



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA E TECNOLOGIA

**INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS**

sid.inpe.br/mtc-m21b/2015/06.22.14.04-TDI

**ESTIMATIVA DOS FLUXOS DE CALOR DE  
SUPERFÍCIE NO RESERVATÓRIO DE  
FURNAS/GUAPÉ (MG), POR MEIO DE DADOS IN  
SITU E INFRAVERMELHO TERMAL ORBITAL**

Leandro Salmagi Coutinho

Dissertação de Mestrado do  
Curso de Pós-Graduação em  
Sensoriamento Remoto, orientada  
pelo Dr. João Antonio Lorenzzetti,  
aprovada em 28 de julho de 2015.

URL do documento original:

<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34P/3JN7QFH>

INPE  
São José dos Campos  
2015

**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@sid.inpe.br

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

Marciana Leite Ribeiro - Serviço de Informação e Documentação (SID)

**Membros:**

Dr. Gerald Jean Francis Banon - Coordenação Observação da Terra (OBT)

Dr. Amauri Silva Montes - Coordenação Engenharia e Tecnologia Espaciais (ETE)

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

Dr. Joaquim José Barroso de Castro - Centro de Tecnologias Espaciais (CTE)

Dr. Manoel Alonso Gan - Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos  
(CPT)

Dr<sup>a</sup> Maria do Carmo de Andrade Nono - Conselho de Pós-Graduação

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

**BIBLIOTECA DIGITAL:**

Dr. Gerald Jean Francis Banon - Coordenação de Observação da Terra (OBT)

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

**REVISÃO E NORMALIZAÇÃO DOCUMENTÁRIA:**

Simone Angélica Del Ducca 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 E TECNOLOGIA

**INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS**

sid.inpe.br/mtc-m21b/2015/06.22.14.04-TDI

**ESTIMATIVA DOS FLUXOS DE CALOR DE  
SUPERFÍCIE NO RESERVATÓRIO DE  
FURNAS/GUAPÉ (MG), POR MEIO DE DADOS IN  
SITU E INFRAVERMELHO TERMAL ORBITAL**

Leandro Salmagi Coutinho

Dissertação de Mestrado do  
Curso de Pós-Graduação em  
Sensoriamento Remoto, orientada  
pelo Dr. João Antonio Lorenzzetti,  
aprovada em 28 de julho de 2015.

URL do documento original:

<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34P/3JN7QFH>

INPE  
São José dos Campos  
2015

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

---

Coutinho, Leandro Salmagi.

C837e      Estimativa dos fluxos de calor de superfície no reservatório de Furnas/Guapé (MG), por meio de dados in situ e infravermelho termal orbital / Leandro Salmagi Coutinho. – São José dos Campos : INPE, 2015.

xxviii + 92 p. ; (sid.inpe.br/mtc-m21b/2015/06.22.14.04-TDI)

Dissertação (Mestrado em Sensoriamento Remoto) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2015.

Orientador : Dr. João Antonio Lorenzetti.

1. Fluxos de calor. 2. Infravermelho termal. 3. Landsat 8. 4. MODIS. 5. SIMA. I.Título.

CDU 536.269.7:627.81

---

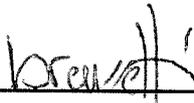


Esta obra foi licenciada sob uma Licença [Creative Commons Atribuição-NãoComercial 3.0 Não Adaptada](https://creativecommons.org/licenses/by-nc/3.0/).

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

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 / SJCampos - SP*

Dr. Milton Kampel



\_\_\_\_\_  
*Membro da Banca / INPE / SJCampos - SP*

Dr. Carlos Alexandre Domingos Lentini



\_\_\_\_\_  
*Convidado(a) / UFBA / Salvador - BA*

**Este trabalho foi aprovado por:**

*maioria simples*

*unanimidade*

Título: "Estimativa dos fluxos de calor de superfície no reservatório de Furnas/Guapé (MG) por meio de dados in situ e infravermelho termal orbital."

Aluno (a): **Leandro Salmagi Coutinho**

**São José dos Campos, 28 de Julho de 2015**



*"Quem caminha sozinho pode até chegar mais rápido, mas aquele que vai acompanhado, com certeza vai mais longe."*

Clarice Lispector



*A minha família, dedico.*



## AGRADECIMENTOS

Nenhum grande passo é dado a sós, mas somente pela valiosa colaboração daqueles que nos cercam. Portanto, concluindo esta dissertação, sinto-me na feliz obrigação de agradecer...

A meus pais, Samuel e Elisabeth, e a minha noiva, Damaris, pelo amor e apoio incondicionais que me foram dados.

Ao meu orientador Dr. João Antônio Lorenzetti, cuja confiança, atenção e senso crítico me proporcionaram um gigantesco aprendizado.

Aos meus vários colegas de mestrado, não nominalmente, que me auxiliaram incontáveis vezes, tanto durante o período de disciplinas quanto no período de pesquisa, na elaboração de conceitos, manuseio de software e desenvolvimento da dissertação. A amizade de vocês sempre me será muito preciosa. Desejo enorme sucesso a todos vocês.

Ao Joaquim Leão, Marcelo Curtarelli e Carlos Araújo, pelo grande auxílio nos trabalhos de campo e manipulação dos dados, sempre com prontidão, incessante atenção e gigantesco bom humor.

Aos demais doutores professores do INPE, não nominalmente, por todas as disciplinas ministradas, sempre com atenção, paixão e qualidade. A seriedade de vocês me será sempre uma referência.

Ao Dr. Arcilan Assireu, por ter-me cedido dados de torres meteorológicas que, mesmo não tendo sido usados neste trabalho, constituíram-me fonte valiosa de aprendizado.

