimetria, foi utilizado o Ecobatímetro Lowrance sonar/GPS, modelo LMS-525C, ajustado para realizar uma medição por segundo utilizando a frequência de 200 kHz com uma visada cônica de 12°. Foram traçadas rotas conforme a Figura 3.6 com o intuito de gerar a melhor geometria de dados para posterior interpolação. Foram percorridos aproximadamente 450 km para levantar a batimetria da área de estudo. A batimetria realizada por Coutinho (2015) também foi utilizada neste trabalho. Contabilizando ambos os trabalhos, no total foram percorridos 500 km e pouco mais de 150 mil pontos foram amostrados.

Figura 3.6 - Trajetórias percorridas para o levantamento da batimetria.



Fonte: Produção do autor.

3.2.3. Dados por sensoriamento remoto

Neste trabalho, foram usados os sensores OLI e TIRS a bordo do Landsat 8. O sensor OLI foi utilizado apenas para realizar composições coloridas e para gerar a máscara do espelho d'água. O sensor TIRS foi utilizado para obter a temperatura de superfície do reservatório. Na Tabela 3.2 encontram-se sumarizadas as características destes sensores.

Tabela 3.2 - Características do Landsat 8

Sensor	Resolução espacial (m)	Banda	Intervalo espectral (μm)
OLI	30	01	0,435 – 0,451
		02	0,452 – 0,512
		03	0,533 – 0,590
		04	0,636 – 0,673
		05	0,851 – 0,879
		06	1,566 - 1,651
		07	2,107 – 2,294
	15 (Pan)	08	0,503 – 0,676
	30	09	1,363 – 1,384
TIRS	100*	10	10,60 – 11,19
		11	11,50 – 12,51

Os dados TIRS coletados na resolução espacial de 100 m são reamostrados e distribuídos com resolução de 30 m. Para esses sensores, a resolução temporal é de 16 dias.

Fonte: Adaptado de <http://landsat.usgs.gov/landsat8.php>.

Para este trabalho, analisou-se o uso do sensor MODIS, a bordo das plataformas Terra e Aqua, em função da sua resolução temporal com duas revisitas diárias cada; porém, sua resolução espacial de 1 km para as bandas no infravermelho termal dificulta sua aplicação na área de estudo. Uma análise preliminar mostrou, entretanto, que seria possível obter apenas 9 pixels contendo apenas água e que, mesmo entre estes, a proximidade com faixas de terra poderiam resultar em contaminação radiométrica. Assim, embora os dados termais gerados pelo sensor MODIS sejam de excelente qualidade radiométrica, sua resolução espacial não é suficiente para um uso efetivo nesse trabalho. O Landsat 8 apresenta a melhor resolução espacial para esse tipo de estudo, apesar de sua pobre resolução temporal (16 dias), que dificulta a aquisição de imagens devido à cobertura de nuvens no local no horário de passagem do satélite.

A partir de agosto de 2013, a NASA divulgou diversas notícias de calibração informando que foi verificada uma superestimativa de até 2 K para a banda 10 e até 4 K para a banda 11 do sensor TIRS/Landsat 8 sobre a superfície da água. Após algumas tentativas de recalibração do sensor TIRS, a operação do espelho seletor de cena (SSM da sigla em inglês *Scene Select Mirror*) foi migrada para o equipamento redundante a fim de sanar o problema. A partir desse momento, toda série de imagens foi reprocessada e o uso da banda 11 foi desaconselhado. Os produtos disponibilizados gratuitamente por meio da plataforma <http://glovis.usgs.gov/> voltaram a ser disponibilizados em março de 2015.

Em novembro de 2015, a NASA divulgou que erros de aproximadamente 500 metros (18 pixels) referentes a geolocalização das imagens TIRS foram observados devido a problemas no SSM. A última atualização que este trabalho teve acesso, foi em 14 de janeiro de 2016, onde a NASA relata que a aquisição de dados continua sendo efetuada, porém a distribuição do produto está suspensa e que em breve será divulgado um calendário de

reprocessamento. Mais informações em *Landsat Technical News Archive* no endereço <http://landsat.gsfc.nasa.gov/?cat=32>.

Foram utilizados dados de altimetria de terreno da base TOPODATA do INPE (<http://www.dsr.inpe.br/topodata/index.php>), que oferece livre acesso a variáveis geomorfológicas locais derivadas de dados SRTM (*Shuttle Radar Topographic Mission*) para todo o território nacional. Estes dados foram refinados da resolução espacial original de 3 arco-segundos (aproximadamente 90 m) para 1 arco-segundo (aproximadamente 30 m) por krigagem (VALERIANO, 2008). Dados de altitude da superfície foram obtidos para a cena 20S465, que engloba toda a área de estudo e permitiu a extração dos valores de altitude das margens do reservatório.

3.2.4. Dados das estações da Agência Nacional de Águas

A Agência Nacional de Águas (ANA) é a entidade federal responsável pela coordenação do Sistema Nacional de Informações sobre Recursos Hídricos (SNIRH). Trata-se de um amplo sistema de coleta, tratamento, armazenamento e recuperação de informações sobre recursos hídricos, bem como fatores intervenientes para sua gestão. Séries temporais de dados hidrológicos são disponibilizadas gratuitamente no portal Hidroweb (<http://hidroweb.ana.gov.br>) e no portal do Sistema de Acompanhamento de Reservatórios (<http://sar.ana.gov.br>). A utilização dos dados históricos esbarra na dificuldade de encontrar estações hidrológicas próximas à região de estudo e na questão da continuidade de coleta dos dados, sendo frequentemente encontradas longas falhas de observação nas séries.

Os dados disponibilizados pela ANA são classificados como dados brutos ou dados consistidos. A análise de consistência dos dados tem como objetivo a identificação e correção de erros, bem como o preenchimento de falhas das séries pluviométricas. Neste trabalho, quando disponível buscou-se utilizar dados consistidos de vazão média mensal. Para dados não consistidos foram construídos gráficos de vazão (m^3s^{-1}) x tempo (meses) para inspeção visual de

possíveis dados espúrios. As falhas encontradas foram preenchidas com a média das medidas no mês antecedente e subsequente ao mês da falha (VILELLA; MATTOS, 1936). Considerando que o objetivo neste trabalho é estimar vazões típicas para os períodos de verão e inverno, esta abordagem simplificada para preenchimento de falhas é considerada suficiente.

3.2.5. O modelo hidrodinâmico ELCOM

O modelo ELCOM (*Estuary and Lake Computer Model*) utilizado nesse trabalho é uma ferramenta tridimensional de modelagem numérica hidrodinâmica e termodinâmica (HODGES; DALLIMORE, 2014a,b) desenvolvido pelo *Centre for Water Research (CWR)* da *University of Western Australia (UWA)* e implementado em linguagem Fortran. Foi concebido para lagos e reservatórios a fim de simular o comportamento da temperatura e da salinidade no espaço e no tempo considerando forçantes ambientais.

Neste modelo, os fluxos de calor através da superfície livre da água são parametrizados por um modelo de transferência *bulk* padrão (IMBERGER; PATTERSON, 1981). A energia transferida pela superfície livre é separada em componentes não penetrativos (radiação de ondas longas), transferência por calor sensível, perda de calor por evaporação (calor latente) e componentes penetrativos (radiação de ondas curtas). A radiação de ondas longas é introduzida como fonte de calor na camada de mistura, enquanto a radiação de ondas curtas é introduzida como fonte em uma ou mais camadas tendo decaimento e extinção determinada pela lei de Beer-Lambert.

O modelo ELCOM processa cada passo de tempo em uma abordagem por etapas que consiste em: 1) cálculo dos fluxos de calor na camada superficial; 2) mistura de variáveis escalares (p. ex. salinidade, traçadores e temperatura) e propagação de energia usando um modelo de camada de mistura; 3) introdução da energia de ventos como fonte de energia na camada de mistura; 4) solução da evolução da superfície livre e dos campos de velocidades; 5)

difusão horizontal de *momentum*; 6) advecção de escalares; 7) difusão horizontal de escalares.

O transporte de água é governado pelas equações de Navier-Stokes e as equações de transporte de escalares usam a aproximação Boussinesq, desconsiderando os termos de pressão não-hidrostática. O esquema numérico fundamental é do tipo semi-implícito de diferenças finitas adaptado da abordagem TRIM de Casualli e Cheng (1992). A grade numérica permite o uso de células com espaçamento não homogêneo nas direções horizontal (x e y) e vertical (z). Velocidades são definidas nas faces das células e concentrações de escalares são representadas no centro das células. As equações que governam a hidrodinâmica no ELCOM estão sumarizadas na Tabela 3.3.

O modelo permite a definição dos elementos da grade numérica com profundidades variadas (no eixo z), por exemplo, neste trabalho foram criadas 72 camadas com 1 metro de profundidade cada. Contudo há possibilidade de utilizar, por exemplo, as primeiras 10 camadas com 10 cm e as demais com 0,5 metros, ou qualquer outra combinação desejada. As dimensões horizontais x e y, podem possuir dimensões quadradas ($x = y$) ou retangulares ($x \neq y$), por exemplo, neste trabalho foram utilizadas células com dimensões quadradas $x = y = 30$ metros, mesma resolução das imagens do satélite Landsat 8.

Tabela 3.3 - Equações utilizadas no modelo ELCOM.

Transporte de *momentum*:

$$\frac{\partial U_\alpha}{\partial t} + U_j \frac{\partial U_\alpha}{\partial x_j} = -g \left(\frac{\partial \eta}{\partial x_\alpha} + \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial}{\partial x_\alpha} \int_z^\eta \rho' dz \right) + \frac{\partial}{\partial x_1} \left(v_1 \frac{\partial U_\alpha}{\partial x_1} \right) + \frac{\partial}{\partial x_2} \left(v_2 \frac{\partial U_\alpha}{\partial x_2} \right) + \frac{\partial}{\partial x_3} \left(v_3 \frac{\partial U_\alpha}{\partial x_3} \right) - \varepsilon_{\alpha\beta} f U_\beta$$

Transporte de escalares

$$\frac{\partial C}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x_j} (C U_j) = \frac{\partial}{\partial x_1} \left(k_1 \frac{\partial C}{\partial x_1} \right) + \frac{\partial}{\partial x_2} \left(k_2 \frac{\partial C}{\partial x_2} \right) + \frac{\partial}{\partial x_3} \left(k_3 \frac{\partial C}{\partial x_3} \right) + S_c$$

Evolução da superfície livre

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} = - \frac{\partial}{\partial x_\alpha} \int_0^\eta u_\alpha dz$$

Cisalhamento do vento na superfície

$$u_*^2 = C_{10} W_\beta^2 W_\alpha \frac{\rho_{ar}}{\rho_{\acute{a}gua}} \frac{1}{2}$$

Adição de *momentum* fornecido pelo vento

$$\frac{\partial U_\alpha}{\partial t} = \frac{(U_*)_\alpha^2}{h}$$

onde:

α, β : Espaço horizontal bidimensional;

i, j, k : Espaço tridimensional;

U : Velocidade média da água (Reynolds Averaged);

g : Aceleração da gravidade;

ρ_0, ρ' : Densidade de referência e anomalia de densidade;

v : viscosidade

$\varepsilon_{\alpha\beta}$: Tensor de permutação para as componentes α e β do espaço bidimensional;

f : Parâmetro de Coriolis;

C : Concentração dos escalares;

S_c : Número de Prandtl para temperatura;
 z : Altura média a partir do fundo (positivo para cima);
 η : Altura média da superfície livre;
 W_α, W_β : Velocidade do vento;
 u_* : Velocidade de cisalhamento do vento;
 C_{10} : coeficiente de troca de *momentum* a 10 metros;
 $\rho_{ar}, \rho_{\acute{a}gua}$: Densidade do ar e da água.

Fonte: Adaptado de Curtarelli (2012) e Hodges e Dallimore (2014a). Informações detalhadas sobre o modelo ELCOM podem ser encontradas em Hodges e Dallimore (2014a,b).

3.3. Métodos

3.3.1. Máscara da superfície de água

A delimitação da superfície da água pode ser realizada por meio do *Normalized Difference Water Index* (NDWI) que utiliza as bandas do infravermelho médio (B_{ivm}) e do verde (B_v) para fazer uma diferença de bandas normalizada conforme a Equação 3.1. O índice NDWI foi descrito por Mcfeeters (1996) utilizando a banda 2 (0,45 a 0,52 μm) e a banda 5 (1,55 a 1,75 μm) do Tm/Landsat5. No caso do sensor OLI/Landsat 8 não há uma banda com a mesma faixa espectral da banda 5 do TM. Neste caso, a banda 5 (0,85 a 0,88 μm) ou banda 6 (1,57 a 1,65 μm) do OLI seriam as duas opções de uso na região do infravermelho próximo e médio respectivamente. Todavia, a banda 6 do OLI apresenta maior similaridade de faixa espectral em relação a banda 5 do TM.

$$NDWI = \frac{B_{ivm} - B_v}{B_{ivm} + B_v} \quad (3.1)$$

Namikawa (2015) comparou duas possibilidades ao gerar máscaras d'água em reservatórios utilizando o sensor OLI: 1) utilizando as bandas 6 e 3; 2)

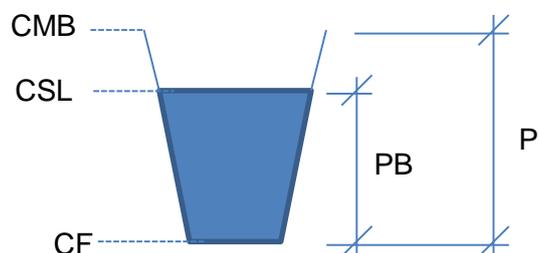
utilizando as bandas 5 e 3. Seus resultados mostram que não há diferença significativa na comparação dos histogramas das imagens NDWI geradas pelas duas abordagens e que ambas as bandas mostram bons resultados na delimitação de corpos d'água. Dessa forma, neste trabalho foram utilizadas as bandas 6 e 3 do sensor OLI na imagem adquirida em 10/01/2015.

3.3.2. Geração da batimetria

Para gerar a batimetria da região de estudo buscou-se utilizar de forma conjunta dados coletados por ecobatimetria e dados de elevação da missão SRTM disponibilizados pelo TOPODATA. Considerando que os dados ecobatimétricos foram coletados em períodos nos quais o nível do reservatório estava 10 metros abaixo do nível máximo, esta abordagem permite gerar uma superfície compatível com o nível máximo do reservatório. Além disso, conceitualmente, esta abordagem permite melhorar os resultados da interpolação que utiliza a distância euclidiana como critério de proximidade entre os pontos. Dessa forma, ao interpolar as profundidades de um dos braços do reservatório, os pontos separados por um morro não seriam utilizados erroneamente para interpolar as profundidades de um dos braços do reservatório.

Os dados batimétricos coletados em diferentes datas foram convertidos para cota da superfície de fundo do reservatório para que tivessem o mesmo referencial do TOPODATA. Para tal, foi verificado o nível da água do reservatório para os dias de trabalhos de campo através do portal (<http://www.escarpasdolago.org.br/nivel>). Desse modo, a cota de fundo do reservatório pôde ser obtida subtraindo da cota do nível do lago a profundidade coletada na batimetria (Figura 3.7).

Figura 3.7 - Ilustração do procedimento para converter a profundidade coletada pelo batímetro (PB) em cota de fundo do reservatório (CF).

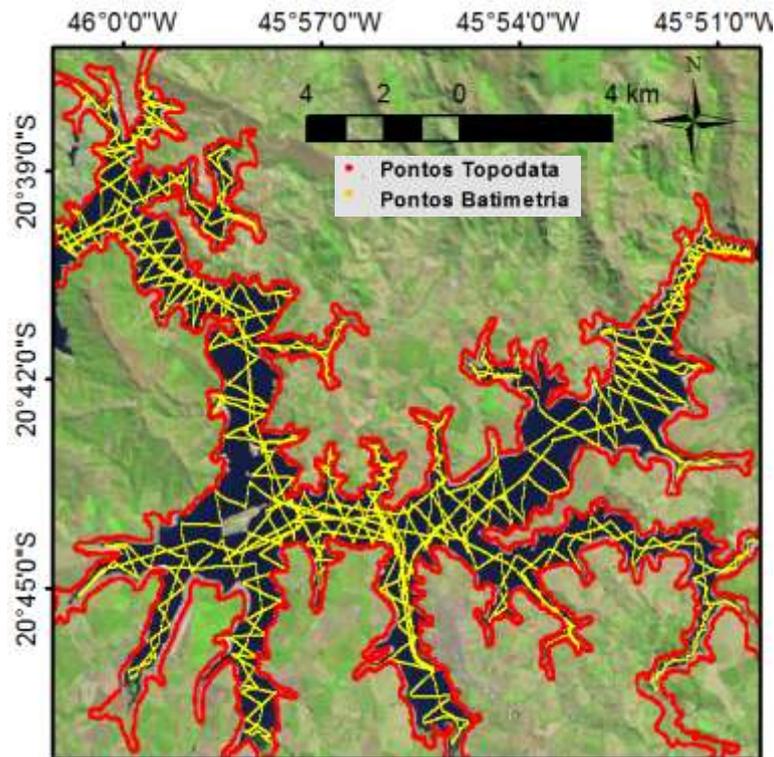


Neste procedimento foi utilizado como referência a cota da superfície do lago (CSL) no dia da coleta de campo. Assim como, a conversão em profundidade total (P) em relação à cota máxima da barragem (CMB).

Fonte: Produção do autor.

Foram extraídos dados de elevação do terreno em um raio de 100 m a partir das margens do reservatório. Para isso foi utilizado um *buffer* na máscara do espelho d'água como base para o recorte do modelo digital de elevação (MDE) obtido pelo TOPODATA. Posteriormente o MDE foi convertido de imagem para pontos e os dados correspondentes ao espelho d'água foram apagados para que finalmente restassem apenas os pontos de altitude nas bordas do reservatório. Na Figura 3.8 podemos observar os pontos amarelos correspondentes aos dados obtidos por meio de ecobatimetria (cerca de 150 mil pontos), enquanto os pontos vermelhos que fazem um contorno em todas as margens do reservatório representam a elevação do terreno (cerca de 35 mil pontos).

Figura 3.8 – Representação dos pontos de altimetria e ecobatimetria.

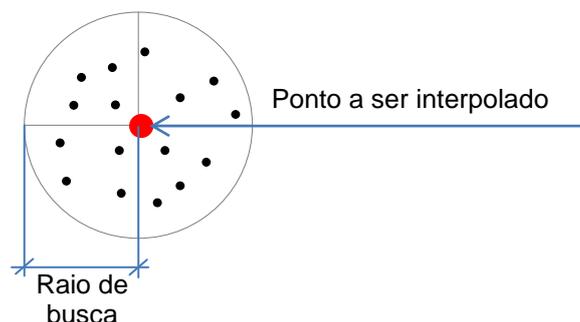


Os pontos em amarelo representam os dados coletados por ecobatimetria (cerca de 150 mil pontos), enquanto os pontos vermelhos que fazem um contorno em todas as margens do reservatório representam a elevação do terreno obtido pelo TOPODATA (cerca de 35 mil pontos).

Fonte: Produção do autor.

A batimetria foi gerada pela interpolação por krigagem ordinária. Para ajuste do semivariograma foi utilizado um modelo esférico com um raio de busca de 600 metros. Para busca dos pontos mais significativos para interpolação foi definido um mínimo de 16 vizinhos ao ponto a ser interpolado, de forma que tais vizinhos estivessem distribuídos em quatro quadrantes com quatro pontos cada (Figura 3. 9). O efeito pepita resultante do ajuste esférico foi nulo, destacando um ótimo ajuste do modelo.

Figura 3. 9 – Representação do raio de busca de um ponto a ser interpolado.



Fonte: Produção do autor.

Após a interpolação foi gerada uma grade regular com resolução espacial de 30 metros que então foi recortada pelos limites das margens do reservatório. Considerando que os dados ecobatimétricos foram coletados em períodos nos quais o nível do reservatório estava 10 metros abaixo do nível máximo, o uso de dados SRTM permite gerar uma superfície compatível com o nível máximo do reservatório.

3.3.3. Processamento dos perfis de temperatura

Os perfis de temperatura coletados em campo consistem em medidas de temperatura realizadas na taxa de uma amostragem por segundo. Cada perfil possui medições na descida e na subida da coluna d'água, que geralmente são diferentes principalmente devido à deriva do barco em decorrência de ventos durante a perfilagem e ao tempo de resposta do sensor na estabilização da profundidade. Neste trabalho, as medições feitas na descida do sensor foram descartadas de forma a utilizar somente os dados coletados na subida do sensor na coluna d'água.

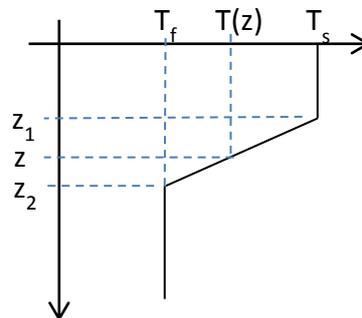
Devido à alta taxa de amostragem, cada perfil apresenta de 700 a 1400 medições. Os perfis foram reamostrados para apresentarem resolução vertical de 1 metro. Com o objetivo de prever o perfil de temperatura da água com base

na temperatura de superfície obtida por sensoriamento remoto, foram realizadas médias nos períodos de verão e inverno com todos os perfis coletados em campo, de forma a obter um único perfil médio para o verão e outro para o inverno.