Ao Dr. Ruy Castro, do Instituto de Estudos Avançados – DCTA, por todo o auxílio e atenção, ao me permitir o uso de seu laboratório de calibração e ceder seu radiômetro termal para uso em minha pesquisa.

À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES), pelo financiamento de toda a minha pesquisa, na forma de bolsa de mestrado e reembolso de gastos em trabalho de campo.

À Embrapa/Furnas, pela disponibilização de dados meteorológicos, fundamentais a este trabalho.



## RESUMO

A temperatura de um corpo d'água é de fundamental importância para o comportamento da vida aquática, das dinâmicas químicas, e de suas trocas de calor, massa e momento com a atmosfera. Os fluxos de entrada e saída de calor têm sido estudados desde o princípio do século XX, produzindo técnicas e modelos diversos para inferência dos fluxos a partir de uma diversidade de fontes de dados. O uso de boias e estações meteorológicas tem sido indispensável, enquanto sensores orbitais tem tido uso crescente pelo seu poder de fornecer dados espacializados de forma periódica. Um desafio, no entanto, tem sido a variabilidade espacial dos parâmetros. São encontradas grandes divergências entre fluxos de calor estimados por temperaturas obtidas por sensoriamento remoto e aquelas obtidas por dados pontuais. Este trabalho estima os fluxos de calor de superfície, no reservatório de Furnas, na região do município de Guapé-MG, discutindo também, a variabilidade espacial e temporal das grandezas físicas mais relevantes: temperatura de superfície da água, temperatura do ar, umidade e vento. No presente trabalho foram utilizados dados dos sensores TIRS-Landsat 8 e MODIS-Terra, assim como de estações meteorológicas instaladas pela Embrapa/Furnas e pelo Sistema Integrado de Monitoramento Ambiental (SIMA), complementados por dados coletados em expedições de campo. Dois métodos de correção atmosférica foram analisados, e foi observado que o método baseado em modelos numéricos e transferência radiativa atmosférica apresentou melhor resultado do que o método de regressões por equações empíricas. Foi observado que a temperatura do ar e a umidade relativa não apresentam variabilidade espacial relevante nas escalas do reservatório, demonstrando apenas variabilidade temporal, diária e sazonal. A temperatura da água apresenta gradientes crescentes de temperatura das regiões mais profundas para as regiões mais rasas, braços e margens. No entanto, a estação meteorológica SIMA se mostrou em uma posição privilegiada, de boa representatividade da temperatura média do reservatório. Os dados de vento apresentaram sinais de canalização do fluxo pela topografia, e leves diferenças entre as direções de sopro de vento entre a estação SIMA e as estações da Embrapa/Furnas. Os fluxos de calor estimados se mostraram coerentes com a literatura, sendo dominado pela perda de calor por evaporação.



# **SURFACE HEAT FLUX ESTIMATION OVER FURNAS RESERVOIR/GUAPÉ (MG) BY *IN SITU* AND THERMAL INFRARED ORBITAL DATA**

## **ABSTRACT**

The water temperature is of fundamental importance to the aquatic life, chemical dynamics and heat, mass and momentum exchanges with the atmosphere. The in and out heat fluxes are being studied since beginnings of the 20<sup>th</sup> century, producing a variety of methods and models to estimating the fluxes from many data sources. The use of buoys and meteorological stations is imperative, while remote sensing is growing in use by its power to provide spatial data periodically. A challenge, otherwise, is the spatial variability of the parameters. Great differences are found between remote sensed and *in situ* temperature based heat fluxes. In this research we estimate the surface heat fluxes in Furnas reservoir, in Guapé-MG region, discussing the temporal and spatial variability of the most important physical parameters: water surface temperature, air temperature, humidity and wind. This work uses data from TIRS-Landsat 8 and MODIS-Terra sensors, as well as data from Embrapa/Furnas and Ambiental Monitoring Integrated System (SIMA) meteorological stations, complemented by field expedition data. Two methods for atmospheric correction were used. It was observed that the radiative transfer model fed with atmospheric numerical model results presented better results than the empirical regressions method. It was observed that air temperature and relative humidity do not present relevant spatial variability in this reservoir scale, presenting only temporal, daily and seasonal, variability. Water temperature presents positive gradients from deep to shallow regions. Although, SIMA meteorological station has shown itself in a privileged placement, with high representation of reservoir mean temperatures. Wind data showed signs of being channelled by the topography, and small differences in wind directions between SIMA and Embrapa/Furnas stations were observed. The estimated heat fluxes were coherent with literature, being dominated by latent heat losses.