3.3.4. Modelo conceitual para construção de perfis sintéticos de temperatura na coluna d'água

Para estimar a temperatura da água $T(z)$ na profundidade z (Equação 3.2), foi elaborado um modelo conceitual (Figura 3.10), onde as temperaturas no epilímnio e no hipolímnio são consideradas homogêneas. Admite-se variação de temperatura apenas no metalímnio, região na qual consideraremos a termoclina variando linearmente. Nesta simplificação é necessário conhecer: 1) a profundidade do epilímnio (z_1) e sua temperatura média (T_s) e 2) a profundidade onde se inicia o hipolímnio (z_2) e sua temperatura média (T_f). As profundidades z_1 , z_2 e suas respectivas temperaturas representam os limites superior e inferior da termoclina. Para obtenção destes valores é indispensável a realização de, no mínimo, uma amostragem em campo. A temperatura de superfície pode ser estimada por SR.

Figura 3.10 - Modelo conceitual para um perfil de temperatura na coluna d'água.



O termo T_s é a temperatura da superfície da água obtida pela imagem de SR, T_f é a temperatura da água no fundo do reservatório, z_1 é a profundidade da camada de mistura onde se inicia a termoclina, z_2 é a profundidade na qual termina a termoclina, e z é uma profundidade qualquer compreendida entre z_1 e z_2 .

Fonte: Produção do autor.

$$T(z) = \begin{cases} T_s & \text{para } 0 \leq z \leq z_1 \\ T_s + \frac{T_s - T_f}{(z_1 - z_2)} \cdot (z - z_1) & \text{para } z_1 < z < z_2 \\ T_f & \text{para } z \leq z_2 \end{cases} \quad (3.2)$$

3.3.5. Correção da declinação magnética na direção do vento

Os dados de direção do vento coletados pela plataforma SIMA possuem por convenção a direção norte como sendo zero graus, com contagem crescente no sentido horário. Contudo, os dados são referentes ao norte magnético da Terra e por isso precisam ter sua declinação magnética corrigida para que tenha como origem o norte geográfico. Para realizar esta correção, a declinação magnética para uma determinada data pode ser verificada gratuitamente por meio do portal (<http://www.ngdc.noaa.gov/geomag-web/>).

Para corrigir a direção do vento basta somar a declinação magnética à componente de direção do vento. Entretanto, para que este procedimento funcione é necessário adotar a convenção de que toda declinação magnética oeste é negativa (neste caso somaremos um valor negativo a componente de direção do vento) e que toda declinação magnética leste é positiva. Com este procedimento pode ocorrer alguns valores negativos na componente de direção do vento, neste caso basta somar 360 graus.

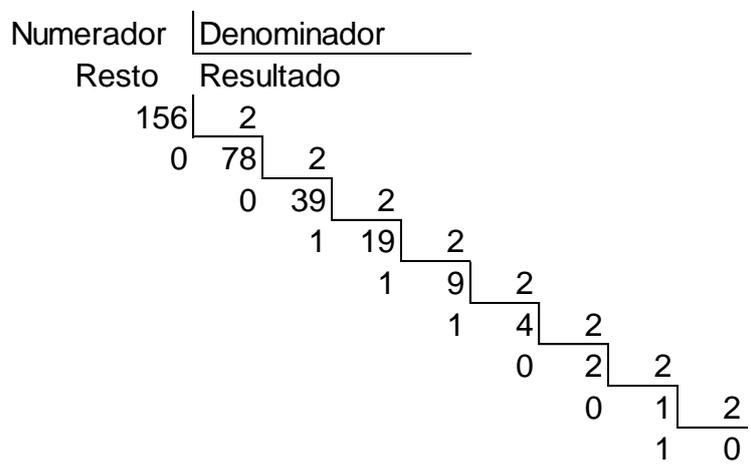
Para a região de Guapé (Latitude 20° 42' 0" S e Longitude 45° 56' 0" W) a declinação magnética na data de instalação da plataforma SIMA (27/07/2013) e na última data de aquisição de dados utilizados para este trabalho (12/08/2015) foi respectivamente -21,4° e -21,78°. Dessa forma, optou-se por utilizar a média desses valores (-21,59°) para corrigir a série temporal utilizada.

3.3.6. Avaliação da qualidade do pixel da imagem termal do Landsat 8

A banda de Avaliação da Qualidade (AQ) é uma ferramenta que foi adicionada ao conjunto de dados do Landsat 8. Cada pixel na banda AQ contém números inteiros que, ao serem convertidos para números binários, representam combinações de sequências de bits com informações das condições da superfície e da atmosfera que podem afetar a qualidade da informação de cada pixel da imagem.

Primeiramente deve-se converter o valor do pixel para número binário com 16 bits. Essa tarefa pode ser realizada com facilidade utilizando o comando dec2bin (especificar o resultado com 16 bits) disponível no software Matlab. A Figura 3.11 esquematiza a conversão manual do número 156 para o número binário 10011100. É importante ressaltar que, por convenção, o número binário é sempre escrito da direita para esquerda. Para deixar este binário que contém 8 bits com 16 bits, basta completar com números zeros à sua esquerda até que alcance 16 algarismos, ou seja, 0000000010011100.

Figura 3.11 – Representação da divisão longa para conversão de um número decimal para binário.



Fonte: Produção do autor.

Uma vez que o valor inteiro for convertido para binário com 16 bits, a leitura deste deve ser feita da direita para esquerda de acordo com a Tabela 3.4 e a Tabela 3.5. Para maiores informações consultar <http://landsat.usgs.gov/>.

Tabela 3.4 - Descrição dos bits.

15 e 14	13 e 12	11 e 10	9 e 8	7 e 6	5 e 4	3****	2***	1**	0*
Cobertura de Nuvens	Nuvens Cirrus	Neve ou Gelo	Vegetação	Sombra de Nuvens	Água	Reservado	Oclusão de terreno	Pixel perdido	Pixel não preenchido

*Não contém dados.

**Ocorreu um erro durante a aquisição e dados espúrios foram preenchidos para esses pixels.

***Visão do solo obstruída por questões de relevo em aquisição fora do nadir.

****Reservado para aplicações futuras

Fonte: Produção do autor.

Tabela 3.5 - Interpretação do preenchimento dos bits.

1	Condição existe
0	Condição não existe
00	Não determinado
01	Não existe (possibilidade de existir com 33% de confiança)
10	Talvez exista (possibilidade de existir entre 33 e 66 % de confiança)
11	Existe com confiança de 66 a 100 %

Fonte: Produção do autor.

3.3.7. Correção atmosférica da banda termal do Landsat 8

As imagens da banda 10 do sensor TIRS/Landsat 8 precisam ser processadas para que o número digital de cada pixel seja convertido para radiância no topo

da atmosfera. Essa conversão pode ser feita utilizando a Equação 3.3 usando os fatores aditivo e multiplicativo disponíveis nos metadados da imagem.

$$L_{TOA} = M_L Q_{cal} + A_L \quad (3.3)$$

onde L_{TOA} é a radiância que chega ao topo da atmosfera ($Wm^{-2}sr^{-1}\mu m^{-1}$), M_L é o fator multiplicativo de escala disponível nos metadados, Q_{cal} é o número digital contido no pixel da imagem, A_L é o fator de escala aditivo disponível nos metadados da imagem.

Com este procedimento obtemos o valor de radiância no topo da atmosfera (L_{TOA}), contudo, para se obter a temperatura de superfície é necessário remover o efeito da atmosfera para obter a radiância que deixa o alvo na superfície. Coutinho (2015) compara em seu trabalho as metodologias propostas por Qin et al. (2001) e Barsi et al. (2003, 2005), seus resultados sugerem que a metodologia de Barsi et al. (2003, 2005) (Equação 3.4) possui o menor erro no processo de validação realizado em seu trabalho. Deste modo, esta metodologia será utilizada neste trabalho.

$$L_t = \frac{L_{TOA} - L_u - \tau(1 - \varepsilon)L_d}{\tau\varepsilon} \quad (3.4)$$

onde, L_{TOA} é a radiância que chega ao topo da atmosfera ($Wm^{-2}sr^{-1}\mu m^{-1}$); τ é a transmitância atmosférica (adimensional); ε é a emissividade do alvo (adimensional entre 0,97-0,99 para água no IVT); L_t é a radiância do alvo na superfície ($Wm^{-2}sr^{-1}\mu m^{-1}$); L_u é a radiância ascendente ($Wm^{-2}sr^{-1}\mu m^{-1}$); L_d é a radiância descendente ($Wm^{-2}sr^{-1}\mu m^{-1}$). Todos os parâmetros da Equação 3.4 são função do comprimento de onda da radiação, e são valores médios para o canal IVT escolhido. Os parâmetros τ , L_u e L_d podem ser obtidos pela calculadora atmosférica desenvolvida por Barsi et al. (2003, 2005), disponível em <http://atmcorr.gsfc.nasa.gov/>.

Uma vez obtida a radiância do alvo na superfície (L_t) é necessário realizar a conversão de radiância para temperatura cinética do alvo na superfície (T). Esta conversão é dada pela Equação 3.5, que é uma aproximação da lei de Planck, onde k_1 e k_2 são constantes disponíveis nos metadados da imagem. Para maiores informações consultar <http://landsat.usgs.gov/>.

$$T = \frac{k_2}{\ln\left(\frac{k_1}{L_t} + 1\right)} \quad (3.5)$$

3.3.8. Definição da resolução espacial e temporal do modelo

A discretização espacial horizontal do modelo foi escolhida como sendo 30x30 m para cada célula da grade numérica. Esta escolha deu-se em função da resolução espacial da imagem TIRS/Landsat 8. Por ser tratar de resolução detalhada não é possível apresentar uma figura com a representação da grade numérica sobreposta a uma imagem de satélite da área de estudo, pois cada elemento da grade numérica corresponde a um pixel da imagem de satélite. A resolução espacial vertical foi estabelecida como camadas de 1 m de espessura e sua definição foi realizada pela análise visual das feições dos perfis coletado em trabalho de campo.

A discretização temporal (Δt) é limitada pela velocidade máxima de propagação da onda no meio e pelo tamanho mínimo das unidades de espaço discretizadas (Δx). Ou seja, a distância percorrida por uma onda em um dado intervalo de tempo (Δt) deve ser inferior ao tamanho das unidades de espaço discretizadas (Δx). Essa restrição é definida pela condição de estabilidade numérica de Courant-Friedrichs-Lewy (CFL), onde passo de tempo escolhido deve atender à relação imposta pela Equação 3.6 e 3.7 (HODGES; DALLIMORE, 2014a). Nas análises dos diferentes esquemas de discretização das equações diferenciais é mostrado que se o passo de tempo de integração, juntamente com o tamanho da grade espacial não satisfizer a condição CFL, o esquema

numérico se torna instável, produzindo resultados espúrios cada vez de maior magnitude.

$$\sqrt{g'D} \frac{\Delta t}{\Delta x} < \sqrt{2} \quad (3.6)$$

$$\Delta t < \frac{\sqrt{2}\Delta x}{\sqrt{g'D}} \quad (3.7)$$

onde, g' é a gravidade reduzida devido à estratificação (Equação 3.8), D é a profundidade efetiva, Δt é o passo de tempo e Δx é a resolução da grade horizontal.

$$g' = g \left(\frac{\rho_{\max} - \rho_{\min}}{\rho_{\text{med}}} \right) \quad (3.8)$$

onde g é a aceleração da gravidade (p.ex. 10 ms^{-2}), ρ_{\max} , ρ_{\min} , ρ_{med} são respectivamente as densidades máxima, mínima e média encontradas em um perfil observado.

De acordo com Martin e McCutcheon (1999), a densidade da água para uma dada temperatura ($^{\circ}\text{C}$) pode ser calculada segundo a Equação 3.9 assumindo como negligenciável o efeito de qualquer soluto. Tendo em vista que as coletas de campo contemplaram a medição de condutividade, com o objetivo de obter o valor mais preciso para a gravidade reduzida, e por consequência para CFL, esta equação foi comparada com a Equação Termodinâmica da Água do Mar (TEOS sigla em inglês para *Thermodynamic Equation Of Seawater*) adotada pela comissão internacional de oceanografia em substituição a Equação Internacional de Estado (MILLERO, 2010).

$$\rho = \left[1 - \frac{T + 288,9414}{508929,2(T + 68,12963)} (T - 3,9863)^2 \right] 1000 \quad (3.9)$$

Para resolução da TEOS existe uma ferramenta implementada em Matlab e disponibilizada na internet (www.teos-10.org). A densidade calculada pela TEOS é função da:

- Pressão em dbar;
- Salinidade absoluta que é obtida em função da latitude, longitude e da salinidade prática (que por sua vez é obtida em função da condutividade, temperatura e pressão);
- Temperatura conservativa, obtida como função da salinidade absoluta, temperatura e pressão;

Para o perfil coletado no ponto 14 no dia 31/03/2015, a diferença absoluta máxima de densidade calculada pela Equação (3.9) e pela TEOS é $0,03 \text{ kgm}^{-3}$. Ou seja, para cálculo da gravidade reduzida em águas não salinas é indiferente à escolha da Equação 3.9 ou da TEOS. Utilizando a Equação 3.7 temos que a exigência da CFL é que o passo de tempo seja inferior a 67 segundos, considerando a resolução da grade do modelo e a profundidade efetiva como 30 m. A gravidade reduzida foi calculada pela TEOS, onde a densidade média, máxima e mínima foram respectivamente 997,48, 997,95 e 996,65 kgm^{-3} . Por fim, neste trabalho foi adotado um passo de tempo de 60 segundos.

3.3.9. Definição de dados médios para dias típicos de verão e de inverno

Embora tenhamos programado e realizado campanhas de campo em diversas datas de passagens do Landsat 8 sobre o reservatório de Furnas, à cobertura de nuvens nos horários de passagem do satélite inviabilizou a coleta de dados em campo simultaneamente à aquisição de dados do satélite Landsat 8. Desse modo, optou-se por trabalhar com dados médios que representam dias típicos de verão e de inverno. Para análise dos dados disponíveis nas estações SIMA e levantamento das imagens de SR disponíveis, foi considerado como verão o período compreendido entre primeiro de janeiro e trinta e um de março. Assim

como o período de inverno foi considerado entre primeiro de julho e trinta de setembro.

Entende-se aqui por dados médios de dias típicos como sendo a média temporal horária para uma dada variável no período considerado. Considerando o horário de passagem do Landsat 8 às 10:00 (horário local), o comportamento da temperatura do ar às 10 horas da manhã em um dia típico de verão foi definido como a média de todas temperaturas coletadas às 10 horas da manhã pela plataforma SIMA entre primeiro de janeiro e trinta e um de março, excluindo os dias com falhas na medição. Esse procedimento foi utilizado de forma a permitir uma melhor compatibilização entre os dados TIRS e os dados *in situ* SIMA. Adicionalmente, o mesmo procedimento foi repetido para os demais horários e demais variáveis para se ter um melhor entendimento da variação diária desses parâmetros no reservatório. Do mesmo modo, o campo superficial de temperaturas típico para o verão e para o inverno obtido por sensoriamento foi definido como a média aritmética temporal para cada pixel livre da cobertura de nuvens após análise da banda de qualidade e da correção da atmosfera.

3.3.10. Configurações e forçantes adotadas no modelo ELCOM

As informações apresentadas nesta seção foram organizadas em tabelas para facilitar o acesso à informação e não tornar a leitura cansativa. Na Tabela 3.6 estão relacionados os módulos que compõem o modelo ELCOM, assim como a indicação de quais módulos foram acionados neste trabalho. As equações hidrodinâmicas e termodinâmicas do modelo exigem alguns parâmetros e coeficientes para utilização em seus cálculos; estes dados estão relacionados na Tabela 3.7. Para realização das simulações, o modelo necessita de dados meteorológicos e limnológicos, cujos valores estão resumidos na Tabela 3.8.

Tabela 3.6 - Módulos do modelo ELCOM.

Módulo	Descrição	Opção
iheat_input	Controla a termodinâmica da superfície	SIM
iatmstability	Mantém a estabilidade atmosférica na termodinâmica de superfície	SIM
irain	Simula a entrada por precipitação	NÃO
iflow	Controla a vazão de entrada e saída	SIM
iunderflow	Controla vazão de subsuperfície	NÃO
ibubbler	Simula a formação de bolhas	NÃO
itemperature	Considera a temperatura como uma variável escalar transportável	SIM
isalinity	Considera a salinidade como uma variável escalar transportável	NÃO
idensity	Controla se a densidade é incluída na simulação	SIM
ijet	Controla descargas de água ou bombeamentos	NÃO
icaedym	Simula a qualidade da água	NÃO
inonhydrostatic	Utiliza aproximação não hidrostática na simulação	NÃO
icoriolis	Permite considerar o efeito da força Coriolis na latitude em estudo	SIM
iretention	Simula o tempo de retenção da água	SIM
ilaketide	Simula o efeito de marés	NÃO

Fonte: Produção do autor.

Tabela 3.7 - Parâmetros e coeficientes utilizados nas equações do modelo.

Parâmetro	Valor	Referência
Albedo para radiação de ondas longas	0,03	Henderson-Sellers (1986)
Coeficiente de arrasto do fundo (1 m)	0,001	Wüest e Lorke (2003)
Coeficiente de arrasto do vento	0,001	Hicks (1972)* ¹
Coeficiente de extinção da radiação fotossinteticamente ativa (PAR)	0,52 m ⁻¹	Embrapa (2013)* ²
Coeficiente de extinção da radiação na região do infravermelho próximo (NIR)	1 m ⁻¹	Hodges e Dallimore (2014a)
Coeficiente de extinção UVA	1 m ⁻¹	Hodges e Dallimore (2014a)
Coeficiente de extinção UVB	2,5 m ⁻¹	Hodges e Dallimore (2014a)
Coeficiente de transferência calor sensível	0,00143	Hicks (1972)* ¹
Coeficiente de transferência de calor latente	0,00143	Hicks (1972)* ¹
Difusividade	2,0 m ² .s ⁻¹	Assireu et al. (2013)
Refletividade dos sedimentos	0,9	Hodges e Dallimore (2014a)

*¹ Valores considerando a atmosfera neutra e vento medido a 10 m de altura.

*² Estimado pela profundidade de Secchi.

Fonte: Produção do autor.

Tabela 3.8 - Condições de inicialização utilizadas

Parâmetros	Inverno	Verão
Vazão (m^3s^{-1})* ²	150	395
Temperatura de entrada e saída ($^{\circ}\text{C}$)* ³	20,85	23,90
Nível em relação à cota máxima (m)	-10,73	-12,32
Temperatura do ar* ¹	DT	DT
Umidade Relativa* ¹	DT	DT
Pressão atmosférica* ¹	DT	DT
Radiação incidente* ¹	DT	DT
Cobertura de nuvens	0	0
Precipitação	0	0

*¹ DT, dia típico obtido por médias da série histórica coletada pelo SIMA.

*² Ver Seção 4.1.7.

*³ Média das temperaturas de todas as profundidades e de todos os perfis coletados na estação do ano considerada.

Fonte: Produção do autor.

3.3.11. Condição de vazão e ventos utilizada no *warm up* do modelo

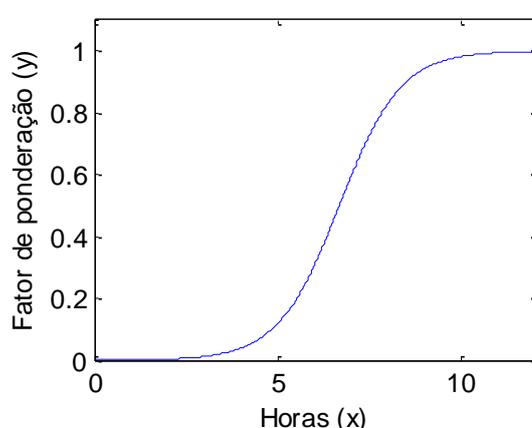
Para minimizar a geração de ondas na simulação em decorrência de um início abrupto, foi adotada uma inicialização gradual da velocidade do vento e das vazões. Dessa forma, foi parametrizada uma equação tangente hiperbólica de acordo com a Equação 3.10 e

Figura 3.12 para possibilitar uma inicialização suave nas primeiras dez horas de simulação. A equação parametrizada gera um fator de ponderação entre 0 e 1 para a coordenada y quando fornecemos valores de 0 a 10 na coordenadas x . Assim, as variáveis de vento e vazão podem ser ponderadas pelo valor y . Matematicamente, a função tangente hiperbólica de x é uma função ímpar com

domínio real e conjunto imagem no intervalo fechado entre $[-1,1]$, pois o limite da função quando x tende a $\pm\infty$ é $\{-1,1\}$. Assim foram adicionados fatores aditivos e multiplicativos a função base para obter a Equação 3.10.

$$y = \frac{1}{2} \left(\tanh \left(x \frac{6}{10} - 4 \right) + 1 \right) \quad (3.10)$$

Figura 3.12 – Função tangente hiperbólica.



Esta função foi ajustada para suavizar os dados de entrada no modelo de vazão e ventos nas primeiras 10 horas de simulação

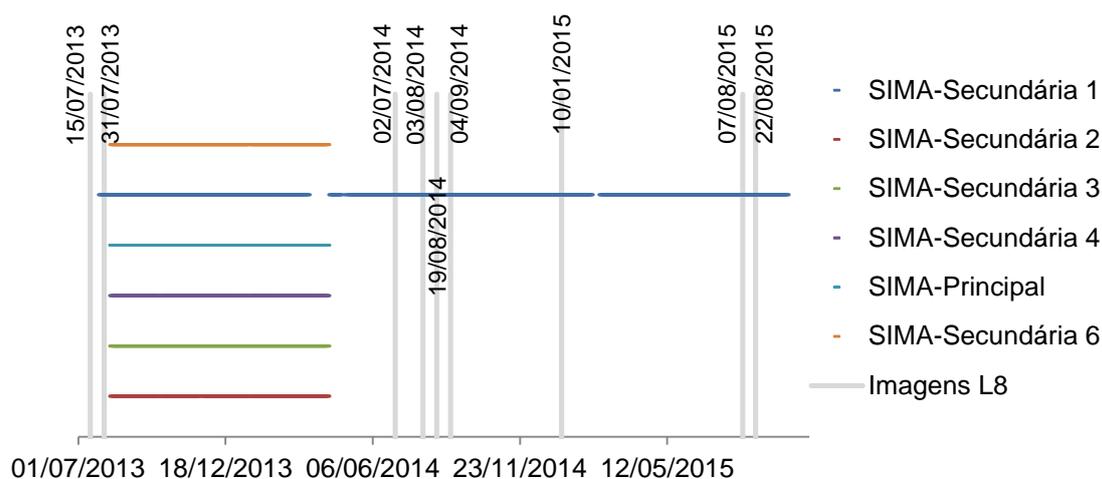
Fonte: Produção do autor.

3.3.12. Análise dos períodos de dados disponíveis nas estações

Foi realizado o levantamento dos dados disponíveis (Figura 3.13) tanto nas plataformas SIMA quanto das imagens de SR disponíveis desde o lançamento do Landsat 8 e do início de operação das plataformas SIMA em 2013 até setembro de 2015. Em relação às imagens de SR para o período de inverno, foram obtidas oito imagens em condição de céu limpo. Para o período de verão (que considera o primeiro trimestre de 2014 e de 2015), foi obtida apenas uma imagem livre da cobertura de nuvens na região de estudo. Os produtos dos sensores do Landsat 8 apresentam uma resolução espacial adequada para

estudos ambientais em uma escala mais refinada (30 metros), contudo há uma grande limitação para aquisição de dados em regiões tropicais em função da elevada cobertura de nuvens e do tempo de revisita do sensor que é de 16 dias.

Figura 3.13 – Períodos de dados disponíveis nas plataformas SIMA e em imagens de SR livres da cobertura de nuvens



Fonte: Produção do autor.

Em relação aos dados disponíveis nas plataformas SIMA, podemos observar na Figura 3.13 que apenas a plataforma principal apresenta dados nos dias em que também há disponível dados de SR. Além do mais, a plataforma principal é a única que realiza a coleta de dados meteorológicos; dessa forma esta plataforma foi utilizada para aquisição de dados e cálculo das médias para os dias típicos de verão e de inverno. As plataformas secundárias foram utilizadas apenas de forma auxiliar.

3.3.13. Métricas utilizadas para a avaliação dos resultados das modelagens

O desempenho das simulações para diferentes configurações de inicialização do modelo foi comparado pelo cálculo do Viés (Equação 3.11) e da Raiz do Erro Quadrático Médio (RMSE sigla em inglês para *Root Mean Square Error*) (Equação 3.12). Os perfis de temperaturas coletados em campo (ver Figura 3.5 para localização) foram tomados como referência em relação aos perfis simulados pelo modelo na mesma localização. Isto é, nos pontos de grade coincidentes com os pontos de amostragem.

$$\text{Viés} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^n (T - T_s) \quad (3.11)$$

$$\text{RMSE} = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^n (T - T_s)^2} \quad (3.12)$$

onde, N é o número de amostras utilizadas para a validação; T é a temperatura observada em campo e T_s é a temperatura simulada na modelagem.

4 RESULTADOS E DISCUSSÕES

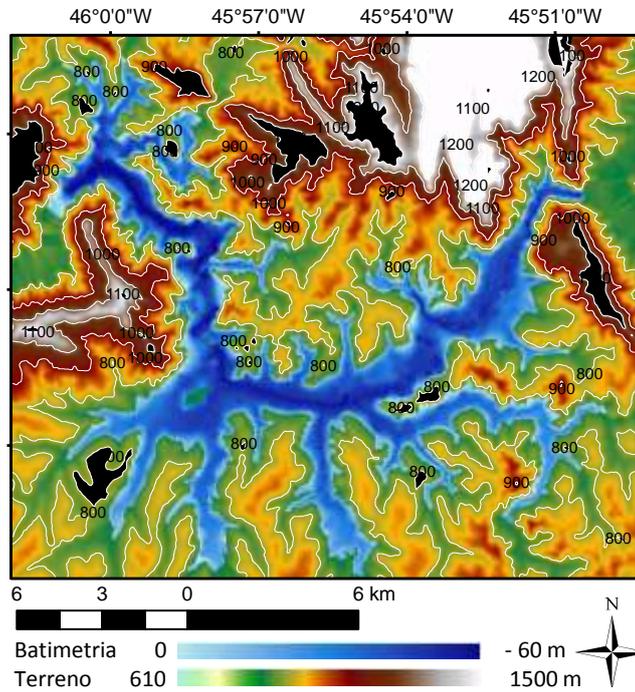
4.1.1. Batimetria

A batimetria é um dos parâmetros físicos determinantes para qualidade da modelagem hidrodinâmica, pois esta superfície determina os limites físicos da simulação. Suas características impõem limitação ao escoamento da água influenciando diretamente os campos de velocidades, os regimes de mistura e as regiões de estagnação (MARTIN; MCCUTCHEON, 1999).

O resultado da interpolação por krigagem pode ser observado na Figura 4.1 e na Figura 4.2, onde podemos observar que a calha do rio foi bem representada no processo amostragem e interpolação. Considerando que os dados ecobatimétricos foram coletados em períodos nos quais o nível do reservatório estava 10 metros abaixo do nível máximo, o uso de dados SRTM permitiu gerar uma superfície compatível com o nível máximo do reservatório.

O processo de validação cruzada consiste em remover um ponto observado do conjunto amostral e realizar uma interpolação com os demais pontos para prever o valor da superfície na localização onde o ponto amostrado foi removido, desse modo pode-se realizar a comparação entre o valor estimado e o valor observado para este ponto. Ao realizar a validação cruzada para todos os 185 mil pontos observados, foi obtido um RMSE de 1,15 metros que, ao ser normalizado pela profundidade máxima observada, resulta em um RMSE inferior a 1 % evidenciando uma interpolação de alta qualidade.

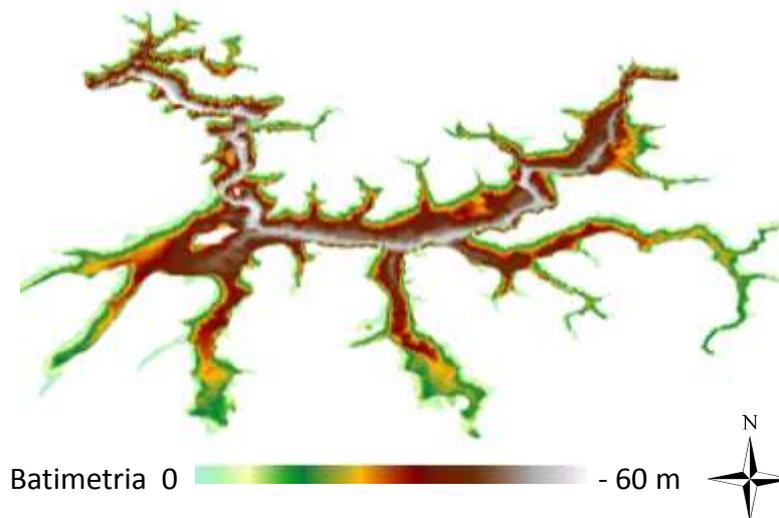
Figura 4.1 – Representação da batimetria na área de estudo.



Resultado da interpolação por krigagem com resolução horizontal de 30 metros. As profundidades estão indicadas na escala de cor escala azul variando de zero até sessenta metros com valores negativos indicando profundidade. A outra escala de cor representa a topografia da região tendo como referência a altitude acima do nível do mar, dados obtidos pela missão SRTM com reamostragem para resolução de 30 metros feita pelo projeto TOPODATA/INPE.

Fonte: Produção do autor.

Figura 4.2 – Representação tridimensional da batimetria.



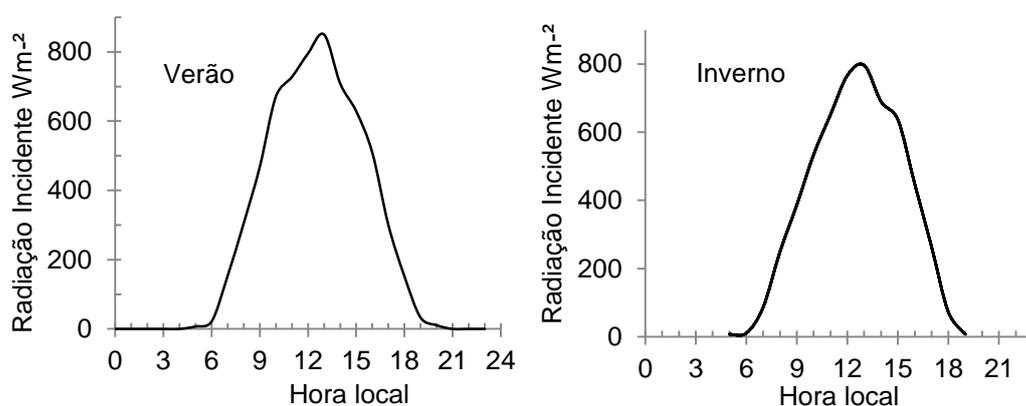
Podemos observar a delimitação da calha principal do Rio Grande em tons de branco. O processo de amostragem e interpolação resultou em uma superfície topográfica com bastantes detalhes tanto da calha do rio quanto dos braços do reservatório.

Fonte: Produção do autor.

4.1.2. Médias horárias para dias típicos de verão e inverno

Os dados meteorológicos médios para dias típicos de verão e inverno estão apresentados na Figura 4.3 para radiação incidente, na Figura 4.4 para temperatura do ar, na Figura 4.5 para umidade relativa do ar e na Figura 4.6 para pressão atmosférica.

Figura 4.3 – Radiação solar.

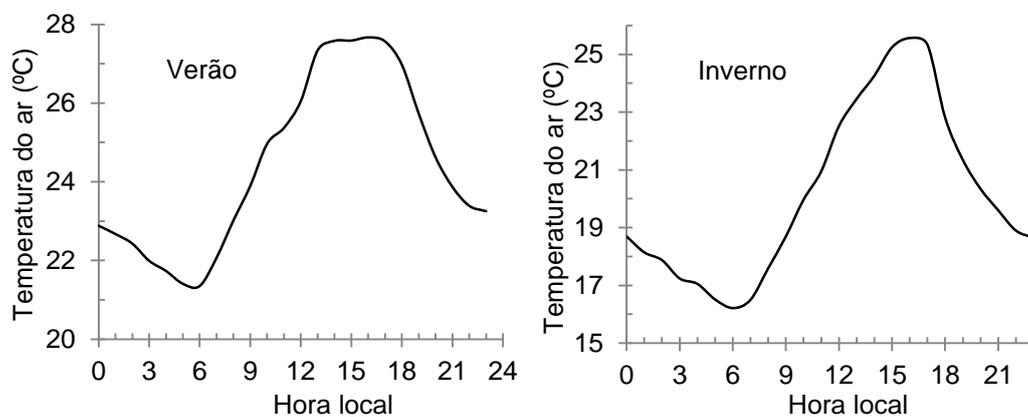


Fonte: Produção do autor.

A variação diária da temperatura do ar (Figura 4.4) está diretamente relacionada à incidência de energia solar na superfície da Terra e ao consequente aquecimento do solo e de corpos d'água. A temperatura do ar é mínima às 6 horas e máxima às 16 em ambos os cenários de verão e inverno, contudo, no verão valores próximos à temperatura máxima são observados desde 13 até 18 horas, enquanto no inverno este comportamento é menos acentuado ocorrendo de 15 até 17 horas (horário local). Observamos graficamente este comportamento pelos valores aproximadamente constantes próximos ao ponto de máximo. Nos dados de verão entre 10 e 11 horas observamos uma redução no coeficiente angular da reta que liga estes dois pontos; este comportamento é devido ao aumento da nebulosidade neste

horário, o que pode ser confirmado também pela redução da radiação solar medida em superfície neste mesmo horário.

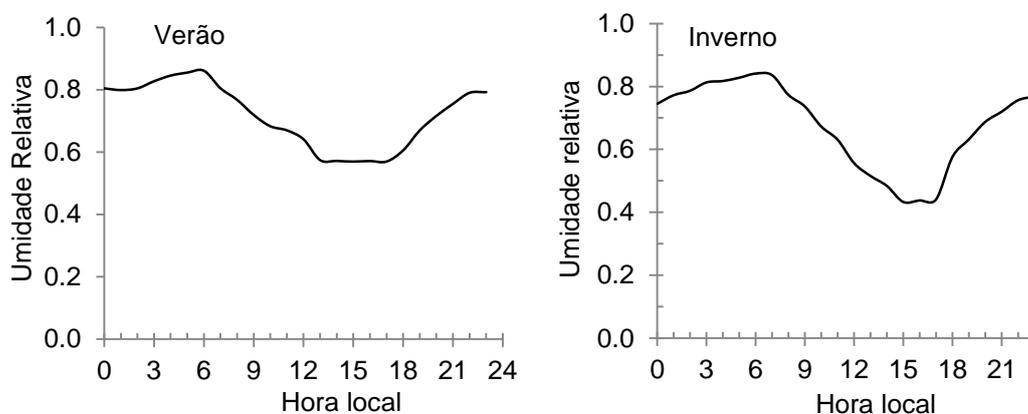
Figura 4.4 – Temperatura do ar.



Fonte: Produção do autor.

As variações da umidade relativa do ar (Figura 4.5) estão relacionadas com a pressão de vapor d'água e com a temperatura do ar apresentando uma defasagem de 180° , ou seja, quando a temperatura é máxima a umidade relativa é mínima, obedecendo às leis da termodinâmica. Para mais detalhes recomenda-se a leitura de Lorenzetti et al. (2015b).

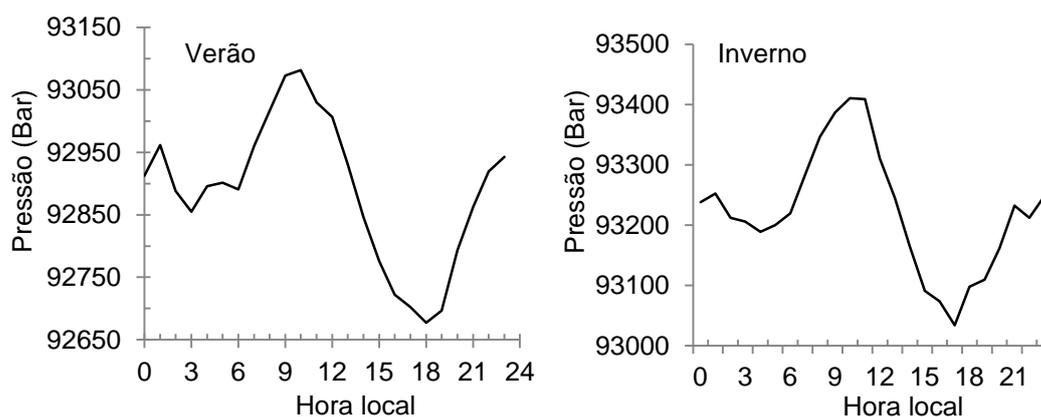
Figura 4.5 – Umidade relativa.



Fonte: Produção do autor.

Segundo Vianelo e Alves (2000), a pressão atmosférica (Figura 4.6) sofre influência de diversas circunstâncias apresentando variações verticais, horizontais, anuais e diárias. As variações verticais são derivadas do equilíbrio hidrostático onde a pressão é função da densidade do ar, da força da gravidade e da altura da coluna de ar. As variações anuais estão principalmente relacionadas às temperaturas do ar; no inverno temperaturas menores resultam em maior densidade do ar e conseqüentemente maiores valores de pressão, no verão o oposto é observado. As variações horizontais estão relacionadas ao aquecimento diferencial que gera movimentos convectivos com gradientes de pressão em superfície.

Figura 4.6 – Pressão atmosférica.



Fonte: Produção do autor.

As variações diárias são devidas a duas situações, uma delas refere-se à variação puramente local, sem influências externas, como se a região em análise estivesse sob o domínio de uma massa de ar estacionária. Neste caso, em 24 horas ocorre a chamada maré barométrica com dois picos, aproximadamente às 10 e 22 horas, e dois cavados próximo às 4 e 16 horas. Outra situação refere-se às mudanças no tempo meteorológico em razão de causas externas como chegadas de massas de ar de outras regiões e frentes frias. Dessa forma, o comportamento médio da pressão atmosférica para um

dia típico é dado principalmente em função da variação da temperatura do ar e da maré barométrica.

4.1.3. Campo de temperatura superficial da água obtido por SR

Após a correção atmosférica e a avaliação da qualidade dos pixels das imagens de SR, foram obtidos os campos de temperatura da superfície d'água para dias típicos de verão e inverno (Figura 4.7 e Tabela 4.1). Para o cenário de inverno o campo de temperaturas corresponde a média de 7 imagens, enquanto para o cenário de verão foi obtida apenas uma imagem livre da cobertura de nuvens. Em geral observa-se que a zona litoral e os braços secundários estão mais aquecidos do que o corpo principal do reservatório no horário de passagem do Landsat 8 (às 10h).

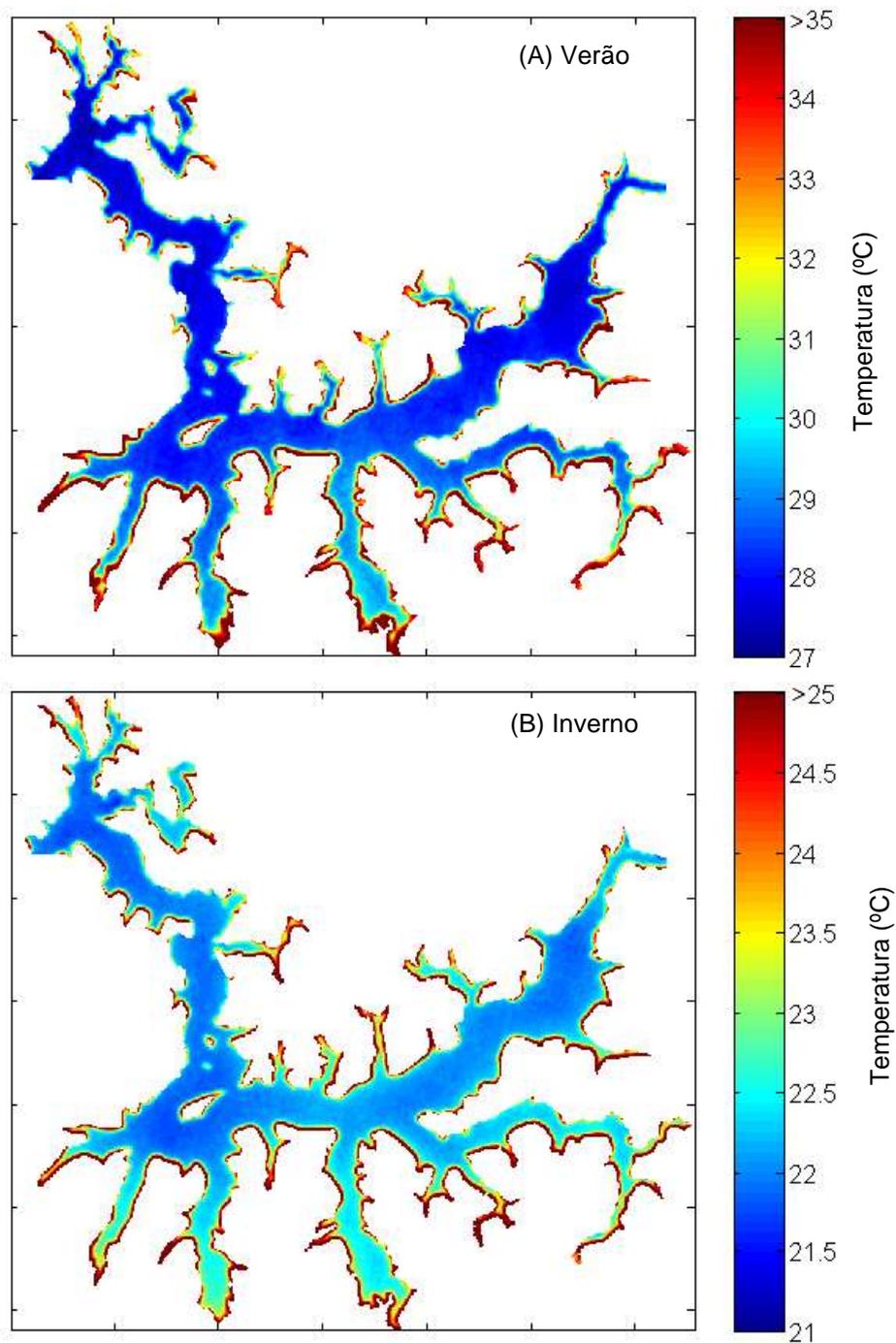
Monismith et al. (1990) discute que os braços do reservatório, por serem regiões mais rasas, são aquecidos rapidamente durante o dia apresentando temperaturas maiores que o corpo principal, enquanto que durante a noite se resfriam, atingindo temperaturas menores que o corpo principal. Este aquecimento e resfriamento diferencial gera um fluxo lateral entre a zona litoral e o corpo principal do reservatório. Observa-se ainda que as variações de temperatura ao longo do corpo principal são superiores a 0,5 °C, enquanto as temperaturas dos braços do reservatório são superiores a 1°C em relação ao corpo principal. As temperaturas da zona litoral, com profundidades de até 5 metros podem ser mais quentes de 12 a 6 °C no verão e no inverno, respectivamente. Estes resultados são coerentes com o trabalho de Coutinho (2015).