## LISTA DE FIGURAS

	<u>Pág.</u>
Figura 3.1 Absorção atmosférica de radiação eletromagnética por componente atmosférico. Adaptado de Jensen (2009). .....	9
Figura 3.2 - Parâmetros do semivariograma, adaptado de Camargo et al. (2002). .....	11
Figura 4.1 - Morfologia do reservatório de Furnas, no estado de Minas Gerais, Brasil. O reservatório se localiza no sudeste do país, na região Sul de Minas Gerais, a menos de 300 km de Belo Horizonte-MG e São José dos Campos-SP. Apesar da grande área alagada (4400km <sup>2</sup> ), apresenta feições estreitas, com menos de 1km de largura, e muitos braços secundários. ...	19
Figura 4.2 – Detalhe da área de estudo, no município de Guapé. (20°44’11’’S ; 45°55’42’’ O). As estrelas circunscritas representam a posição das plataformas SIMA de coleta de dados, duas delas bastante próximas. ....	20
Figura 4.3 - Localização das três estações de Furnas/Embrapa, nomeadas neste trabalho de “Furnas”, “Guapé” e “Alfenas”, em hexágonos amarelo. O círculo laranja é a localização da estação SIMA principal, que coleta os dados meteorológicos. ....	22
Figura 4.4 - Localização dos pontos amostrados nas expedições de campo anteriores ao dia 9/12/2014 (à esquerda) e no dia 9/12/2014 (à direita).....	26
Figura 4.5 - Localização dos quatro pixels regulares MODIS selecionados, batizados de “Barragem”, “Sul”, “Guapé” e “Formiga”, em quadrados vermelhos. Os círculos laranja e verdes representam a posição das plataformas SIMA principal e secundárias. ....	28
Figura 5.1 - Resultado da krigagem ordinária sobre dados batimétricos e SRTM da região. Escalas de altitude em relação ao nível do mar, em cinza para o solo, e cromática para a água. A escala cromática de profundidade tem como referência o nível de 751m. ....	33
Figura 5.2 - Histograma do valores de pixels válidos obtidos por mês, para o dia e para a noite (em amarelo e azul) extraídos do total da imagens MODIS (em cinza). As colunas em cinza representam o total de imagens MODIS adquiridas em cada mês, e as colunas amarelas e azuis apresentam a quantidade de pixels válidos obtidos quando a cobertura de nuvens foi	

	favorável. A diferença entre as colunas cinzas e as colunas amarelas e azuis é um sinal de como a cobertura de nuvens é intensa durante todo o ano, sazonalmente maior no período de verão, e diariamente maior no período da noite.....	34
Figura 5.3 - Séries temporais de temperatura diurna (~10h) extraídas dos quatro pixels MODIS. A linha contínua representa o ajuste de seno e cossenos, enquanto os pontos representam os valores extraídos dos pixels. ....		35
Figura 5.4 – Médias mensais diurnas e noturnas individuais das quatro séries de dados MODIS, obtidas de amostras de 2000 a 2014.....		37
Figura 5.5 - Climatologia mensal das quatro séries de dados MODIS diurnas, e dos dados da estação SIMA com desvio padrão.....		38
Figura 5.6 - Ciclo diel médio da temperatura da água e do ar, obtidos pelas médias horárias dos dados SIMA, no período de julho de 2013 a outubro de 2014. À esquerda, ciclo da temperatura da água e do ar. À direita, ciclo da diferença entre temperaturas da água e do ar. ....		39
Figura 5.7 – Diagrama de espalhamento entre temperaturas medidas <i>in situ</i> (apenas da estação SIMA que afere dados meteorológicos) e estimativa das correções “Barsi” e “Qin” sobre os valores de temperatura de brilho TIRS, sem remoção de viés (a) e com subtração de viés (b) .....		42
Figura 5.8 – Diagrama de espalhamento entre temperaturas medidas <i>in situ</i> e respectivas estimativas feitas por meio das correções Barsi e Qin, para todas as seis estações SIMA disponíveis. Inclui os dados da estação SIMA principal, já apresentados na Figura 5.7.....		43
Figura 5.9 - Comparação entre erros de estimativa pela correção Qin e o coeficiente de estabilidade atmosférica ( $\zeta$ ) estimado nos 10 minutos próximos e na média diária, para as várias plataformas SIMA disponíveis.....		44
Figura 5.10 -Curvaturas dos perfis atmosféricos estimados para as correções Barsi e Qin, para os dias 16/6/2014 (menor erro da correção QIN) e 19/08/2014 (maior erro da correção QIN).....		45
Figura 5.11 -Transmitâncias atmosféricas estimadas pelos algoritmos Qin e Barsi, para 11 datas. As colunas cinzas representam a datas de 16/6/2014 (menor erro da correção Qin) e 19/08/2014 (maior erro da correção Qin) .....		45
Figura 5.12 -Comparação entre conteúdo de vapor na atmosfera segundo o método Barsi (obtido de perfis atmosféricos NCEP) e método Qin, (obtido por		

	equações de regressão). Coeficientes angular e linear, respectivamente 0,42 e 11,18. Correlação 0,76, $R^2$ de 0,58.....	46
Figura 5.13	- Comparação entre temperatura efetiva média da atmosfera do método Barsi (obtido de perfis atmosféricos NCEP) e método Qin, (obtido por equações de regressão). Correlação 0,54. $R^2 = 0,29$ ; Coeficientes de regressão angular e linear de 0,60 e 8,07. ....	48
Figura 5.14	- Mapa de temperaturas médias das 10 imagens limpas para cada pixel (a), e mapa das anomalias em relação à média global da imagem (b), sobreposto ao mapa de altitude (sem escala).....	49
Figura 5.15	- Mapas de RMSE sem correção de viés (a), e com correção de viés(b). Correlação (c) e viés (d) pixel a pixel para as sete imagens simultâneas aos dados SIMA.....	50
Figura 5.16	- Histograma bivariado da ocorrência de pixels em função de sua profundidade (em relação à altitude de 761m do nível do mar) e de sua anomalia ( $^{\circ}\text{C}$ ) .....	51
Figura 5.17	- Temperatura de superfície da água obtida pela sonda manual em trabalho de campo, para as quatro datas de expedição (29/jul; 31/jul; 1/ago; 9/dez/2014). Em verde, a temperatura obtida simultaneamente pela estação SIMA, a 0,5m de profundidade. Os pontos em azul representam pontos amostrados nas margens rasas, e, em vermelho, na superfície das regiões centrais profundas. ....	52
Figura 5.18	- Ilustração adaptada de Monismith et al. (1990), demonstrando o fluxo convectivo presente em braços de reservatórios, devido ao aquecimento rápido das margens pela irradiação solar. ....	53
Figura 5.19	- Etapas do processo de mascaramento em detalhe da imagem do dia 04/09/2014.....	53
Figura 5.20	- Perfil térmico obtido na expedição do dia 01 de agosto 2014, no ponto F2 (Ver Fig. 4.4), próximo do leito do Rio Grande, da superfície até a profundidade de 34 metros (esquerda), e até a profundidade de 5m (à direita). ....	55
Figura 5.21	- Diferenças entre temperatura da água para sensor na superfície e temperatura em profundidade de 0,5 m medidos pelo SIMA. Dados obtidos no período entre outubro de 2013 e abril de 2014, quando havia disponibilidade de dados em profundidade “zero”. ....	55