Tabela 4.1 - Estatísticas da temperatura de superfície nas imagens de verão e inverno.

Temperatura (°C)	Verão	Inverno
Média	30,3	23,1
Máxima	42,7	29,5
Mínima	26,9	21,5
Desvio padrão	2,7	1,3

Fonte: Produção do autor.

Figura 4.7 – Imagem de temperatura média de superfície do reservatório.



Notar que as escalas de cores são diferentes. Em geral, e nos períodos, nota-se a zona litoral e braços secundários mais aquecidos que o corpo principal.

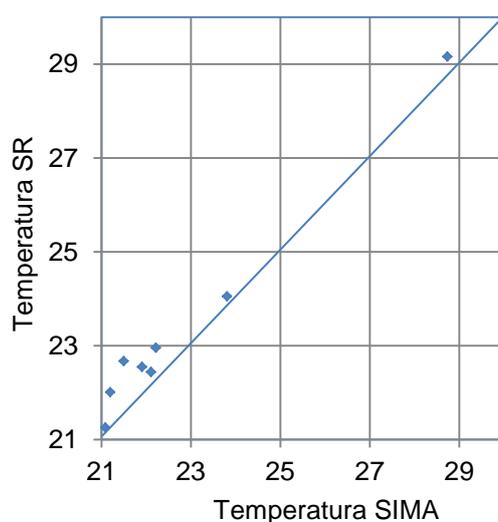
Fonte: Produção do autor.

4.1.4. Validação da correção atmosférica

A correção atmosférica realizada neste trabalho, de acordo com a metodologia apresentada por Barsi et al. (2003, 2005), mostrou-se eficiente. Para as imagens disponíveis no período analisado, após a correção atmosférica, obteve-se a temperatura de superfície em uma janela de 3x3 pixels centrada na posição da boia SIMA. Ao comparar a temperatura obtida por SR com os dados disponíveis pela plataforma SIMA (Tabela 4.2 e Figura 4.8) foi observado que a temperatura de SR é em média 0,57 °C mais quente.

Para cálculo do erro, foram utilizadas como referência as temperaturas coletadas a 0,5 m de profundidade às 10 horas da manhã, mesmo horário de passagem do satélite Landsat 8 na área de estudo. O uso dos dados SIMA a 0,5 m de profundidade é bastante representativo para temperatura de superfície, pois, com base nos dados coletados em campo no dia 31/03/2015 com a sonda YSI, a diferença de temperaturas entre a camada superficial e a camada de 0,5 m é aproximadamente 0,1 °C. Após esta validação, o erro médio de 0,57 °C foi subtraído do campo de temperaturas para dias típicos de verão e inverno antes de sua utilização na modelagem hidrodinâmica.

Figura 4.8 – Temperatura observada SIMA x temperatura estimada por SR.



Fonte: Produção do autor.

Tabela 4.2 - Temperatura observada SIMA x temperatura estimada por SR.

Imagem	Data	Temp. SIMA	Temp. SR (3x3)	Erro (SIMA – SR)
2013-212	31/07/2013	21.09	21.26	-0.17
2014-183	02/07/2014	22.22	22.96	-0.74
2014-215	03/08/2014	21.20	22.01	-0.81
2014-031	19/08/2014	21.50	22.67	-1.17
2014-247	04/09/2014	23.81	24.05	-0.24
2015-010	10/01/2015	28.74	29.16	-0.42
2015-218	07/08/2015	22.11	22.44	-0.33
2015-234	22/08/2015	21.91	22.55	-0.64
Média				-0.57

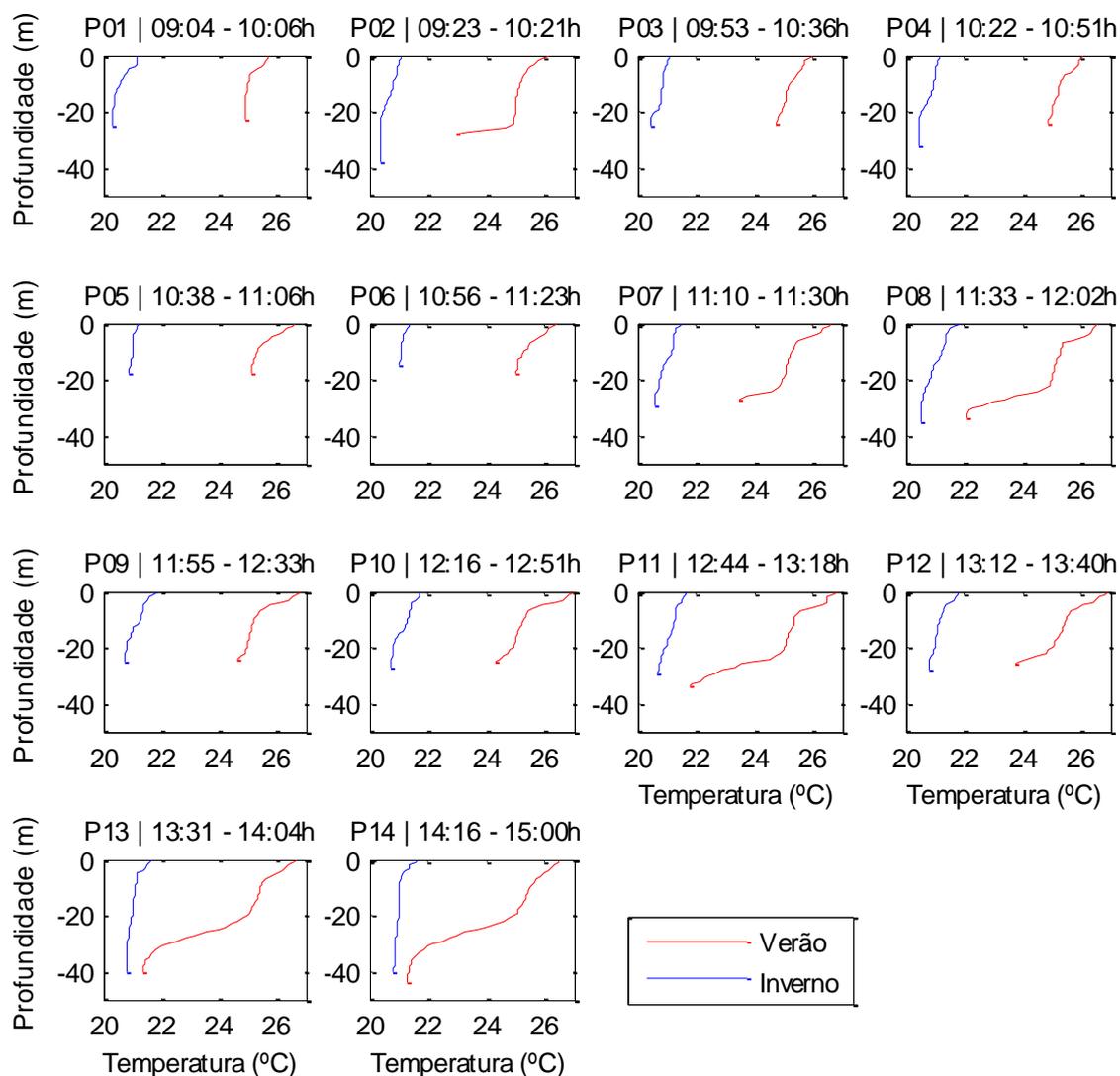
Fonte: Produção do autor.

4.1.5. Perfis no verão e no inverno

Nas campanhas de campo realizadas em 31/03/2015 e 21/07/2015 foram coletados dados de perfis na coluna d'água, permitindo observar a condição de mistura e estratificação em 14 pontos ao longo do corpo principal do reservatório (ver Figura 3.5 para localização dos pontos). Na Figura 4.9, podemos observar que no inverno o reservatório encontra-se quase completamente misturado, enquanto no verão há presença de uma forte estratificação, em média $0,2 \text{ }^{\circ}\text{Cm}^{-1}$ na região da termoclina. As coletas realizadas nos pontos 13 e 14 atingiram a profundidade máxima do reservatório; nestes pontos, destaca-se no verão a presença da termoclina na região entre 18 e 32 metros enquanto no inverno não há presença de termoclina.

Nos pontos 13 e 14, podemos observar que no verão há uma amplitude de aproximadamente 6 graus entre a temperatura de superfície e a temperatura de fundo, enquanto que no inverno esta amplitude não alcança $1 \text{ }^{\circ}\text{C}$. Do ponto 7 ao ponto 14, que corresponde às coletas no horário entre 11 e 14 horas, podemos observar no verão a formação de uma camada de mistura diurna bem desenvolvida com aproximadamente 5 metros, juntamente com a formação de uma termoclina diurna devido ao ciclo diário da radiação solar.

Figura 4.9 – Perfis coletados em campo



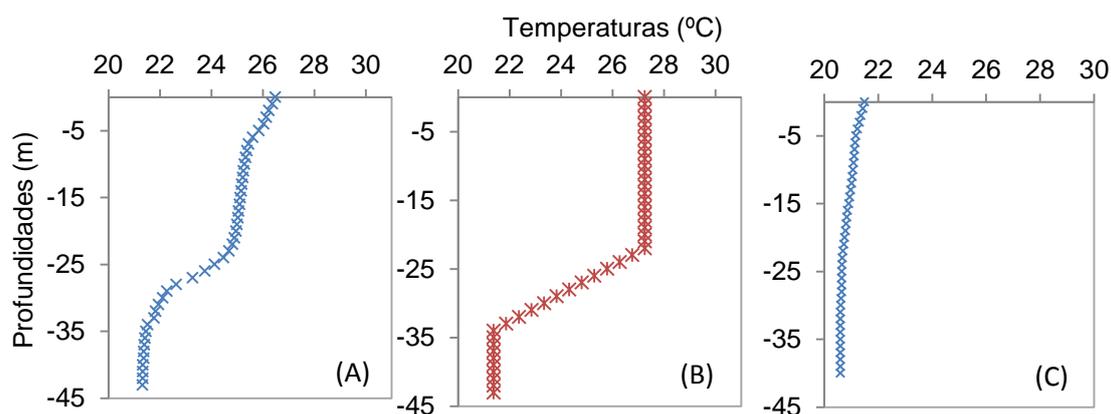
Coletas realizadas em 31/03/2015 (verão, linha vermelha) e 21/07/2015 (inverno, linha azul). No título de cada subgráfico há a indicação do ponto e horário de coleta primeiramente no inverno e posteriormente no verão. Observa-se que no inverno o reservatório encontra-se completamente misturado, enquanto no verão há presença de uma forte estratificação. Alguns pontos apresentam uma pequena diferença na profundidade máxima decorrente de descolamentos ocasionados pela deriva do barco em combinação com o erro máximo de 5 metros associado à precisão do GPS.

Fonte: Produção do autor.

4.1.6. Estimativa de perfil de temperatura d'água por composição dos dados de SR e dados de campo

Foram estimados 14 perfis de temperatura no período de verão de acordo com a metodologia descrita na seção 3.3.4. Para obter os parâmetros z_1 , z_2 e T_f foi utilizado o perfil de temperatura típico para o cenário de verão obtido pela média dos 14 perfis de temperatura coletados em campo no dia 31/03/2015 (Figura 4.10-A). O início e o final da termoclina (z_1 e z_2) foram definidos como a profundidade na qual ocorre a primeira e a última variação de $0,2\text{ }^\circ\text{C}$ por metro (CHOI; YOON, 2013). A temperatura T_s foi obtida por SR considerando a imagem de temperatura média para o período de verão conforme descrito na seção 4.1.3. No processo de validação da correção atmosférica aplicado nas imagens, foi identificada uma sobrestimativa da temperatura de superfície de $0,57\text{ }^\circ\text{C}$. Dessa forma, foi subtraído $0,57\text{ }^\circ\text{C}$ na temperatura (T_s) obtida por SR antes de proceder a estimativa dos perfis. Na Figura 4.10-B, podemos observar o perfil estimado no ponto 14 (ver localização na Figura 3.5).

Figura 4.10 – (A) Média dos 14 perfis coletados em 31/03/2015 (verão). (B) Perfil estimado no ponto 14. (C) Média dos 14 perfis coletados em 21/07/2015 (inverno).



Fonte: Produção do autor.

Para o período de inverno, foi construído um perfil típico (Figura 4.10-C) baseado na média dos 14 perfis de temperatura coletados em campo no dia 21/07/2015. No período de inverno, observa-se que a máxima variação de temperatura é 0,02 °C por metro de coluna d'água, e que a diferença entre a temperatura de superfície e a temperatura do fundo foi de 0,89 °C. Essa amplitude demonstra que, durante o inverno, a coluna d'água está completamente misturada. Dessa forma, para o período de inverno, adotou-se a temperatura de superfície como sendo representativa para toda a coluna d'água.

Os perfis gerados por esta metodologia, que emprega dados termais de satélite, certamente possui qualidade inferior aos perfis efetivamente amostrados *in situ*. Entretanto, a ideia aqui utilizada é a de que, a partir dos perfis médios *in situ* de verão e inverno para esse reservatório, podemos utilizar dados de temperatura de superfície coletados por satélite para gerar perfis sintéticos em períodos com ausência de dados *in situ*. O intuito é utilizar estes perfis sintéticos para caracterizar a estratificação no modelo hidrodinâmico.

4.1.7. Análise do vento

A partir dos dados de vento disponíveis na plataforma SIMA-Principal no período de 2013 a 2015, foram separados os dados dos períodos de inverno e verão de cada ano. Os valores de intensidade e direção do vento foram agrupados por horário de ocorrência. Optou-se por analisar os intervalos de 04 às 08 h, 10 às 14 h, 16 às 20 h e 22 às 02 h. A Figura 4.11 mostra o diagrama de intensidades, direções e frequência dos ventos, já com a declinação magnética corrigida para área de estudo.

Coutinho (2015) estudou a variabilidade do vento nesta mesma área de estudo ao comparar dados de três estações meteorológicas com a estação SIMA. Seus resultados sugerem que a ocorrência de ventos norte, frequente na estação SIMA e rara nas demais estações, pode estar relacionada à

canalização do vento pelo braço do reservatório onde está localizada a plataforma. A componente leste do vento está presente em todos os períodos analisados, fato naturalmente esperado devido à localização tropical e ao sistema de ventos de grande escala em superfície, predominantemente de leste (ventos alísios de leste). Coutinho (2015) destaca que o vento apresenta uma natureza pulsante, podendo apresentar uma calmaria poucos segundos após uma rajada, diferenciando o vento instantâneo medido de forma não simultânea em alguns pontos do reservatório. Este autor recomenda que a abordagem mais adequada na análise da variabilidade do vento é por meio de médias temporais e estatísticas descritivas.

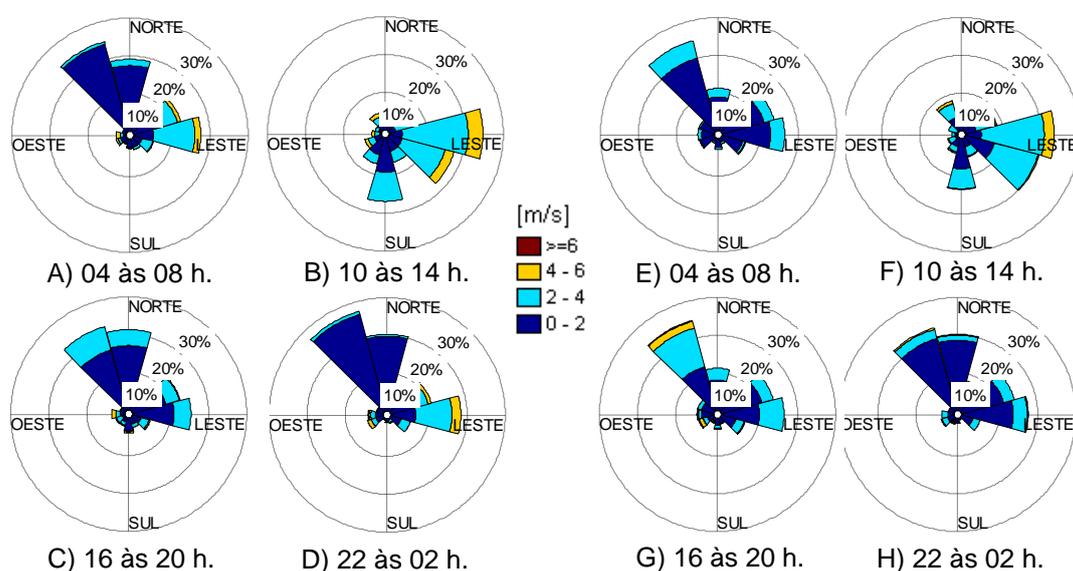
Neste trabalho, o intuito de estudar a variabilidade do vento é definir condições típicas para cenários de verão e inverno para posterior uso como forçante meteorológica nas simulações hidrodinâmicas. Idealmente, para que houvesse uma boa descrição do campo de ventos sobre o reservatório, seria necessário realizar medições simultâneas em diferentes pontos que contemplassem tanto o corpo principal quanto os braços do reservatório. Como estas medições não são viáveis de forma logística e financeira, uma possível abordagem seria o uso de dados de sensoriamento remoto para obtenção do campo de ventos sobre a superfície da água, tal como é feito sobre os oceanos.

Existem duas principais formas de estimar o vento na superfície da água a partir de sensoriamento remoto: por escaterômetros ou por radares de abertura sintética (SAR, sigla em inglês para *Synthetic Aperture Radar*). Ambos enviam pulsos eletromagnéticos na região de micro-ondas à superfície da Terra e medem a potência retroespalhada devido à rugosidade da superfície, que é altamente correlacionada com o vento.

A principal limitação destes sistemas é a sua resolução espacial na faixa de 12,5 km (*Quick Scatterometer* - QuickSCAT) a 50 km (*Advanced Scatterometer* - ASCAT) para os escaterômetros. Um escaterômetro de multi-frequência, como o *Extended Ocean Vector Winds Mission* (XOVWM) recomendado pela

National Academy of Science, pode no futuro oferecer uma resolução espacial de 3 a 6 km com seis horas de revisita (FREEMAN et al., 2010). Os sistemas SAR também podem ser utilizados para estimativa de vento apresentando resolução mais refinada que 1 km (LIN et al., 2008), porém segundo Freeman et al. (2010), dados SAR têm sido subutilizados para obtenção de vento, em parte, por consequência da dificuldade em determinar a direção do vento além de sua limitada faixa de imageamento.

Figura 4.11 – Distribuição da frequência, intensidade e direção do vento.



Cenário de inverno: A) 04 às 08 h, B) 10 às 14 h, C) 16 às 20 h, D) 22 às 02 h. Cenário de verão: E) 04 às 08 h, F) 10 às 14 h, G) 16 às 20 h, H) 22 às 02 h. As direções representam de onde o vento sopra e estão divididas em intervalos de 30 graus; as frequências podem ser observadas nas porcentagens indicadas no gráfico e as intensidades estão representadas pela escala de cores conforme a legenda.

Fonte: Produção do autor.

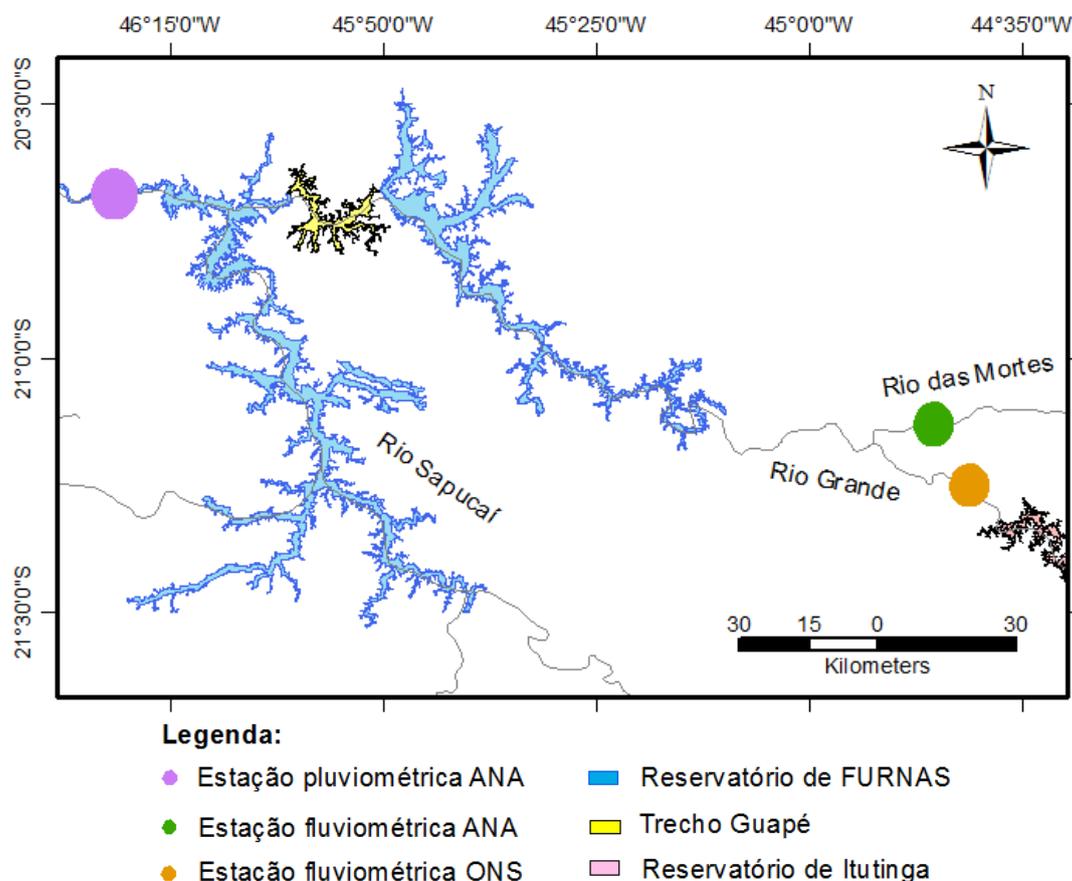
Tendo em vista que: 1) não há disponibilidade de dados de vento em estações meteorológicas com distribuição espacial que permita representar a heterogeneidade do campo de vento sobre o reservatório, 2) o uso de dados SAR está fora do escopo deste trabalho devido à sua complexidade de

aquisição de dados em resolução compatível, e finalmente, 3) que o uso de dados de vento com grande fonte de incerteza pode prejudicar a análise dos resultados do modelo, optou-se por realizar simulações no modelo ELCOM com ventos de leste constantes em 4 m/s.