Figura 5.22 -Diferença de temperatura da água do oceano, na superfície e em profundidade de 5m, em função do horário do dia (cor) e intensidade do vento a 23m (eixo horizontal). Figura adaptada de Donlon et al. 2002. ...	56
Figura 5.23 -Medições de temperatura do ar obtidas em campo. A série em verde representa os dados coletados a cada 10 min pela estação SIMA. Os pontos azuis são as amostras em partes rasas (Margens) e os pontos vermelhos, em partes profundas (Centro).....	57
Figura 5.24 -Correlação entre as temperatura do ar medidas em campo, e as temperaturas do ar medidas concomitantemente na plataforma SIMA (°C). Coeficiente angular 1.05, e linear 1.92. Viés = 2.66 °C , RMSE = 3.83 °C <sup>2</sup>	58
Figura 5.25 -Ciclo diário (diel) de temperatura do ar, para a estação SIMA e três estações meteorológicas da empresa Furnas/Embrapa.....	60
Figura 5.26 -Medições de umidade do ar obtidas em campo, comparadas aos dados coletados simultaneamente na estação SIMA. Os pontos azuis são as amostras em partes rasas (Margens) e os pontos vermelhos, em partes profundas (Centro). ....	62
Figura 5.27 -Relação entre umidade relativa e temperatura do ar para o reservatório de Furnas. Para os dados de campo: Coeficiente angular de -2,22, linear de 115, correlação -0,7. Para os dados SIMA: Coeficiente angular -2,26 , linear de 112, correlação de -0,67. ....	62
Figura 5.28 -Ciclo diário de umidade do ar, para a estação SIMA e três estações meteorológicas da empresa Furnas/Embrapa. ....	64
Figura 5.29 - Período de cobertura dos dados de vento para as quatro estações Alfenas, Furnas, Guapé e SIMA, marcadas com linhas cinzas verticais nas datas de passagem das imagens Landsat 8 utilizadas.....	65
Figura 5.30 -Histogramas da intensidade do vento, em m/s, para as quatro estações, incluindo somente os dados do período comuns às séries. A linha vermelha representa a curva de densidade de probabilidade ajustada de Weibull. ..	66
Figura 5.31 -Histogramas direcionais de vento. Em intervalos de 6h, para cada uma das estações, a partir dos dados do período comum às quatro estações. ....	68
Figura 5.32 -Medições de intensidade do vento obtidas em campo, comparadas aos dados coletados simultaneamente na estação SIMA, para o dia 21/05/2014. Pontos azuis são amostras obtidas nas regiões próximas das margens, e	

vermelhas, nas regiões centrais do reservatório. Correlação de 0,02, e viés de 1,18. Mesmo que as regiões apresentem regimes de vento semelhantes, a correlação direta entre as séries é pequena, devido a variabilidade de alta frequência. ....	69
Figura 5.33 - Médias mensais dos fluxos de calor sensível e latente calculados apenas com os dados SIMA de intervalo de 10 minutos. Fluxo Latente médio de $90,7 \text{ Wm}^{-2}$ . Fluxo Sensível médio de $12,9 \text{ Wm}^{-2}$ . ....	70
Figura 5.34 - Médias mensais da razão de Bowen (H/L) para o reservatório de Furnas calculadas apenas com os dados SIMA. ....	71
Figura 5.35 - Variabilidade sazonal mensal da umidade relativa, da diferença de temperatura entre água e o ar (A), e das temperaturas do ar e água e intensidade do vento (B). ....	72
Figura 5.36 - Variabilidade mensal da radiação solar incidente e do balanço de ondas longas excedente (positivo significando calor resultante emitido pelo corpo de água). ....	72
Figura 5.37 - Balanço energético total de superfície, e variação temporal da temperatura da água a 0,5m de profundidade. ....	73
Figura 5.37 - Comparação entre fluxos sensível (esquerda) e latente (direita), calculados utilizando-se temperatura da água no SIMA (intervalo de 10min, profundidade de 0,5m) e as imagens Landsat8. Unidades em $\text{Wm}^{-2}$ . ....	75
Figura 5.39 - Ciclo diel dos fluxos de calor sensível e latente, estimados pelos dados SIMA em intervalos de 10 min, e processados em médias horárias. ....	76
Figura 5.40 - Ciclo diel da intensidade do vento, medida pelos dados SIMA. ....	77



## LISTA DE TABELAS

	<u>Pág.</u>
Tabela 4.1 - Dados geomorfológicos do reservatório de Furnas. ....	20
Tabela 4.2 - Dados orbitais dos sensores termais .....	23
Tabela 4.3 - Resolução espectral dos sensores utilizados. ....	23
Tabela 4.4 - Coeficientes de regressão utilizados no Algoritmo original de estimativa de temperatura de superfície, e coeficientes adaptados para este trabalho. ...	31
Tabela 5.1 - Coeficientes do ajuste harmônico para as series temporais extraídas dos pixels MODIS. O coeficientes de amplitude dos harmônicos anuais estão destacados em cinza. Os termos $r^2$ e rmse representam o coeficiente de determinação e a raiz do erro médio quadrático da curva de regressão, respectivamente. ....	36
Tabela 5.2 - Imagens Landsat 8 utilizadas e parâmetros meteorológicos utilizados, obtidos por estações e pelo <i>website</i> ACPC. As linhas destacadas em roxo contém dados meteorológicos da estação mais próxima Embrapa/Furnas, e as demais, da estação SIMA. A linha vermelha destaca uma data com imagem levemente contaminada por nuvens. As três últimas colunas apresentam para cada imagem os dados de transmitância, radiância ascendente e radiância descendente, respectivamente. ....	40
Tabela 5.3 - Estatísticas da área recorte das imagens Landsat 8 (região de estudo). Os valores de temperatura em topo de atmosfera (TOA) são expressos em °C, e o conteúdo de vapor w foi estimado segundo a equação 4.5.....	41
Tabela 5.4 - Estatísticas da temperatura de superfície da área recorte das imagens Landsat 8, após correções “Qin” e “Barsi”. ....	41
Tabela 5.5 - Comparativo estatístico das correções Barsi e Qin, e duas variações, comparadas às temperaturas da estação meteorológica SIMA. ....	42
Tabela 5.6 - Estatísticas das correções atmosféricas Barsi e Qin, quando comparadas às temperaturas de superfície das demais estações SIMA.....	43
Tabela 5.7 - Comparativo entre medições de temperatura do ar das estações meteorológicas em Alfenas, na barragem de Furnas, em uma ilha em Guapé-MG, e na estação <i>in situ</i> SIMA. ....	59

Tabela 5.8 - Correlação entre medições de temperatura do ar das estações da empresa Furnas/Embrapa e a estação SIMA .....	60
Tabela 5.9 - Comparativo entre medições de umidade das estações meteorológicas. ...	63
Tabela 5.10 - Correlação entre medições de umidade das estações meteorológicas. .	63
Tabela 5.11 - Estatísticas descritivas da intensidade do vento das quatro estações. Os valores entre parênteses são o intervalo de confiança de 95% dos parâmetros estimados da distribuição de Weibull.....	65
Tabela 5.12 - Coeficientes da distribuição de Weibull estimados pelas equações de Justus et al., (1978).....	67
Tabela 5.13 - Comparativo entre fluxos de superfície estimados em lagos e reservatórios diversos.....	78

## LISTA DE ABREVIATURAS

SIMA	Sistema Integrado de Monitoramento Ambiental
ACPC	<i>Atmospheric Correction Parameter Calculator</i> ( <a href="http://atmcorr.gsfc.nasa.gov/">http://atmcorr.gsfc.nasa.gov/</a> )
SRTM	<i>Shuttle Radar Topography Mission</i>
MODIS	<i>Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer</i>
TIRS	<i>Thermal Infrared Sensor</i>
USGS	<i>United States Geological Survey</i>
NDWI	<i>Normalized Difference Water Index</i>
NCEP	<i>National Centers for Environmental Prediction</i>
RMSE	<i>Root Mean Squared Error</i> (Raiz do erro quadrático médio)
NASA	Agência Espacial Norte Americana
JPL	<i>Jet propulsion Laboratory</i>
RIT	<i>Rochester Institute of Technology</i>



## LISTA DE SÍMBOLOS

$\phi_N$	Fluxo de calor de superfície total ou líquido.
$\phi_S$	Fluxo de calor de ondas curtas (ou irradiação solar)
$\phi_{SWC}$	Fluxo de calor de ondas curtas para céu limpo.
$\phi_{ri}$	Fluxo de calor de ondas, emitido pela atmosfera.
$\phi_{ro}$	Fluxo de calor de ondas longas, emitido pela superfície.
$\phi_H$	Fluxo de calor sensível
$\phi_L$	Fluxo de calor latente
$\varepsilon$	Emissividade
$\sigma$	Constante de Boltzmann
$A_S$	Albedo da superfície para ondas curtas
$A_L$	Albedo da superfície para ondas longas
$T_S$	Temperatura da superfície
$T_a$	Temperatura do ar
$e_a$	Pressão de Vapor
$r$	Umidade Relativa
$e_s$	Pressão de vapor de saturação
$\lambda$	Comprimento de onda
$C$	Cobertura de núvens
$\alpha$	Elevação solar ao meio dia
$\varphi$	Parâmetro matemático da estimativa da irradiação solar para céu limpo
$L_V$	Calor latente de evaporação da água
$L_S$	Comprimento de estabilidade de Obukhov
$\rho_a$	Densidade do ar

$c_p$	Calor específico em pressão constante do ar.
$c_H$	Constante de Stanton
$ \vec{V} $	Intensidade do vento (Módulo da velocidade do vento)
$L$	Latitude
$c_e$	Constante de Dalton
$q_a$	Umidade do ar sobre acima da superfície
$q_s$	Umidade do ar na superfície
$M_\lambda$	Emitância espectral
$M$	Emitância total
$\theta$	Ângulo de visada
$\hat{\gamma}$	Estimador de semivariograma
$L_\lambda$	Radiância espectral