4.1.8. Estimativa das vazões típicas de verão e inverno

A região de Guapé possui dois principais afluentes que contribuem para a vazão no local (Figura 4.12), sendo eles: o rio das Mortes (estação ANA 61135000), que é um grande tributário do Grande, e o próprio rio Grande após o barramento de Itutinga, cuja a série histórica de vazões foi obtida no Sistema de Acompanhamento de Reservatórios (SAR/ANA).

Figura 4.12 – Localização das estações fluviométricas utilizadas no estudo da média das vazões afluentes à região de estudo



Fonte: Produção do autor.

Para a estação do rio das Mortes, havia dados disponíveis de janeiro de 1990 a dezembro de 2010; para os dados disponibilizados pelo SAR/ANA o período analisado foi de janeiro de 1990 a junho de 2015. A vazão típica para os períodos de verão e inverno no trecho de estudo foi obtida primeiramente somando as vazões encontradas nas duas estações e, posteriormente, fazendo a média para os meses de verão e inverno, cujos resultados foram $395 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ e $150 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$, respectivamente.

4.1.9. Resultados das simulações hidrodinâmicas

Foram realizadas cinco simulações considerando cenários de verão e inverno, que se subdividem de acordo com a indicação da Tabela 4.3. Para todas as simulações, os dados meteorológicos utilizados como forçantes são dados médios para dias típicos de verão e inverno utilizando-se os valores horários dos parâmetros meteorológicos SIMA (temperatura do ar, umidade relativa do ar, pressão atmosférica e radiação solar de ondas curtas, ver detalhes na seção 4.1.2). A direção e intensidade do vento foram consideradas constantes conforme a análise de frequência descrita na seção 4.1.7.

As vazões de entrada e saída também são típicas e foram assumidas como constante durante o período de simulação. Assim como, a temperatura de entrada e saída correspondem ao valor médio das temperaturas medidas em cada profundidade utilizando todos os perfis coletados em campo na estação do ano considerada (Tabela 3.8). As configurações do modelo utilizadas nas simulações estão descritas na seção 3.3.10 e não foram alteradas nos cenários simulados.

O que diferencia cada uma das cinco simulações são as diferentes configurações de estratificação que foram estabelecidas como condição inicial do modelo. Cada uma das simulações possui uma sigla conforme a Tabela 4.3 e logo após esta tabela há uma descrição de cada condição inicial de estratificação. Os cenários típicos de verão e inverno foram simulados por 30 dias e os resultados de cada simulação estão discutidos nas seções seguintes.

Tabela 4.3 – Resumo das simulações realizadas e suas respectivas siglas

Cenário	Sigla	Descrição da condição inicial de temperatura
Verão	1) V-CSR	Uso do campo superficial de temperatura médio e típico de verão obtido por satélite.
	2) V- CP-SR	Uso da temperatura de superfície média e típica de verão obtida por satélite para estimar perfis na coluna d'água.
	3) V-SSR	Homogênea em 23,90 °C.
Inverno	4) I-CSR	Uso do campo superficial de temperatura médio e típico de inverno obtido por satélite.
	5) I-SSR	Homogênea em 20,85 °C.

Fonte: Produção do autor.

1) V-CSR: Nesta simulação, o campo superficial de temperaturas da água foi derivado por satélite conforme a metodologia apresentada nas seções 3.3.6 e 3.3.7, cujo resultado se encontra apresentado na seção 4.1.3 e validado na seção 4.1.4. Para esta simulação, o campo superficial de temperaturas é replicado nas demais camadas do modelo desde a superfície até o fundo do reservatório. Como será apresentada nas seções seguintes, essa abordagem superestima as temperaturas simuladas.

2) V- CP-SR: Sabendo que a primeira simulação (V-CSR) superestima as temperaturas simuladas, utilizamos a metodologia descrita na seção 3.3.4 e exemplificada na seção 4.1.6 para estimar um perfil de temperaturas utilizando a temperatura superficial obtida por satélite, conforme apresentado nas seções 4.1.3 e 4.1.4. Esta abordagem permite uma condição inicial de estratificação mais próxima à realidade de campo, conforme será apresentado nas seções seguintes.

3) V-SSR: Nesta simulação, a temperatura inicial de todo o corpo d'água no reservatório foi considerada homogênea com o valor de 23,90 °C. Da mesma forma que foi definida a temperatura da vazão de entrada, este valor corresponde a temperatura média na coluna d'água, obtido pela média dos valores de temperatura em todas as profundidades e utilizando todos os 14 perfis coletados em campo no dia 31/03/2015.

4) Nesta simulação, o campo superficial de temperaturas da água foi derivado por satélite conforme a metodologia apresentada nas seções 3.3.6 e 3.3.7, cujo resultado se encontra apresentado na seção 4.1.3 e validado na seção 4.1.4. Para esta simulação, o campo superficial de temperaturas é replicado nas demais camadas do modelo desde a superfície até o fundo do reservatório. Como será apresentada nas seções seguintes, essa abordagem superestima as temperaturas simuladas.

5) I-SSR: Nesta simulação, a temperatura inicial de todo o corpo d'água no reservatório foi considerada homogênea com o valor de 20,85 °C. Da mesma forma que foi definida a temperatura da vazão de entrada, este valor corresponde a temperatura média na coluna d'água, obtido pela média dos valores de temperatura em todas as profundidades e utilizando todos os 14 perfis coletados em campo no dia 21/07/2015.

4.1.9.1. Cenário de Verão

O uso do campo de temperatura superficial obtido por sensoriamento remoto como dado de entrada (Cenário V-CSR) faz com que o modelo superestime a temperatura da água nos primeiros dias de simulação. Uma vez que é fornecido o campo superficial de temperaturas (neste estudo, entre 27 e 28 °C), o modelo ELCOM replica essa informação para as demais camadas em sub-superfície. Dessa forma, o conteúdo de calor aplicado como condição inicial no reservatório nos primeiros dias de simulação é muito maior do que o conteúdo de calor esperado em uma condição normal, onde as temperaturas da água na superfície e no fundo são em média respectivamente, 27 e 21 °C para o período de verão.

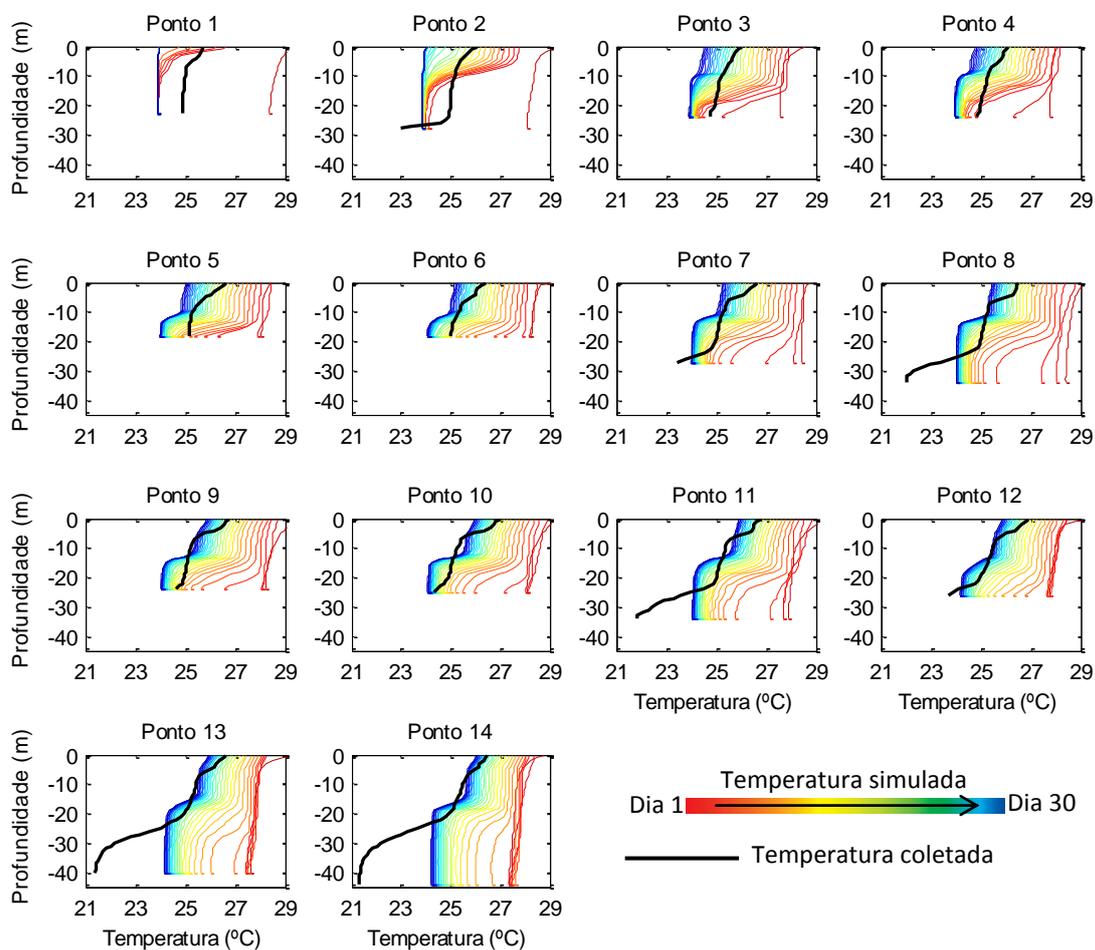
A partir dos resultados da simulação, foram extraídos perfis de temperatura para as 14 posições de coleta de dados *in situ*. A evolução temporal desses perfis foi então comparada com os dados coletados em campo (Figura 4.13) no dia 31/03/2015 (ver Figura 3.5 para localização dos pontos). Como os perfis de campo foram coletados em horários distintos, foi utilizado o critério de que os

perfis *in situ* coletados até o meio dia (horário local) foram comparados com os resultados do modelo sempre às 11 h (horário local). Após o meio dia, foram considerados os resultados do modelo sempre às 13 h (horário local).

O ponto 1 (Figura 4.13) é o que apresenta menor variabilidade dentro do período de simulação, pois seu comportamento é dominado pela temperatura de 23,90 °C utilizada como forçante para entrada da vazão de 395 m³s⁻¹ na área de estudo. Os demais pontos têm o comportamento dominado pelas trocas de calor com a atmosfera, que são mais intensas nos primeiros 10 dias de simulação, haja vista a grande quantidade de calor armazenada na coluna d'água, fazendo com que haja um forte gradiente de temperatura entre a camada superficial da água e a atmosfera.

Após 10 dias de simulação, as trocas de calor de superfície são suficientes para resfriar a água até temperaturas mais próximas das encontradas em campo. Percebe-se que na região do epilímnio o modelo consegue reproduzir a estratificação térmica do corpo d'água. Contudo, observando principalmente os pontos 13 e 14 (mais profundos), nota-se uma termoclina menos desenvolvida e que a região do hipolímnio não pôde ser reproduzida. Este fato também é decorrente da temperatura de entrada da água (23,90 °C) definida como condição de inicialização. Esta água, por ser mais fria do que o restante do reservatório e, portanto mais densa, se propaga pelo fundo como um “rio submerso”. A Figura 4.14 mostra a evolução do perfil de temperaturas em uma seção longitudinal de montante à jusante da área de estudo, mostrando o avanço dessas águas pelo fundo do reservatório.

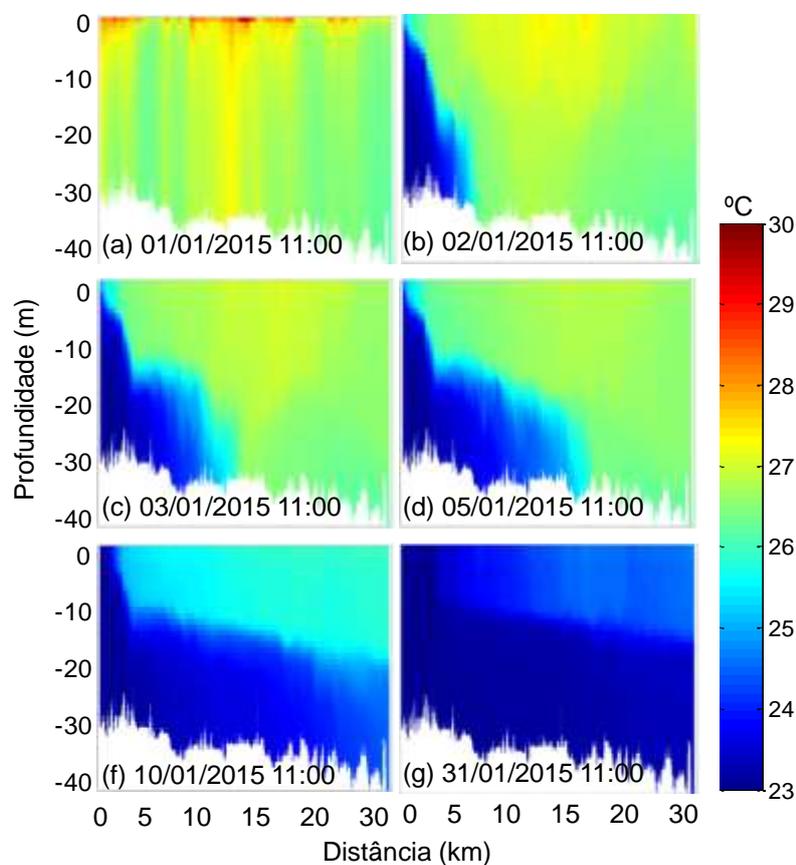
Figura 4.13 – Cenário V-CSR, evolução temporal dos perfis simulados pelo modelo ELCOM.



Os perfis obtidos em campo entre 9 e 12 h foram comparados com os resultados da simulação às 11 h. Os perfis obtidos em campo entre 12 e 15 h foram comparados com os resultados da simulação às 13 h. Horário local. A temperatura coletada refere-se à coleta de dados em campo no dia 31/03/2015. Notar que a temperatura simulada no fundo para todos os 14 pontos tende para 23,90 °C, dada pela condição da temperatura do fluxo de entrada.

Fonte: Produção do autor.

Figura 4.14 – Cenário V-CSR, evolução do perfil de temperaturas em uma seção longitudinal desde montante à jusante da área de estudo.



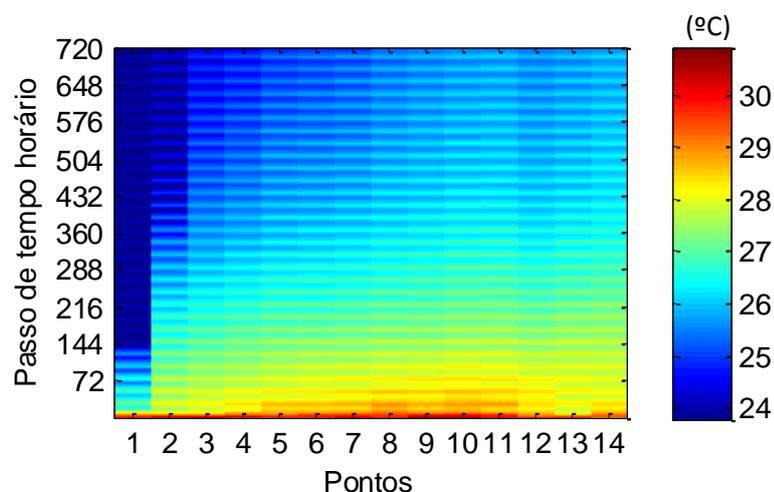
Podemos observar um “rio submerso” com água mais fria e densa se propagando pelo fundo do reservatório. Horário local. No eixo horizontal, a distância 0 km corresponde à montante da área de estudo, assim como 30 km corresponde à jusante.

Fonte: Produção do autor.

Ao construir um diagrama de Hovmoller para temperatura de superfície do reservatório (Figura 4.15), podemos observar o deslocamento de uma pluma de água quente de leste para oeste, ou seja, do ponto 1 localizado à montante ao ponto 14 localizado à jusante, respectivamente. Este fato é devido principalmente à ação dos ventos de leste que induzem a formação de uma corrente superficial na direção observada. Na primeira hora de simulação, a

camada superficial está aquecida devido ao uso de dados de SR como forçante da simulação. No decorrer das horas podemos notar um resfriamento da camada superficial, apesar de haver oscilações diárias de aquecimento e resfriamento devido à ação da radiação solar.

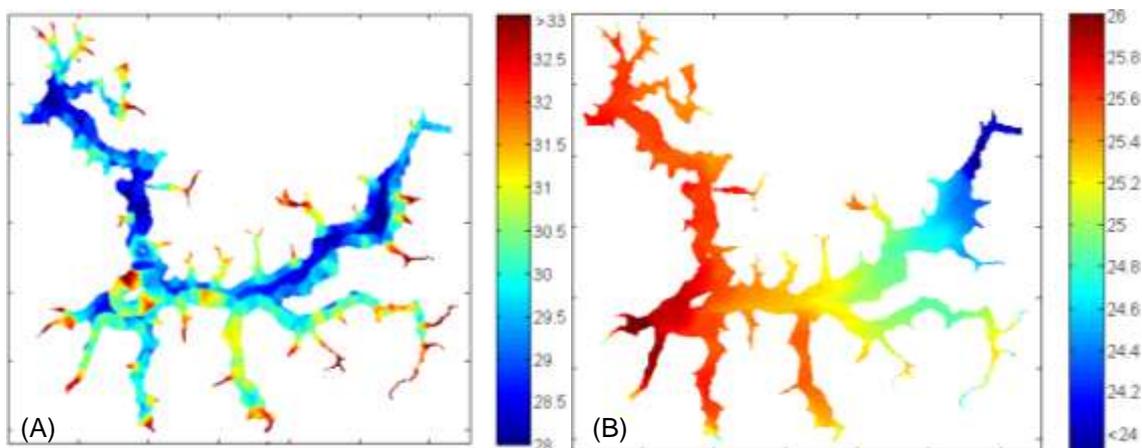
Figura 4.15 – Cenário V-CSR, diagrama de Hovmoller para temperatura de superfície do reservatório.



Podemos observar o deslocamento de uma pluma de água quente de leste para oeste, ou seja, do ponto 1 localizado à montante ao ponto 14 localizado à jusante, respectivamente.

Fonte: Produção do autor.

Figura 4.16 - Cenário V-CSR, campo superficial de temperaturas.



(A) Condição uma hora após início da simulação, às 11h hora. (B) Resultado após 30 dias de simulação, às 10h. A simulação foi iniciada às 10 horas da manhã, portanto o primeiro resultado disponível é as 11h e o ultimo resultado disponível é as 10h. Horário local.

Fonte: Produção do autor.

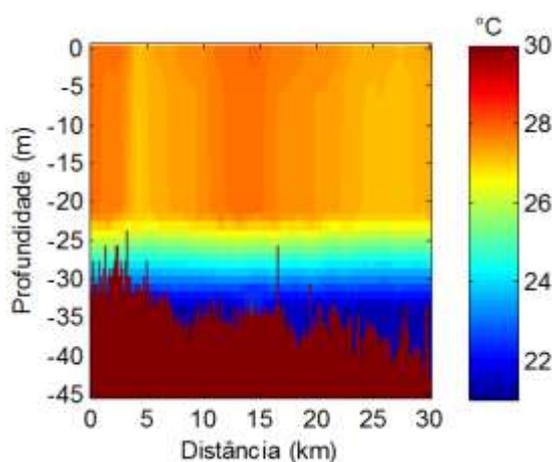
No cenário V-CSR, ao inicializar o modelo com o campo superficial de temperaturas da Figura 4.7-A podemos observar que, após uma hora de simulação, os processos de mistura modificam o padrão do campo de temperaturas (Figura 4.16-A). Em geral, notamos que esta condição inicial representa a realidade encontrada em campo, com a zona litoral mais aquecida do que o corpo principal, favorecendo o desenvolvimento de um gradiente de densidade.

No final da simulação, notamos a zona litoral levemente mais aquecida do que o corpo principal (Figura 4.16-B). Esse comportamento é decorrente do horário no qual o resultado do modelo foi extraído (às 10h), pois devido a ausência da cobertura de nuvens durante o período noturno, os fluxos de calor sensível resfriam a superfície do reservatório.

Os dados obtidos por SR fornecerem uma boa representação boa do campo de temperaturas de superfície. Porém, uma vez observado que modelo ELCOM replica os dados superficiais para as demais camadas, buscou-se construir perfis sintéticos a partir de dados de SR para serem utilizados como condição inicial da simulação (Cenário V-CP-SR).

A utilização de perfis de temperatura é a forma mais recomendada para inicializar o modelo ELCOM (comunicação via e-mail em 08/10/2015 com Dr. Chris Dallimore, principal responsável pelo desenvolvimento do ELCOM). Nesse caso, o modelo interpola os demais pontos da grade pelo método do inverso do quadrado da distância entre os perfis fornecidos. Verificou-se que esta abordagem contribui para tornar as condições iniciais de estratificação vertical (Figura 4.17) e horizontal (Figura 4.19) no modelo mais próximas às condições encontradas em campo.

Figura 4.17 – Cenário V-CP-SR, perfil longitudinal de temperaturas na primeira hora de simulação.



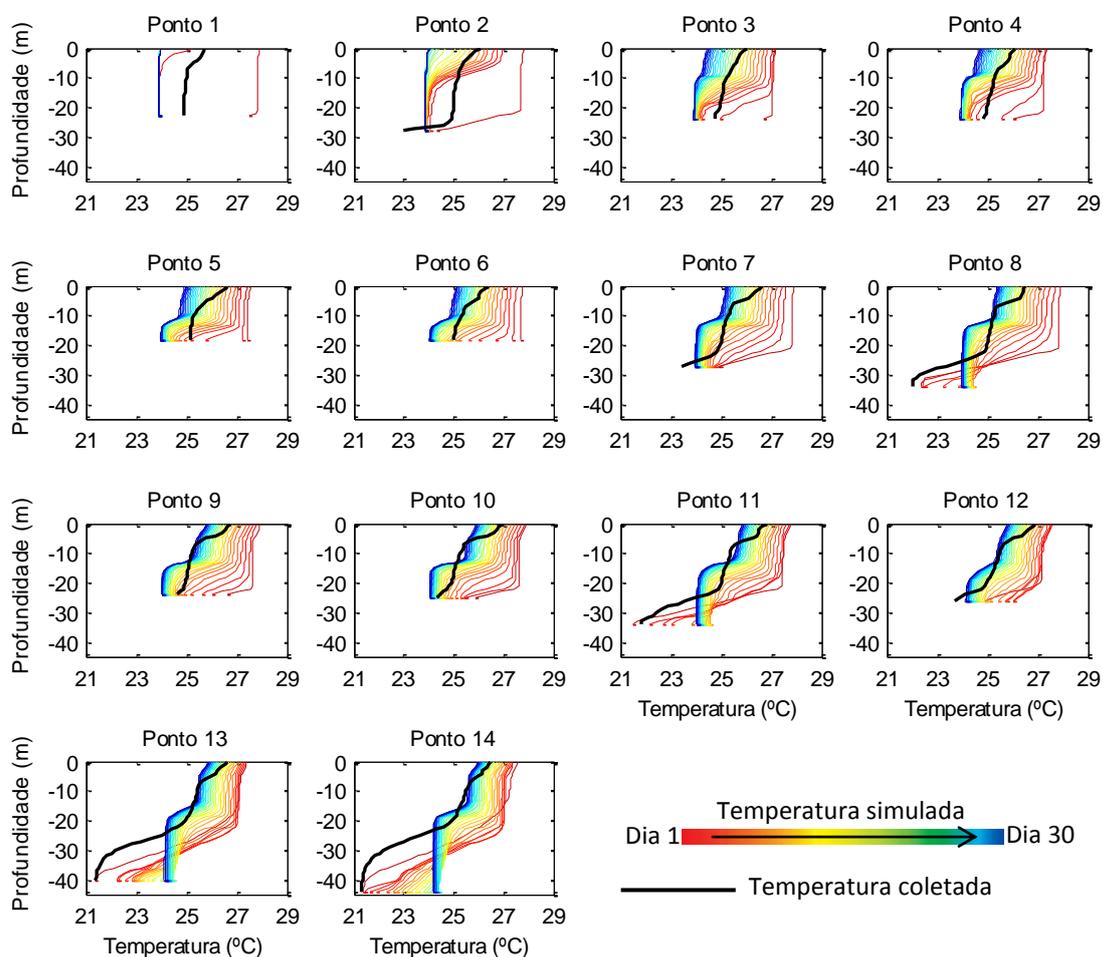
Nota-se a presença da estratificação térmica imposta pelos perfis sintéticos utilizados como condição inicial para simulação. A distância referida no eixo horizontal é medida a partir do ponto 1 desde montante à jusante da área de estudo. A camada de cor marrom escuro indica o fundo do reservatório.

Fonte: Produção do autor.

Conforme descrito na seção 3.3.4, a construção dos perfis sintéticos considera a temperatura de superfície obtida por SR como homogênea na região do epilímnio. Assim como as temperaturas do hipolímnio, também são consideradas homogêneas e foram adotadas como sendo 21,39 °C, correspondendo à temperatura coletada em campo (31/03/2015). A região do metalímnio possui temperaturas variando linearmente pelo ajuste de uma função entre as temperaturas do epilímnio e hipolímnio.

Em especial nos pontos 8, 11, 13 e 14 (Figura 4.18), por serem mais profundos, observamos que nos primeiros dias de simulação a temperatura do hipolímnio começa a aumentar ao passo que a do epilímnio começa a diminuir. A explicação reside no fato da região do epilímnio conter uma grande quantidade de calor em função do uso da temperatura obtida por SR, ao passo que a região hipolímnio possui uma temperatura cerca de 5° C mais baixa que o epilímnio. Desse modo, os processos hidrodinâmicos de circulação permitem a mistura dessas camadas aumentando as temperaturas do hipolímnio, ao passo que resfria o epilímnio juntamente com os processos de troca de calor entre a superfície e a atmosfera. Após aproximadamente 10 dias de simulação, a vazão de entrada na região de estudo domina por completo o escoamento de fundo (Figura 4.14).

Figura 4.18 – Cenário V-CP-SR, evolução temporal dos perfis simulados pelo modelo ELCOM.



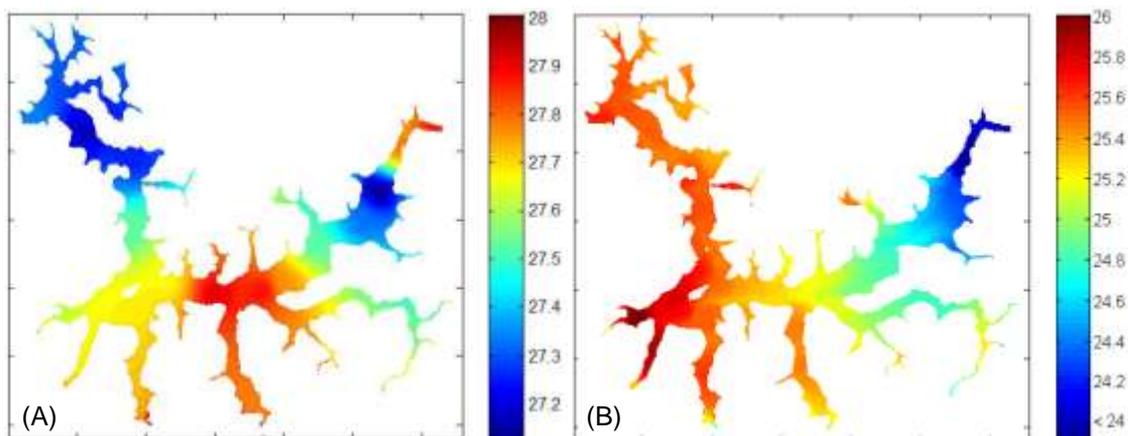
Os perfis obtidos em campo entre 9 e 12 h foram comparados com os resultados da simulação às 11 h. Os perfis obtidos em campo entre 12 e 15 h foram comparados com os resultados da simulação às 13 h. Horário local. A temperatura coletada refere-se à coleta de dados em campo no dia 31/03/2015. Notar que a temperatura simulada no fundo para todos os 14 pontos tende para 23,90 °C, dada pela condição da temperatura do fluxo de entrada.

Fonte: Produção do autor.

Por outro lado, a variação horizontal das temperaturas, agora determinada pela interpolação pelo método do inverso do quadrado da distância entre os perfis

sintéticos, resulta em um gradiente horizontal de temperaturas que no decorrer da simulação torna-se similar a imagem de temperaturas obtida por SR. No final da simulação (Figura 4.19-B), é possível observar esta similaridade, onde destaca-se a zona litoral mais aquecida que o corpo principal.

Figura 4.19 - Cenário V-CP-SR, campo superficial de temperaturas.

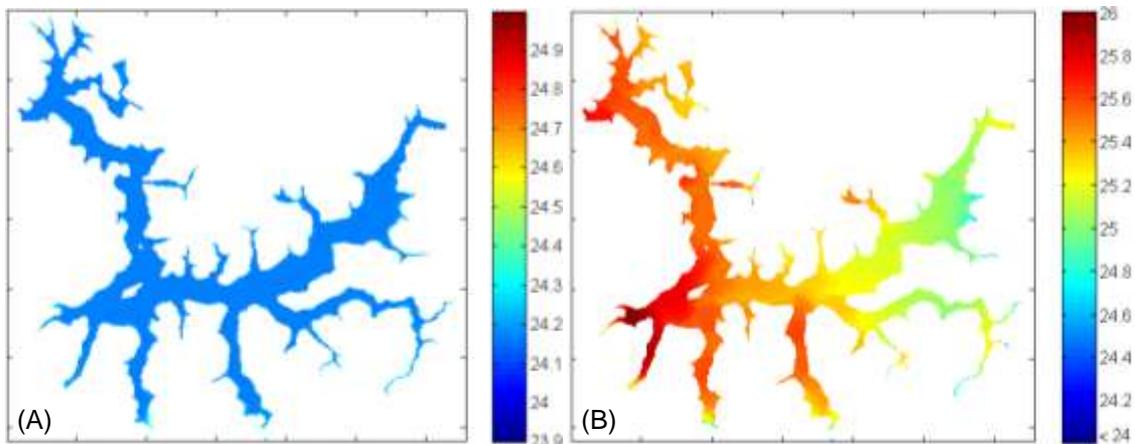


(A) Condição uma hora após início da simulação, às 11 h hora. (B) Resultado após 30 dias de simulação, às 10 h. A simulação foi iniciada às 10 horas da manhã, portanto o primeiro resultado disponível é as 11 h e o ultimo resultado disponível é as 10 h. Horário local.

Fonte: Produção do autor.

Uma terceira simulação para o cenário de verão foi realizada, porém, sem uso de dados de SR (Cenário V-SSR). Nesse, caso o modelo foi iniciado considerando a temperatura da água como homogênea em todos os pontos de grade (Figura 4.20-A). A temperatura de 23,90 °C utilizada, corresponde à média dos perfis das temperaturas coletadas em campo desde a superfície até o fundo do reservatório. Nessa simulação o reservatório possui uma temperatura da água inferior à temperatura do ar. Dessa forma, durante o dia a incidência da radiação solar e o fluxo de calor sensível se adicionam no aquecimento do reservatório.

Figura 4.20 - Cenário V-SSR, campo superficial de temperaturas.

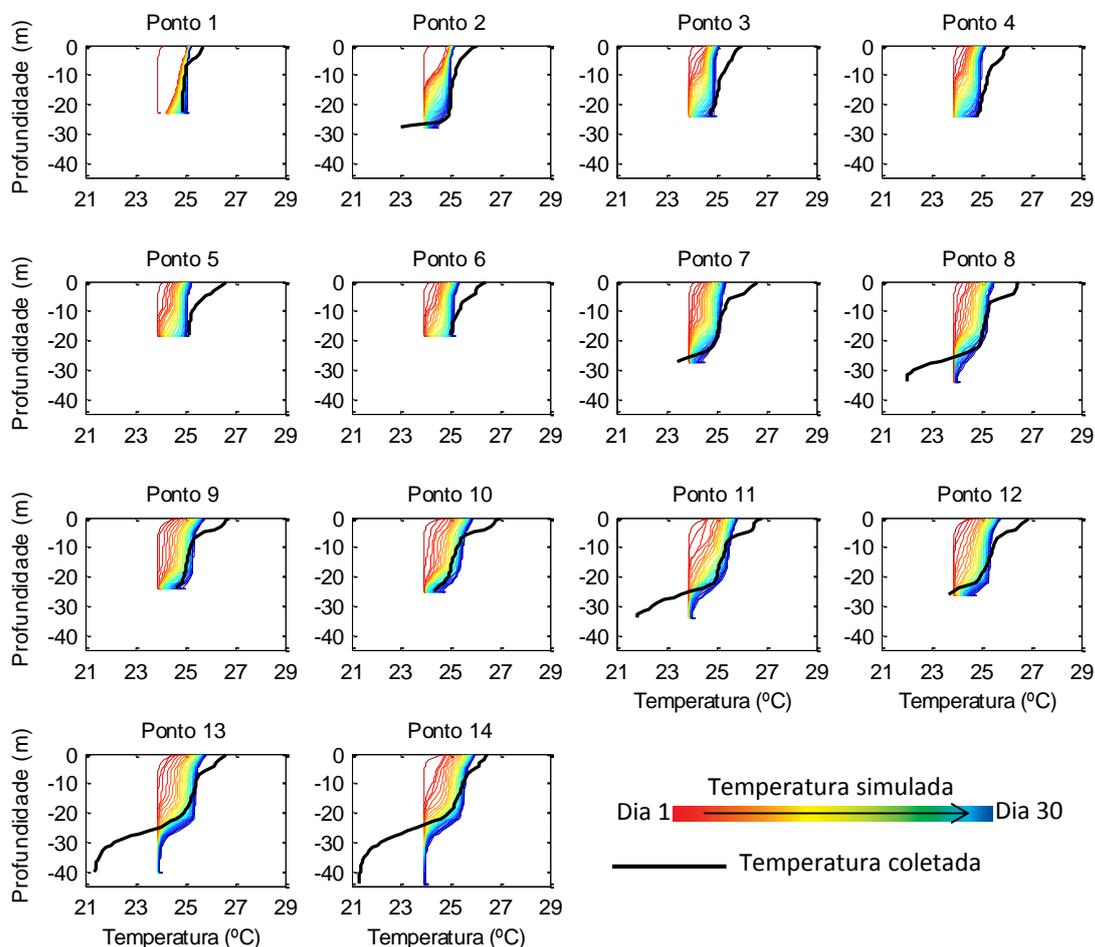


(A) Condição uma hora após início da simulação, às 11h hora. (B) Resultado após 30 dias de simulação, às 10h. A simulação foi iniciada às 10 horas da manhã, portanto o primeiro resultado disponível é as 11h e o ultimo resultado disponível é as 10h. Horário local.

Fonte: Produção do autor.

Durante a noite, os fluxos de calor sensível resfriam o reservatório, pois, a temperatura do ar é inferior a 23 °C (Figura 4.4). Nos demais pontos da Figura 4.21, observa-se que no final da simulação as temperaturas do epilímnio estão bem próximas das temperaturas observadas em campo. Mais uma vez a vazão de entrada domina o escoamento de fundo. Os desempenhos das três simulações de verão podem ser comparados pelo cálculo do RMSE (Figura 4.22) tendo como referência os perfis de temperaturas coletados em campo no dia 31/03/2015.

Figura 4.21 – Cenário V-SSR, evolução temporal dos perfis simulados pelo modelo ELCOM.



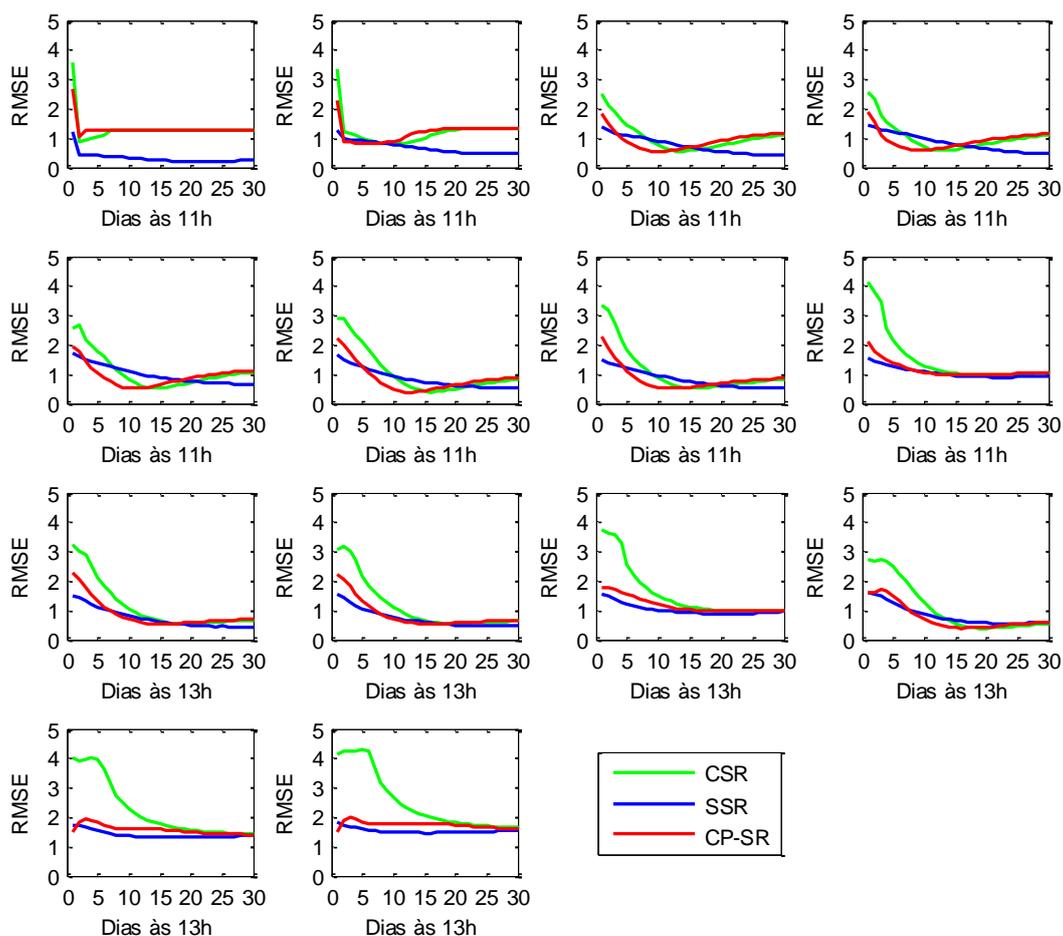
Os perfis obtidos em campo entre 9 e 12 h foram comparados com os resultados da simulação às 11h. Os perfis obtidos em campo entre 12 e 15 h foram comparados com os resultados da simulação às 13 h. Horário local. A temperatura coletada refere-se à coleta de dados em campo no dia 31/03/2015.

Fonte: Produção do autor.

Tomando como referência os perfis coletados em campo, calculou-se o RMSE (Figura 4.22) dos perfis simulados pelo modelo hidrodinâmico. Percebe-se que nos primeiros 15 dias a simulação, V-CSR possui os maiores valores de RMSE mostrando que com esta configuração há uma superestimativa da temperatura

do reservatório. A simulação V-CP-SR, que utiliza dados de SR para estimar perfis, propicia uma diminuição de até 2° C nos valores de RMSE no início da simulação. A simulação V-SSR é considerada como um cenário de referência, pois seus forçantes são dados médios obtidos na campanha de campo e, por isso, apresenta os menores valores de RMSE.

Figura 4.22 – RMSE das simulações de verão.



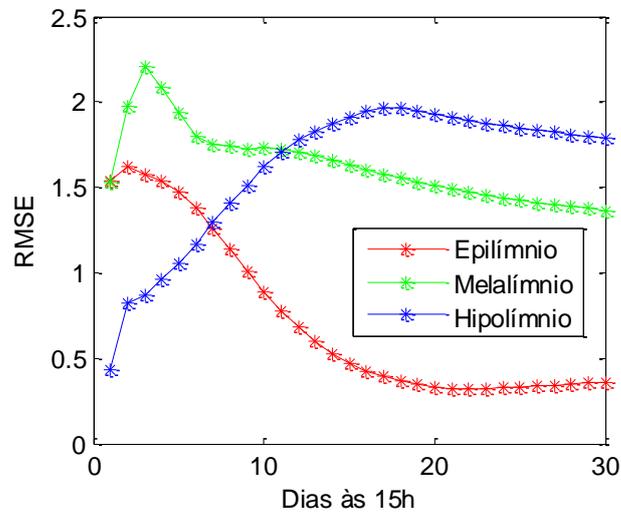
Resultados para os pontos amostrados de 1 a 14 (crescentes da esquerda para direita e de cima para baixo). Os perfis obtidos em campo entre 9 e 12 h foram comparados com os resultados da simulação às 11 h. Os perfis obtidos em campo entre 12 e 15 h foram comparados com os resultados da simulação às 13 h. Horário local. Para o cálculo do RMSE foi tomado como referência os perfis de temperaturas coletados em campo no dia 31/03/2015.

Fonte: Produção do autor.

Após 15, dias os valores de RMSE de ambas as simulações convergem para um valor inferior a 1 °C, mostrando que, após esse período, não importa como foi definida a condição inicial de estratificação do reservatório. Os pontos 13 e 14 apresentam um RMSE final superior aos demais, o que pode ser explicado pelo fato de serem os pontos com maior profundidade. Pois, conforme observado na Figura 4.14, as temperaturas do hipolímnio são dominadas pela temperatura da vazão de entrada fazendo com que esta região contribua para elevados desvios entre temperatura observada e simulada.