## SUMÁRIO

	<u>Pág.</u>
1 INTRODUÇÃO .....	1
1.1 Hipótese .....	4
2 OBJETIVOS.....	5
3 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA .....	7
3.1 Sensoriamento remoto da temperatura de superfície .....	7
3.2 Técnicas de geoprocessamento .....	10
3.3 Análise estatística de correlação dos dados .....	12
3.4 Balanço de fluxos de superfície.....	13
4 MATERIAIS E MÉTODOS .....	19
4.1 Área de estudo .....	19
4.2 Fontes de dados .....	21
4.2.1 Dados de estações <i>in situ</i> .....	21
4.2.2 Dados de satélite.....	22
4.2.3 Dados de expedições em campo.....	25
4.2.4 Processamento dos dados de satélite.....	26
4.2.5 Dos dados de campo .....	32
5 RESULTADOS E DISCUSSÃO .....	33
5.1 Batimetria.....	33
5.2 Climatologia da temperatura da água.....	33
5.3 Variabilidade espacial da temperatura da água.....	39
5.4 Variabilidade espacial da temperatura do ar.....	56
5.5 Variabilidade espacial da umidade do ar .....	60
5.6 Variabilidade espacial do vento .....	64
5.7 Balanço de fluxos de calor de superfície.....	69
6 CONCLUSÕES.....	79
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS .....	85
APÊNDICE A – Equações de estabilidade atmosférica.....	91



# 1 INTRODUÇÃO

A camada superficial de lagos e reservatórios é a principal interface de troca de calor entre a atmosfera e o corpo d'água. O balanço dos fluxos de entrada e saída de calor controla o aquecimento ou resfriamento desta camada superficial, que, por sua vez troca calor com as camadas de água inferiores, modificando a temperatura do corpo de água, que, por sua vez, é relevante para fenômenos bio-químicos, como a reprodução de peixes e micro-organismos, solubilidade de sais, nutrientes e gases na água, e também fenômenos físicos como ressurgências. As metodologias modernas de estudo dos fluxos de calor de superfície de corpos d'água dividem os fluxos em quatro componentes: A irradiação solar de ondas curtas, o balanço de ondas longas entre água e atmosfera, o fluxo de calor sensível, e o fluxo de calor latente. A maior entrada de calor no corpo de água se dá pela irradiação solar sobre a superfície, de modo que as demais componentes frequentemente se mostram saídas de calor (VERBURG; ANTENUCCI, 2010).

Para a estimativa de balanço de calor de reservatórios, duas linhas principais de metodologias foram desenvolvidas (TUCKER, 1982; SCHERTZER, 1987; CROLEY II, 1989): i) O conteúdo de calor do reservatório é computado através da medição de sua estrutura termal e batimetria, de modo que os fluxos de superfície são obtidos como termo remanescente do balanço entre a variação do conteúdo de calor e as entradas de calor por afluentes; ii) O balanço de calor de superfície é computado por parâmetros meteorológicos e equações de transferência de massa e calor entre o ar e a água. O fluxo líquido resultante passa a ser composto pelo balanço entre os fluxos de energia radiativa, sensível e latente na superfície.

No entanto, conforme discutido por Tucker (1982), estes dois grupos de métodos apresentam discrepâncias entre suas estimativas. Como o fluxo de superfície é obtido como termo remanescente, os erros de medida e estimativa dos parâmetros e componentes acabam sendo acumulados no termo final. Em um mesmo reservatório, medições por ambos os métodos podem acumular diferenças de até 50% em médias semanais. O primeiro método, pelo conteúdo de calor, se mostra mais preciso para escalas sazonais, por se firmar no conteúdo de calor em profundidade. O segundo método, por parâmetros meteorológicos, é mais adequado para escalas semanais, por se basear em dados de maior variabilidade temporal, como vento e temperatura de superfície (HASSAN, 2013).

Esforços têm sido feitos para a elaboração de modelos mais robustos, que forneçam estimativas melhores com a menor quantidade de dados climatológicos e limnológicos possível. Embora o método que forneça mais precisão seja o cálculo do conteúdo de calor, ele requer informações de batimetria e estratificação que nem sempre estão disponíveis. Outra opção é o método denominado “*bulk aerodynamic transfer method*”, onde os fluxos turbulentos de calor (sensível e latente) são estimados por parâmetros meteorológicos, temperatura da superfície da água e coeficientes de troca de calor (VERBURG; ANTENUCCI, 2010). As condições de estabilidade da camada limite atmosférica sobre o reservatório, que afetam os fluxos, são incluídas por meio de funções iterativas que ajustam os valores dos coeficientes de troca de calor.

Todos os métodos aplicados até o momento necessitam de dados obtidos por sondagem do lago e da atmosfera através de flutuadores, embarcações ou estações meteorológicas. Alguns trabalhos se utilizam de várias estações e imagens de satélite para obter dados espacialmente contínuos (LOFGREN; ZHU, 2000), enquanto outros utilizam apenas uma ou duas estações (ROUSE et al., 2003; LENTERS et al., 2005; CAI et al., 2006; MELESSE et al., 2009). No entanto, a falta de representatividade espacial dos dados das sondas é notável ao se comparar fluxos estimados por dados pontuais e por dados espaciais (SIMA et al., 2013). As amostras pontuais são frequentemente obtidas nas regiões centrais e profundas do corpo de água, desprezando a variabilidade de temperatura de superfície entre regiões, e eventuais heterogeneidades nos regimes de vento. O sensoriamento remoto é eventualmente utilizado para fornecer dados espacializados da temperatura de superfície da água. Mas ainda não pode oferecer dados atmosféricos em resolução espacial e temporal suficiente para o estudo de lagos e reservatórios, embora já o sejam para ambientes costeiros e marítimos. Campos de vento são amostrados remotamente por meio de escaterômetros, obtendo o vetor de intensidade de vento em resoluções próximas de algumas dezenas de quilômetros, por uma metodologia que só funciona para a superfície da água, sendo altamente sensível à resposta do solo presente na vizinhança de lagos e reservatórios continentais (HORSTMANN, 2000). Para o estudo de lagos e reservatórios de pequeno porte, seria necessário um sistema orbital capaz de fornecer campos de temperatura da superfície e intensidade do vento com resoluções próximas de 100m, com período de revisita diário.