Ao verificar de forma mais detalhada os valores de RMSE para o ponto 14 na simulação V-CP-SR (Figura 4.23), percebemos que na região do epilímnio os valores de RMSE começam em 1,5 °C justamente por esta camada ter as temperaturas obtidas por perfis sintéticos derivados de SR. Na região do metalímnio, o RMSE também se inicia em 1,5 °C, porém rapidamente se eleva devido à mistura desta camada com as demais até o terceiro dia de simulação, onde então seu valor começa a decair. Na região do hipolímnio observa-se que nos primeiros três dias o RMSE está abaixo de 1 °C, porém aumenta com o decorrer do tempo. Os baixos valores no início se justificam pelo fato do modelo ter sido iniciado em uma condição mais parecida com a realidade encontrada em campo. Porém, com o decorrer do tempo, as camadas se misturam e, principalmente, a vazão de entrada domina o escoamento nesta região fazendo com que os valores de RMSE se elevem.

Figura 4.23 – RMSE somente do ponto 14.



Este é o ponto com coleta de dados em maior profundidade. Esta figura mostra que o modelo consegue reproduzir a estrutura térmica do epilímnio enquanto no hipolímnio o erro aumenta no decorrer da simulação.

Fonte: Produção do autor.

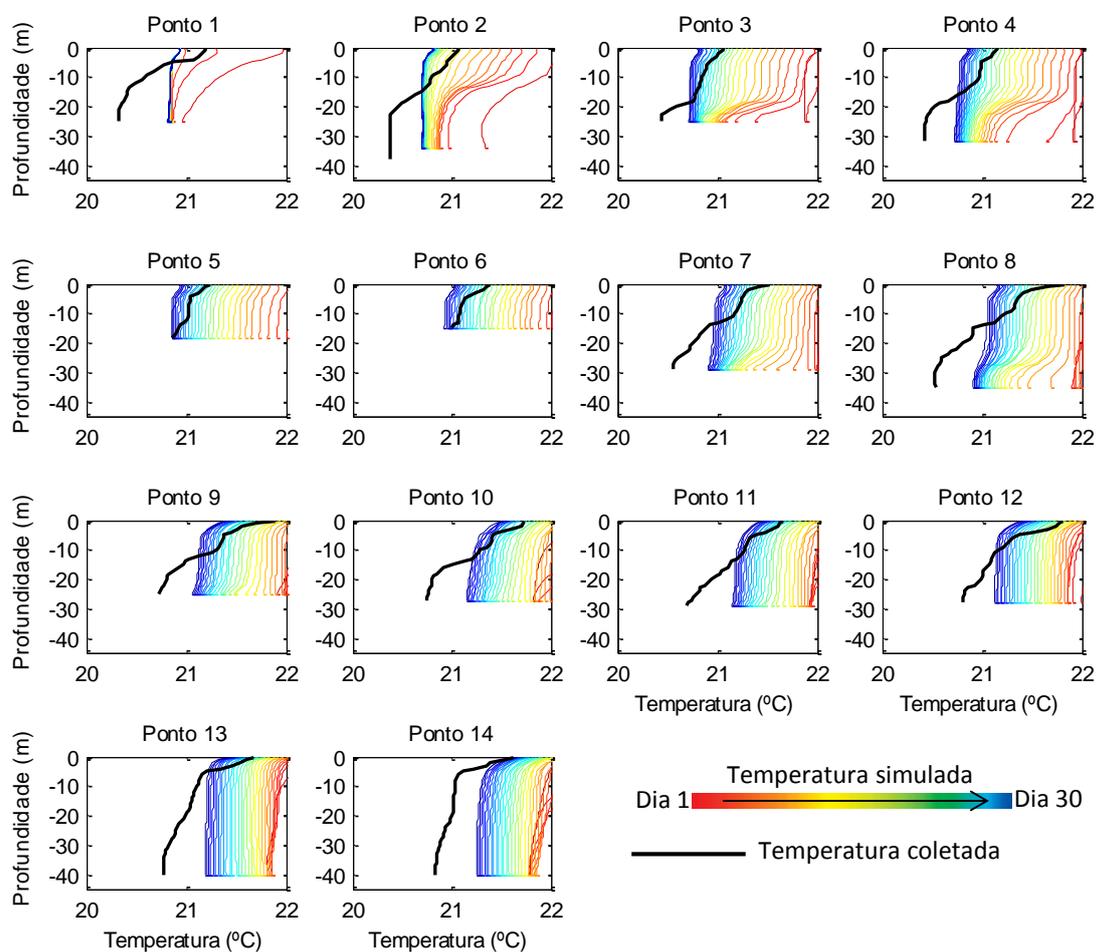
4.1.9.2. Cenário de Inverno

Durante o inverno a estratificação do reservatório é quebrada, fazendo com que haja de 0,5 a 1 °C de diferença entre as temperaturas de superfície e de fundo. A simulação com o campo de temperatura superficial obtido por sensoriamento remoto como dado de entrada (Cenário I-CSR) faz com que o modelo superestime a temperatura da água nos primeiros dias de simulação, porém essa superestimativa é de aproximadamente 1 °C. Isto faz com que todos os resultados das simulações sejam muito próximos da realidade encontrada em campo, conforme podemos observar na Figura 4.24 na qual se destaca que não há estratificação térmica, pois, a Figura 4.24 apresentada possui no eixo x uma variação de apenas 2 °C induzindo o raciocínio para uma estratificação que de fato não existe.

Ao observar o comportamento do perfil no ponto 1 constata-se que sua feição é determinada pela vazão de entrada no inverno com temperatura de 20,85 °C, obtida pela média das temperaturas medidas na coluna d'água em todos os perfis coletados em campo no dia 21/07/2015. Do ponto 2 ao 15, ao avaliarmos a profundidade de 0 a 15 metros, podemos notar uma semelhança muito grande entre o perfil medido e o perfil simulado. Do dia 15 em diante, as diferenças entre a temperatura medida e a temperatura simulada são menores que 0,3 °C. Da profundidade de 15 até 45 metros podemos notar a influência da temperatura da água dada pela vazão de entrada, que resfria o fundo do reservatório e as camadas próximas a ela. Contudo, destaca-se que após 15 dias de simulação, todos os perfis simulados apresentam desvios inferiores a 0,5 °C.

Em relação a variação horizontal do campo de temperaturas o cenário I-CSR utiliza como condição inicial o campo de temperaturas dado pela Figura 4.7-B, cuja a diferença de temperaturas entre a zona litoral e o corpo principal chega a atingir 8 °C. Após uma hora de simulação, devido principalmente aos processos de mistura, esta diferença é inferior a 0,5 °C conforme pode ser observado na escala de temperaturas da Figura 4.25-A. No final da simulação (Figura 4.25-B) temos resultados similares ao cenário de verão, diferenciando apenas a amplitude da variação de temperatura.

Figura 4.24 – Cenário I-CSR, evolução temporal dos perfis simulados pelo modelo ELCOM.



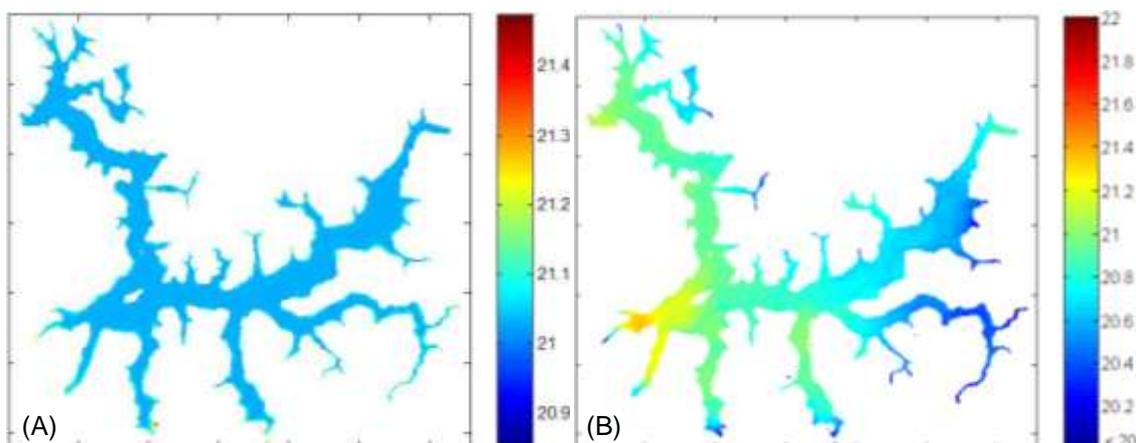
Os perfis obtidos em campo entre 9 e 12 h foram comparados com os resultados da simulação às 11 h. Os perfis obtidos em campo entre 12 e 15 h foram comparados com os resultados da simulação às 13 h. Horário local. A temperatura coletada refere-se à coleta de dados em campo no dia 21/07/2015.

Fonte: Produção do autor.

Considerando que durante o cenário de inverno há fraca estratificação térmica na coluna d'água, julgou-se ser desnecessária a metodologia de estimar perfis por SR. Dessa forma, foi realizada uma segunda simulação, porém sem uso de dados de SR (Cenário I-SSR). Nesta simulação o modelo foi iniciado considerando a temperatura da água como homogênea em todos os pontos de

grade com 20,85 °C. Como esta temperatura representa a média dos perfis coletados, quando comparamos os resultados do modelo com as temperaturas coletadas em campo, observamos que os resultados ainda se encontram próximos a essa média. Como a temperatura do ar está abaixo de 21 °C na maior parte do ciclo diário, notamos um resfriamento da coluna d'água principalmente ao observamos os pontos de 1 a 8 (Figura 4.26).

Figura 4.25 - Cenário I-CSR, campo superficial de temperaturas.



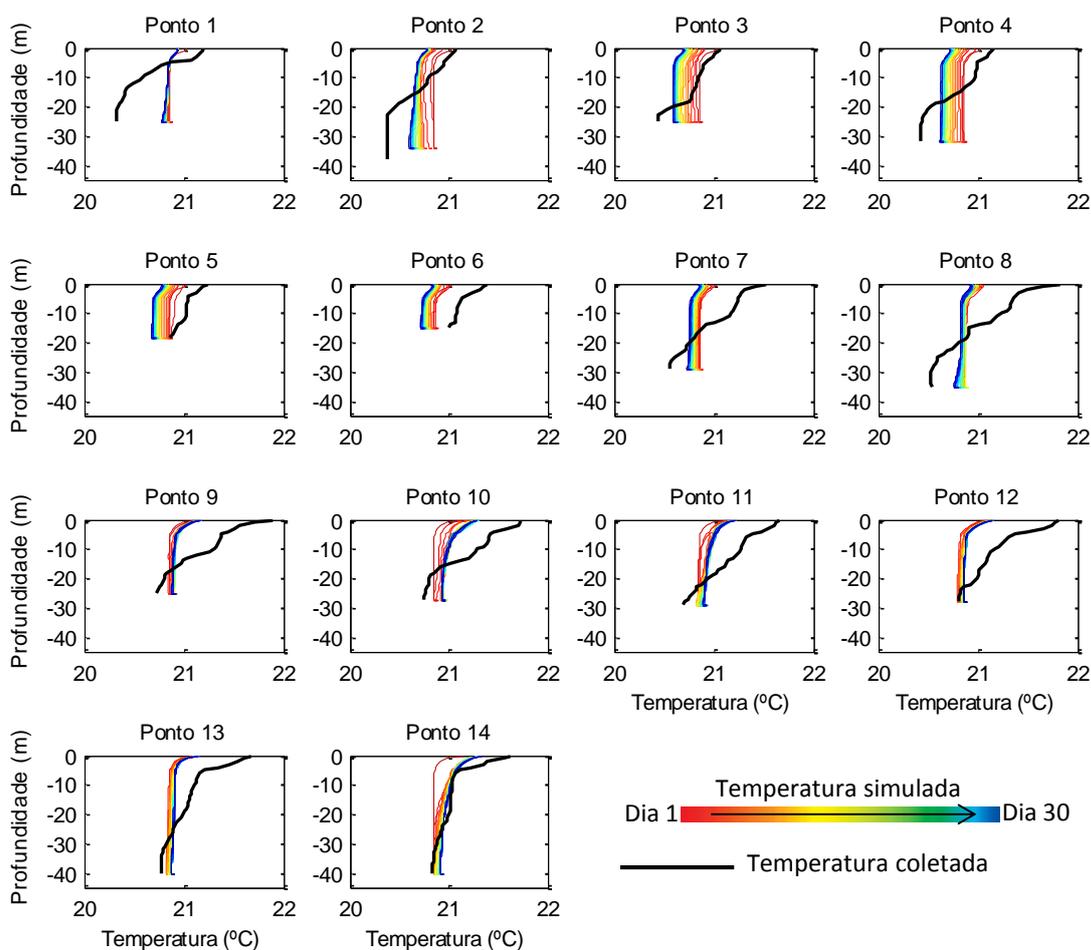
(A) Condição uma hora após início da simulação, às 11 h. (B) Resultado após 30 dias de simulação, às 10 h. A simulação foi iniciada às 10 horas da manhã, portanto o primeiro resultado disponível é às 11 h e o ultimo resultado disponível é às 10 h. Horário local.

Fonte: Produção do autor.

Do ponto 9 ao ponto 14 é interessante observar que aparentemente há um aquecimento da coluna d'água com o passar dos dias de simulação, porém como essa variação é inferior a 0,2 °C. Este fato é decorrente dos resultados da simulação serem referentes ao horário das 13 h, enquanto os demais são referentes ao horário das 11 h. Uma vez que o horário de coleta dos perfis em campo são variáveis ao longo do dia, foi necessário utilizar esta abordagem para avaliar os resultados do modelo de forma a diminuir o erro na comparação de, por exemplo, um perfil coletado às 15 horas em comparação com um perfil

simulado às 10h. O campo superficial de temperaturas possui aspecto similar a ao cenário V-SSR e portando não esta representado no texto.

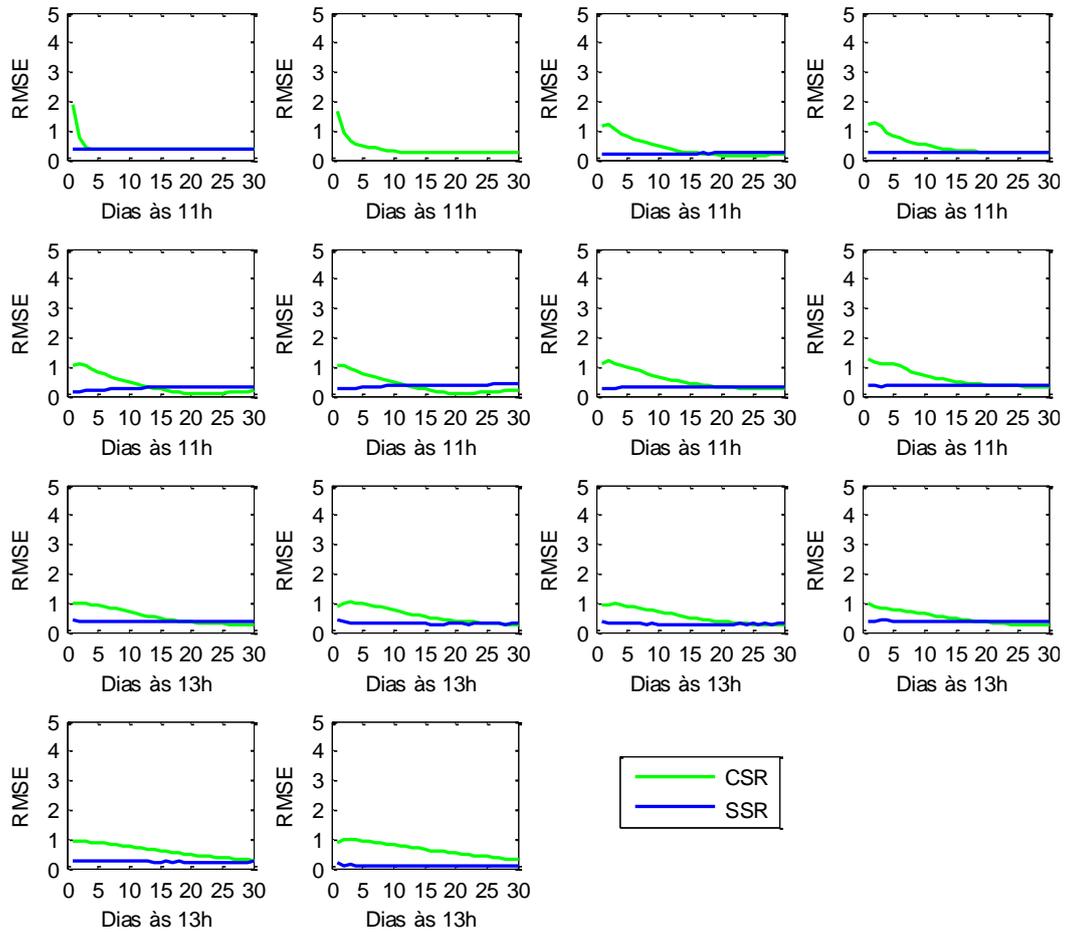
Figura 4.26 – Cenário I-SSR, evolução temporal dos perfis simulados pelo modelo ELCOM.



Os perfis obtidos em campo entre 9 e 12h foram comparados com os resultados da simulação às 11h. Os perfis obtidos em campo entre 12 e 15h foram comparados com os resultados da simulação às 13h. Horário local. A temperatura coletada refere-se à coleta de dados em campo no dia 21/07/2015.

Fonte: Produção do autor.

Figura 4.27 – RMSE das simulações de inverno.



Resultados para os pontos amostrados de 1 a 14 (crescentes da esquerda para direita e de cima para baixo). Os perfis obtidos em campo entre 9 e 12 h foram comparados com os resultados da simulação às 11 h. Os perfis obtidos em campo entre 12 e 15 h foram comparados com os resultados da simulação às 13 h. Horário local. Para o cálculo do RMSR foi tomado como referência os perfis de temperaturas coletados em campo no dia 21/07/2015.

Fonte: Produção do auto.

Tomando como referência os dados coletados em campo, calculou-se o RMSE dos perfis simulados (Figura 4.27). Percebe-se que, em geral, a simulação I-CSR possui um RMSE mais alto devido ao uso de dados de SR que

superestimam o conteúdo de calor do reservatório. A simulação I-SSR é considerada como um cenário de referência, pois seus forçantes são dados médios obtidos na campanha de campo e, por isso, apresenta valores de RMSE inferiores a 0,5 °C. Sendo assim Após 15 dias de simulação, ambos os casos convergem para um RMSE inferior a 0,5 °C, indicando que após esse período não importa qual foi a inicialização adotada.

5 CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

Desenvolvemos esse trabalho a partir da hipótese de que o uso integrado de dados de campo, modelagem computacional e sensoriamento remoto termal permite uma melhor representação da dinâmica de estratificação e mistura que ocorre no reservatório de Furnas, juntamente com o objetivo geral de avaliar o impacto da integração de dados coletados *in situ* e por satélites nos resultados de um modelo hidrodinâmico tridimensional para o reservatório de Furnas.

As simulações V-SSR e I-SSR são simulações de referência onde o modelo foi iniciado com a temperatura média conhecida tendo por base perfis coletados campo. Na ausência de dados *in situ*, as técnicas utilizadas neste trabalho oferecem uma boa alternativa para condução de estudos. Especialmente no período de inverno, o uso do campo de temperaturas de superfície obtido por SR pode ser útil como dado de entrada para modelagem hidrodinâmica, tendo em vista que a coluna d'água está completamente misturada. Esta abordagem também pode ser aplicada a lagos e reservatórios rasos, onde a temperatura da coluna d'água seja relativamente homogênea.

Em cenários que o reservatório apresenta uma forte estratificação, esta abordagem não é recomendada. Neste caso, o mais recomendado é a inicialização do modelo por meio de perfis coletados em campo. Caso o objetivo seja investigar os processos que ocorrem acima da termoclina, a inicialização com dados de SR também pode ser utilizada, pois após alguns dias de simulação o modelo é capaz de reproduzir relativamente bem as condições de temperatura do epilímnio.

As condições de inicialização da vazão de entrada na região de estudo e sua respectiva temperatura devem ser definidas com a maior precisão possível. Pois, as simulações realizadas mostraram que a vazão de entrada na região de estudo domina o escoamento da água no fundo do reservatório, caso este em que a vazão de entrada possui temperatura menor que a água presente no

reservatório. Se a vazão de entrada possuir temperatura maior que a do reservatório, então irá dominar o escoamento na região do epilímnio.

As condições de inicialização médias para dias típicos de verão e inverno foram uma alternativa ao problema de cobertura de nuvens que não permitiu a aquisição de imagens de satélite simultaneamente à realização das coletas de campo. Dessa forma, a abordagem utilizada nesse trabalho torna a avaliação dos resultados mais qualitativa que quantitativa em termos absolutos. Somente a disponibilidade de dados de temperatura por SR concomitantes com dados coletados *in situ* permitirá avaliar mais acuradamente a capacidade do modelo em reproduzir a estrutura térmica do reservatório. Para trabalhos futuros ficam, a experiência e a recomendação de que quanto mais próximo da condição real das condições de inicialização e das forçantes meteorológicas existentes localmente, melhores serão os resultados da simulação em comparação às amostras coletadas em campo.

A tomada de decisão para operação e gerenciamento de um reservatório hidrelétrico pode ser auxiliada por modelos operacionais que forneçam previsões de curto prazo. Neste aspecto, a assimilação de dados observados, seja por plataformas de medição em campo ou por sensoriamento remoto, pode representar uma forma de otimizar os parâmetros utilizados no modelo. Similarmente ao que é realizado na meteorologia e na oceanografia (GHIL; MALANOTTE-RIZZOLI, 1991), a partir de alguma condição inicial, a solução do modelo pode ser sequencialmente atualizada sempre que novas medições estejam disponíveis (BELYAEV et al., 2001).