Alguns trabalhos se dedicaram ao estudo de fluxos de superfície em lagos estadunidenses (TUCKER, 1982; SCHERTZER, 1987; LOFGREN; ZHU, 2000;

SCHERTZER et al., 2003; LENTERS et al., 2005), e europeus (PEETERS et al., 2002; (VENÄLÄINEN et al., 1999) desenvolvendo parte considerável das técnicas atualmente tidas como padrão. Outros estudos também abordaram reservatórios no Canadá (ROUSE et al., 2003), China (CAI et al., 2006), Grécia (GIANNIOU; ANTONOPOULOS, 2007), Japão (MOMII; ITO, 2008), Nova Zelândia (VINER, 1984), e, mais recentemente, lagos tropicais vem sendo estudados, como no Egito (HASSAN, 2013), Irã (SIMA et al., 2013), e Etiópia (VALLET-COULOMB et al., 2001; MELESSE et al., 2009). Ainda são poucos os trabalhos em lagos sul-americanos, de clima tropical úmido como o de Alcântara (2010) e Lorenzetti et al. (2015).

Os cálculos de fluxos de superfície realizados em reservatórios de média latitude (TUCKER, 1982; LOFGREN; ZHU, 2000), pelo método de Croley II (1989), que utiliza dados climatológicos, apresentaram fluxos de menor intensidade do que os estimados para lagos de maiores latitudes (ROUSE et al., 2003). Porém, ainda maiores do que os fluxos obtidos por Alcântara et al. (2010) no reservatório de Itumbiara, no estado de Goiás. As estimativas realizadas em lagos de clima tropical árido (VALLET-COULOMB et al., 2001; HASSAN, 2013) apresentaram taxas de evaporação maiores do que as do reservatório de Itumbiara. Essas diferenças sugerem que os fluxos de superfície de lagos estão ligados não só à latitude, mas às condições climáticas locais, de modo que lagos temperados, tropicais áridos e tropicais úmidos apresentam fluxos nitidamente diferentes.

Lagos de altas latitudes estão sujeitos ao congelamento periódico de sua superfície, o que requer uma grande perda de calor no período de inverno, e o retorno desse calor no período de verão (JAKKILA et al., 2009). Reservatórios tropicais não apresentam esse fenômeno, tendo temperaturas mais constantes durante o ano. Porém, podem apresentar diferenças pelas condições climáticas de umidade, pressão atmosférica e regime de ventos. Lagos tropicais úmidos estão sujeitos a eventos de neblina e saturação da umidade, além de uma maior cobertura de nuvens, que afetam significativamente a entrada de energia por irradiação solar e a saída por evaporação.

Já há vários anos, o grupo Hidrosfera do departamento de Observação da Terra (OBT) do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE) vem realizando coleta de dados e estudos de vários reservatórios hidrelétricos e grandes lagos brasileiros. Uma das mais importantes atividades nesse contexto tem sido a coleta automática de dados

meteorológicos e limnológicos por meio de instrumentação fundeada. Os dados assim coletados se constituem em séries temporais das variáveis (temperatura do ar e água, umidade relativa do ar, condutividade, entre outras) com alta resolução temporal (amostragem horária ou a cada dez minutos). Parte dos dados coletados pode ser usada para o cálculo dos vários componentes dos fluxos de calor de superfície e estimativa do balanço de calor total. Dados de estações fundeadas são valores pontuais e representam com muita precisão o local de coleta. Porém, essa representatividade pode diminuir com a distância do ponto de coleta em função das escalas de correlação espacial de cada uma dessas variáveis. Assim, uma questão importante que se coloca no contexto do cálculo dos fluxos de calor para um reservatório de dimensões apreciáveis (várias dezenas de quilômetros de extensão) é se as estimativas de fluxos de calor baseadas em dados coletados pontualmente são, ou não, representativas do fluxo integrado sobre toda a área do reservatório. Uma das maneiras de se tentar responder a essa questão é amostrar espacialmente as variáveis chave do cálculo dos fluxos de calor e examinar sua correlação às mesmas variáveis coletadas pontualmente. Essa é a motivação central do trabalho que se propõe a ser realizado nesta Dissertação.

O grupo Hidrosfera possui algumas estações fundeadas no reservatório de Furnas, na região do município de Guapé-MG, próximas ao antigo leito do Rio Grande, no braço leste. O braço leste apresenta predominantemente atividade rural e de piscicultura, enquanto o braço sul, sobre o antigo leito do Rio Sapucaí, apresenta atividade de mineração. A facilidade de acesso, a geometria do reservatório e a disponibilidade dos dados torna a região oportuna para o desenvolvimento deste trabalho.