A estimativa de perfis de temperatura da coluna d'água a partir de dados de SR e de parâmetros como temperatura do fundo e profundidade da termoclina apresenta uma alternativa viável para inicialização do modelo; contudo, esta abordagem exige a obtenção de pelo menos um perfil coletado em campo. Neste aspecto, esta metodologia pode ser aplicada em regiões que possuem dados coletados em projetos anteriores, como é o caso de diversos

reservatórios que possuem série histórica de dados coletados por plataformas SIMA que já foram descomissionadas.

A resolução espacial do TIRS/Landsat 8 permite uma caracterização adequada do campo de temperaturas da superfície do reservatório, contudo, sua resolução temporal de 16 dias é um fator limitante, principalmente em regiões tropicais, onde a cobertura de nuvens dificulta a aquisição de dados. Seria interessante que missões futuras, operando em constelações de satélites, possuíssem sensores similares ao TIRS ampliando sua resolução temporal. Metodologias que propõem a fusão de dados do sensor MODIS com o sensor TIRS são alternativas que podem ser abordadas conforme discutido por Weng et al. (2014).

Embora ainda não seja possível, com os atuais e planejados satélites de observação da Terra, a aquisição de dados de vento por sensoriamento remoto com resolução espacial de, pelo menos, algumas centenas de metros e seu uso como condição forçante para modelagem hidrodinâmica certamente poderia apresentar melhorias significativas nos resultados de modelagem hidrodinâmica de reservatórios.

Considerando que os dados ecobatimétricos foram coletados em períodos nos quais o nível do reservatório estava 10 metros abaixo do nível máximo, o uso de variáveis morfométricas do TOPODATA, conjuntamente com os dados coletados por ecobatimetria, permitiu gerar uma superfície compatível com o nível máximo do reservatório.

O campo de temperaturas obtido por sensoriamento remoto permitiu observar que, de fato, há um aquecimento diferencial entre a zona litoral e o corpo principal do reservatório, com diferenças de temperaturas que podem gerar circulação horizontal. Em relação aos cenários simulados, percebemos que após 15 dias de simulação, os valores de RMSE de todas as simulações convergem para um valor comum, mostrando que após esse período, independente de como foi definida a condição inicial de estratificação do

reservatório, é a condição de vazão e a temperatura de entrada que determinam as convergências do RMSE das simulações um valor comum entre eles.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALCÂNTARA, E. H. et al. Remote sensing of water surface temperature and heat flux over a tropical hydroelectric reservoir. **Remote Sensing of Environment**, v. 114, p. 2651–2665, 2010.

AGÊNCIA NACIONAL DE ENERGIA ELÉTRICA (ANEEL). **Banco de Informações de Geração**. 2015. Disponível em: <<http://www.aneel.gov.br/aplicacoes/capacidadebrasil/capacidadebrasil.cfm>>. Acesso em 01 dez. 2015.

AGÊNCIA NACIONAL DE ÁGUAS (ANA). **Boletins Mensais de Monitoramento**. 2015. Disponível em: <<http://www2.ana.gov.br/Paginas/servicos/saladesituacao/boletinsmonitoramento.aspx>>. Acesso em 01 dez. 2015.

ASSIREU, A. T. et al. Estudo da dispersão de partículas em reservatórios a partir de derivadores rastreados por satélite. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, 16., 2013, Foz do Iguaçu. **Anais...** São José dos Campos: INPE, 2013. p. 9048-9054.

AUGUSTO-SILVA, P. et al. Analysis of MERIS Reflectance Algorithms for Estimating Chlorophyll-a Concentration in a Brazilian Reservoir. **Remote Sensing**, v. 6, p. 11689–11707, 2014.

BARROS, N. et al. Carbon emission from hydroelectric reservoirs linked to reservoir age and latitude. **Nature Geoscience**, v. 4, p. 593–596, 2011.

BARSI, J. A. et al. An Atmospheric Correction Parameter Calculator for a single thermal band earth-sensing instrument. In: IEEE INTERNATIONAL GEOSCIENCE AND REMOTE SENSING SYMPOSIUM, 23., 2003, Toulouse, France. **Proceedings...IEEE**, 2003, p. 3014–3016.

BARSI, J. A. et al. Validation of a webbased atmospheric correction tool for single thermal band instruments. In: EARTH OBSERVING SYSTEMS, 10., 2005, Washington, USA. **Proceedings of SPIE...** California, USA: SPIE, 2005, p. 58820E1-58820E7.

BELYAEV, K. P. et al. A data assimilation method used with an ocean circulation model and its application to the tropical Atlantic. **Applied Mathematical Modelling**, v. 25, n. 8, p. 655–670, 2001.

BOCANIOV, S. A. et al. The nearshore shunt and the decline of the phytoplankton spring bloom in the Laurentian Great Lakes: insights from a three-dimensional lake model. **Hydrobiologia**, v. 731, p. 151–172, 2014.

CAMARGO, E. C. G. **Desenvolvimento, implementação e teste de procedimentos geoestatísticos (Krigagem) no Sistema de Processamento de Informações Georreferenciadas (SPRING)**. 1997. 146 p. (INPE-6410-TDI/620). Dissertação (Mestrado em Sensoriamento Remoto). Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 1997. Disponível em: <<http://urlib.net/6qtX3pFwXQZ3r59YD6/GPfam>>. Acesso em: 12 maio 2016.

CASULLI, V.; CHENG, R.T. Semi-implicit finite difference methods for threedimensional shallow water flow. **International Journal for Numerical Methods in Fluids**, v. 15, p. 629-648, 1992.

CHOI, H.; YOON, D. A Detection method for thermocline formation in the Southern Sea of Korea. **Geophysical Research Abstracts**, v. 15, p. 5304, 2013.

CHUNG, S. W. et al. Modelling the propagation of turbid density inflows into a stratified lake: Daecheong Reservoir, Korea. **Environmental Modelling and Software**, v. 24, p. 1467–1482, 2009.

CHUNG, S. W. et al. The influence of physical and physiological processes on the spatial heterogeneity of a microcystis bloom in a stratified reservoir. **Ecological Modelling**, v. 289, p. 133–149, 2014.

COUTINHO, L. S. **Estimativa dos fluxos de calor de superfície no reservatório de Furnas/Guapé (MG) por meio de dados in situ e infravermelho termal orbital**. 2015. 92 p. (sid.inpe.br/mtc-m21b/2015/06.22.14.04). Dissertação (Mestrado em Sensoriamento Remoto). Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 2015. Disponível em: <<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34P/3JN7QFH>>. Acesso em: 12 maio 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 p. (sid.inpe.br/mtc-m19/2012/01.27.00.30-TDI). Dissertação (Mestrado em Sensoriamento Remoto). Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 2012. Disponível em: <<http://urlib.net/8JMKD3MGP7W/3B97FFL>>. Acesso em: 12 maio 2016.

CURTARELLI, M. P. et al. Effects of cold fronts on MODIS-derived sensible and latent heat fluxes in Itumbiara reservoir (Central Brazil). **Advances in Space Research**, v. 52, p. 1668–1677, 2013a.

CURTARELLI, M. P. et al. Modelling the surface circulation and thermal structure of a tropical reservoir using three-dimensional hydrodynamic lake model and remote-sensing data. **Water and Environment Journal**, v. 28, p. 516–525, 2013b.

CURTARELLI, M. P. et al. Influence of summertime mesoscale convective systems on the heat balance and surface mixed layer dynamics of a large Amazonian hydroelectric reservoir. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 119, p. 8472–8494, 2014.

CURTARELLI, M. P. et al. Coupling remote sensing bio-optical and three-dimensional hydrodynamic modeling to study the phytoplankton dynamics in a tropical hydroelectric reservoir. **Remote Sensing of Environment**, v. 157, p. 185–198, 2015.

DEAS, L. M; LOWNEY, L. C. **Water temperature modeling review**. California Water and Environmental Modeling Forum, 117 p, 2000. Disponível em <<http://www.cwemf.org/Pubs/BDMFTempReview.pdf>>. Acesso em: 04 ago 2015.

DOWNING, J. A. et al. The global abundance and size distribution of lakes, ponds, and impoundments. **Limnology and Oceanography**, v. 51, p. 2388–2397, 2006.

ELÇI, Ş. Effects of thermal stratification and mixing on reservoir water quality. **Limnology**, v. 9, p. 135–142, 2008.

EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA (EMBRAPA). **Projeto Furnas - Desenvolvimento de sistema de monitoramento para gestão ambiental da Aquicultura no reservatório de Furnas: relatório II**. Brasília: Ministério da Pesca e Aquicultura, 2014. 221 p.

FISCHER, H. B. et al. **Mixing in inland and coastal waters**. San Diego: Academic Press, 1979. 302 p.

FREEMAN, A. et al. Ocean measurements from space in 2025. **Oceanography**, v. 23, p. 144–161, 2010.

FURNAS CENTRAIS ELÉTRICAS (FURNAS). **Parque gerador: Usina Hidrelétrica de Furnas**. 2015. Disponível em: http://www.furnas.com.br/hotsites/sistemapfurnas/usina_hidr_furnas.asp. Acesso em 01 jan. 2016.

GHIL, M.; MALANOTTE-RIZZOLI, P. Data Assimilation in Meteorology and Oceanography. **Advances in Geophysics**, v. 33, p. 141-266, 1991.

HENDERSON-SELLERS, B. Calculating the surface energy balance for lake and reservoir modeling: A review. **Reviews of Geophysics**, v. 24, p. 625, 1986.

HICKS, B.B. Some evaluations of drag and bulk transfer coefficients over water bodies of different sizes, **Boundary-Layer Meteorology**, v. 3, p. 201-213, 1972.

HODGES, B.R.; DALLIMORE, C. **Estuary, lake and coastal oceans model: ELCOM: v2.2 Science Manual**. Perth, Australia: Centre for Water Research, University of Western Australia, 2014a. 57 p.

HODGES, B.R.; DALLIMORE, C. **Estuary, lake and coastal oceans model: ELCOM: v3.0 user manual**. Perth, Australia: Centre for Water Research, University of Western Australia, 2014b. 65 p.

HOLZBECHER, E. **Environmental modeling**. Berlin: Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 2012. 407 p.

IMBERGER, J.; HAMBLIN, P. F. Dynamics of lakes, reservoirs, and cooling ponds. **Annual Review of Fluid Mechanics**, v. 14, p. 153-187, 1982.

IMBERGER, J.; PATTERSON, J. Dynamic Reservoir Simulation Model - DYRESM: 5. In: FISCHER, H. B. **Transport Models for Inland and Coastal Waters**. New York: Academic Press, 1981. p. 310-361.

IMBERGER, J. The diurnal mixed layer. **Limnology and Oceanography**, v. 30, p. 737–770, 1985.

IMBERGER, J.; PATTERSON, J.C. Physical limnology. **Advances in Applied Mechanics**, v. 27, p. 303-475, 1990.

JENSEN, J. R. **Remote sensing of the environment: an earth perspective**. 2.ed. Upper Saddle River: Pearson-Prentice Hall, 2009. 592 p.

JIMÉNEZ-MUÑOZ, J. C. A generalized single-channel method for retrieving land surface temperature from remote sensing data. **Journal of Geophysical Research**, v. 108, p. 4688, 2003.

JIMÉNEZ-MUÑOZ, J. C.; SOBRINO, J. A. Split-window coefficients for land surface temperature retrieval from low-resolution thermal infrared sensors. **IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters**, v. 5, p. 806–809, 2008.

JIMENEZ-MUNOZ, J. C. et al. Revision of the single-channel algorithm for land surface temperature retrieval from landsat thermal-infrared data. **IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing**, v. 47, p. 339–349, 2009.

JIMENEZ-MUNOZ, J. C. et al. Land surface temperature retrieval methods from landsat-8 thermal infrared sensor data. **IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters**, v. 11, p. 1840–1843, 2014.

LAVAL, B. et al. Modeling circulation in lakes: Spatial and temporal variations. **Limnology and Oceanography**, v. 48, p. 983–994, 2003.

LEON, L. F. et al. Summary performance of the Estuary and Lake Computer Model (ELCOM): application in the Laurentian and other Great Lakes. **Water Quality Research Journal of Canada**, v. 47, p. 252, 2012.

LIMA, I. B. T. et al. The use of remote sensing and automated water quality systems for estimating greenhouse gas emissions from hydroelectric reservoirs. In: **Greenhouse gas emissions from hydropower reservoirs and water quality**. Rio de Janeiro: COPPE-UFRJ, 2004, p. 47-65.

LIN, H. et al. An overview on SAR measurements of sea surface wind. **Progress in Natural Science**, v. 18, p. 913–919, 2008.

LINDEN, L. V. D. et al. Suitability of a coupled hydrodynamic water quality model to predict changes in water quality from altered meteorological boundary conditions. **Water**, v. 7, p. 348–361, 2015.

LORENZZETTI J. A. et al. SIMA: a near real time buoy data acquisition and telemetry system as a support for limnological studies. In: SANTOS, M. A; ROSA, L. P. (eds.). **Global warming and hydroelectric reservoirs**. Rio de Janeiro: COPPE, Universidade Federal do Rio de Janeiro, 2005. p. 71–80.

LORENZZETTI, J. A. **Princípios físicos de sensoriamento remoto**. São Paulo: Blucher, 2015a. 293 p.

LORENZZETTI, J. A. et al. Mean diel variability of surface energy fluxes over Manso Reservoir. **Inland Waters**, v. 5, p. 155–172, 2015b.

ELACHI, C.; ZYL, J. V. **Introduction to the physics and techniques of remote sensing**. 2. ed. Hoboken: John Wiley and Sons, 2006. 552 p.

MACINTYRE, S. et al. Spatial-temporal variability in surface layer deepening and lateral advection in an embayment of Lake Victoria, East Africa. **Limnology and Oceanography**, v. 47, p. 656–671, 2002.

MACINTYRE, S. et al. Stratification and horizontal exchange in Lake Victoria, East Africa. **Limnology and Oceanography**, v. 59, p. 1805–1838, 2014.

MAO, K. et al. A practical split-window algorithm for retrieving land-surface temperature from MODIS data. **International Journal of Remote Sensing**, v. 26, p. 3181–3204, 2005.

MARTIN, J.; MCCUTCHEON, S. **Hydrodynamics and transport for water quality modeling**. Boca Raton: Lewis Publishers, 1999. 794 p.

MCFEETERS, S. K. The use of the Normalized Difference Water Index (NDWI) in the delineation of open water features. **International Journal of Remote Sensing**, v. 17, p. 1425–1432, 1996.

MCMILLIN, L.M. Estimation of sea surface temperatures from two infrared window measurements with different absorption. **Journal of Geophysical Research**, v. 80, p. 5113–5117, 1975.

MILLERO, F. History of the equation of state of seawater. **Oceanography**, v. 23, p. 18-33, 2010.

MISSAGHI, S.; HONDZO, M. Evaluation and application of a three-dimensional water quality model in a shallow lake with complex morphometry. **Ecological Modelling**, v. 221, p. 1512–1525, 2010.

MONISMITH, S. G. et al. Convective motions in the sidearm of a small reservoir. **Limnology and Oceanography**, v. 35, n. 8, p. 1676–1702, 1990.

NAMIKAWA, L. M. Imagens landsat 8 para monitoramento de volume de água em reservatórios: estudo de caso nas barragens Jaguari e Jacareí do sistema Cantareira. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, 17., 2015, João Pessoa. **Anais...** São José dos Campos: INPE, 2015. p. 4828-4835.

OGASHAWARA, I. et al. Development of a filter for phycocyanin bio-optical estimation. In: GEOSCIENCE AND REMOTE SENSING SYMPOSIUM (IGARSS), 2014, Quebec. **Proceedings...** [S.l.]: IEEE, 2014, p. 3862-3865.

OMETTO, J. P. et al. Carbon emission as a function of energy generation in hydroelectric reservoirs in Brazilian dry tropical biome. **Energy Policy**, v. 58, p. 109–116, 2013.

PACHECO, F. S. et al. The effects of river inflow and retention time on the spatial heterogeneity of chlorophyll and water–air CO₂ fluxes in a tropical hydropower reservoir. **Biogeosciences**, v. 12, p. 147–162, 2015.

PALMER, S. C. et al. Remote sensing of inland waters: Challenges, progress and future directions. **Remote Sensing of Environment**, v. 157, p. 1–8, 2015.

PRICE, J. C. Land surface temperature measurements from the split window channels of the NOAA 7 Advanced Very High Resolution Radiometer. **Journal of Geophysical Research**, v. 89, p.7232, 1984.

QIN, Z. et al. A mono-window algorithm for retrieving land surface temperature from Landsat TM data and its application to the Israel-Egypt border region. **International Journal of Remote Sensing**, v. 22, p. 3719–3746, 2001.

RAMOS, F. M. et al. Extreme event dynamics in methane ebullition fluxes from tropical reservoirs. **Geophysical Research Letters**, v. 33, p. 1-4, 2006.

ROLAND, F. et al. Variability of carbon dioxide flux from tropical (Cerrado) hydroelectric reservoirs. **Aquatic Sciences**, v. 72, p. 283–293, 2010.

ROZENSTEIN, O. et al. Derivation of land surface temperature for Landsat-8 TIRS using a split window algorithm. **Sensors**, v. 14, p. 5768–5780, 2014.

RUDORFF, C. M. et al. Flooding dynamics on the lower Amazon floodplain: 1. Hydraulic controls on water elevation, inundation extent, and river-floodplain discharge. **Water Resources Research**, v. 50, p. 619–634, 2014a.

RUDORFF, C. M. et al. Flooding dynamics on the lower Amazon floodplain: 2. Seasonal and interannual hydrological variability. **Water Resources Research**, v. 50, p. 635–649, 2014b.

SANTOS, M. A. **Inventário de emissões de gases de efeito estufa derivadas de hidrelétricas**. 2000. 147 p. Tese (Doutorado em Planejamento Energético) - Universidade Federal do Rio de Janeiro (COPPE/UFRJ), Rio de Janeiro, 2000.

SANTOS, M. A. et al. Gross greenhouse gas fluxes from hydro-power reservoir compared to thermo-power plants. **Energy Policy**, v. 34, p. 481–488, 2006.

SLATER, P.N. **Remote Sensing: optics and optical systems**. Massachusetts: Addison-Wesley Publishing, 1980. 575 p.

SMITH, W. L. Note on the Relationship Between Total Precipitable Water and Surface Dew Point. **Journal of Applied Meteorology**, v. 5, p. 726–727, 1966.

SOBRINO, J. A. et al. Theoretical split-window algorithms for determining the actual surface temperature. **Il Nuovo Cimento C**, v. 16, p. 219–236, 1993.

SPIGEL, R. H.; IMBERGER, J. Mixing processes relevant to phytoplankton dynamics in lakes. **New Zealand Journal of Marine and Freshwater Research**, v. 21, p. 361–377, 1987.

SPILLMAN, C. M. et al. Modelling the effects of Po River discharge, internal nutrient cycling and hydrodynamics on biogeochemistry of the Northern Adriatic Sea. **Journal of Marine Systems**, v. 68, p. 167–200, 2007.

STECH, J.L.; et al. Telemetric Monitoring system for meteorological and limnological data acquisition. **Verhandlungen des Internationalen Verein Limnologie**, v. 29, p. 1747-1750, 2006

TRANVIK, L. J. et al. Lakes and reservoirs as regulators of carbon cycling and climate. **Limnology and Oceanography**, v. 54, n. 6, p. 2298–2314, 2009.

VALERIANO, M. M. **TOPODATA**: guia para utilização de dados geomorfológicos locais. São José dos Campos: INPE, 2008. 72 p. (INPE-15318-RPQ/818). Disponível em: <<http://urlib.net/8JMKD3MGP8W/33EPEBL>>. Acesso em: 12 maio 2016.

VERBURG, P.; ANTENUCCI, J. P. Persistent unstable atmospheric boundary layer enhances sensible and latent heat loss in a tropical great lake: Lake Tanganyika. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 115, p. 1–13, 2010.

VERBURG, P. et al. Differential cooling drives large-scale convective circulation in Lake Tanganyika. **Limnology and Oceanography**, v. 56, p. 910–926, 2011.

VERBURG, P.; HECKY, R. E. Wind Patterns, Evaporation, and Related Physical Variables in Lake Tanganyika, East Africa. **Journal of Great Lakes Research**, v. 29, p. 48-61, 2003.

VERPOORTER, C. et al. A global inventory of lakes based on high-resolution satellite imagery. **Geophysical Research Letters**, v. 41, p. 6396–6402, 2014.

VIANELLO, R. L.; ALVES, A. R. **Meteorologia básica e aplicações**. Viçosa: UFV, 2000. 448 p.

VILLELA, S. M.; MATTOS, A. **Hidrologia aplicada**. São Paulo: McGraw-Hill do Brasil, 1975. 245 p.

WENG, Q. et al. Generating daily land surface temperature at Landsat resolution by fusing Landsat and MODIS data. **Remote Sensing of Environment**, v. 145, p. 55–67, 2014.

WÜEST, A.; LORKE, A. Small-scale hydrodynamics in lakes. **Annual Review of Fluid Mechanics**, v. 35, p. 373-412, 2003.

YAJIMA, H.; CHOI, J. Changes in phytoplankton biomass due to diversion of an inflow into the Urayama Reservoir. **Ecological Engineering**, v. 58, p. 180–191, 2013.

YU, X. et al. Land surface temperature retrieval from Landsat 8 TIRS—comparison between radiative transfer equation-based method, split window algorithm and single channel method. **Remote Sensing**, v. 6, n. 10, p. 9829–9852, 2014.