## **1.1 Hipótese**

Assim, propõe-se realizar um estudo dos fluxos de calor de superfície no reservatório de Furnas (MG) que deverá contribuir para um melhor entendimento de sua dinâmica termal característica de reservatórios de clima tropical úmido, assim como levantar a variabilidade espacial das grandezas envolvidas, tendo-se como hipótese que:

*“o reservatório pode apresentar variabilidade espacial significativa de seus campos de temperatura, umidade e vento de superfície, com impacto importante sobre as estimativas de fluxos de calor obtidas a partir de dados pontuais”.*

## 2 OBJETIVOS

Este trabalho tem por objetivo geral *estimar os fluxos de calor de superfície no reservatório de Furnas e avaliar sua variabilidade espacial, utilizando dados coletados pontualmente, dados de campo coletados espacialmente e de sensoriamento remoto orbital.*

Para chegar ao objetivo geral acima, definimos os seguintes objetivos específicos:

- a) Analisar a variabilidade espacial do campo de temperatura de superfície da água por imagens de satélite no infravermelho termal, e por meio de técnicas geoestatísticas aplicadas aos dados *in situ*.
- b) Analisar a variabilidade espacial dos campos de vento, temperatura do ar e umidade relativa, através da intercomparação entre dados coletados em expedições de campo e dados coletados por equipamento fundeado no local.
- c) Estimar os fluxos de radiação de onda longa, de calor sensível, calor latente e o fluxo líquido, espacializados para o braço leste do reservatório, na região do município de Guapé-MG.
- d) Avaliar a representatividade dos fluxos calculados a partir de dados pontuais na caracterização dos fluxos do braço leste do reservatório.



### 3 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

#### 3.1 Sensoriamento remoto da temperatura de superfície

O sensoriamento remoto de temperatura de superfície é possível graças à bem estabelecida teoria da emissão térmica dos corpos e materiais. A emissão espectral de um corpo negro foi primeiramente modelada por Max Planck em 1900. A modelagem de Planck aborda a distribuição da energia emitida por um corpo negro – um corpo ou ponto material com refletividade nula e emissividade máxima e igual à unidade -, em função do comprimento de onda ou da frequência de emissão, de acordo com a equação 3.1. (EISBERG; RESNICK, 1979; JENSEN, 2009)

$$M_{\lambda} = \frac{C_1}{\lambda^5 \left[ \exp\left(\frac{C_2}{\lambda T}\right) - 1 \right]} \quad (3.1)$$

Onde  $C_1 = 3,74 \times 10^{-8} \text{ Wm}^2$  e  $C_2 = 1,44 \text{ } \mu\text{m K}$ ;  $\lambda$  é o comprimento de onda da radiação ( $\mu\text{m}$ ); e T é a temperatura do corpo (K).

A integração da equação 3.1, em todos os comprimentos de onda, resulta na energia total emitida pelo corpo sob a forma de energia eletromagnética. Essa emissão total, em contraposição à emissão espectral da equação 3.1, já havia sido modelada empiricamente por Stefan em 1879, pela equação 3.2: (EISBERG; RESNICK, 1979)

$$M = \sigma T^4 \quad (3.2)$$

Onde  $\sigma$  é a constante de Stefan-Boltzmann, igual a  $5,67 \times 10^{-8} \text{ Wm}^{-2} \text{ K}^4$ .

Observa-se que, pela equação 3.2, a energia emitida por um corpo negro cresce proporcional à quarta potência de sua temperatura, enquanto que, pela equação 3.1, o comprimento de máxima emissão se desloca para comprimentos de onda menores. Ou seja, corpos negros mais quentes emitem mais energia em todos os comprimentos, e concentradas em frequências de vibração maiores, fótons de maior energia e comprimentos de onda menores.

Corpos reais, no entanto, não se comportam precisamente como corpos negros, os quais absorvem toda a energia incidente sobre eles e não exibem seletividade em sua emissão. Corpos reais são consideravelmente seletivos ao absorver calor e igualmente seletivos

em sua emissão espectral. A proporção entre a emissão espectral de um corpo real e um corpo negro é dada pela emissividade espectral  $\varepsilon_\lambda$ , definida pela equação 3.3

$$\varepsilon_\lambda = \frac{M_{\lambda Real}}{M_{\lambda Negro}} \quad (3.3)$$

Assim, a emissividade de um corpo representa a emissão do corpo real em relação à emissão de um corpo negro, à mesma temperatura, em um comprimento de onda específico ou banda espectral. A aplicação prática desses conceitos permite que a temperatura de um corpo possa ser obtida como função de sua emissividade e emissão espectral basicamente pela inversão da equação (3.1) com T explicitado como função de  $M_\lambda$  e  $\varepsilon_\lambda$ .

Corpos na superfície da Terra tendem a ter temperaturas distribuídas entre 250 e 350K, e como indicado pela lei de Wien (LORENZZETTI, 2015), irradiando principalmente em comprimentos de onda centrados na região do espectro conhecida como “infravermelho termal” (IVT), a região do espectro eletromagnético entre 3 e 14  $\mu\text{m}$ . Nesse faixa do espectro eletromagnético, temos duas regiões de baixa atenuação atmosférica, denominadas de janelas atmosféricas; a primeira entre 3 e 5  $\mu\text{m}$ , e outra entre 8 e 13  $\mu\text{m}$  (Figura 3.1), permitindo que nessas faixas a energia eletromagnética emitida por corpos na superfície possa ser adequadamente detectada por sensores orbitais (JENSEN, 2009).

A construção de sensores de radiação termal, aliada às janelas atmosféricas na região do IVT (Figura 3.1) e às equações 3.1, 3.2 e 3.3, permite a elaboração de equações inversas para determinação da temperatura de alvos na superfície da Terra, pela medição de sua radiância, desde que sua emissividade seja conhecida, e a absorção pela atmosfera possa ser corrigida (COLL; CASELLES, 1997; YU et al., 2008; HULLEY et al., 2011).

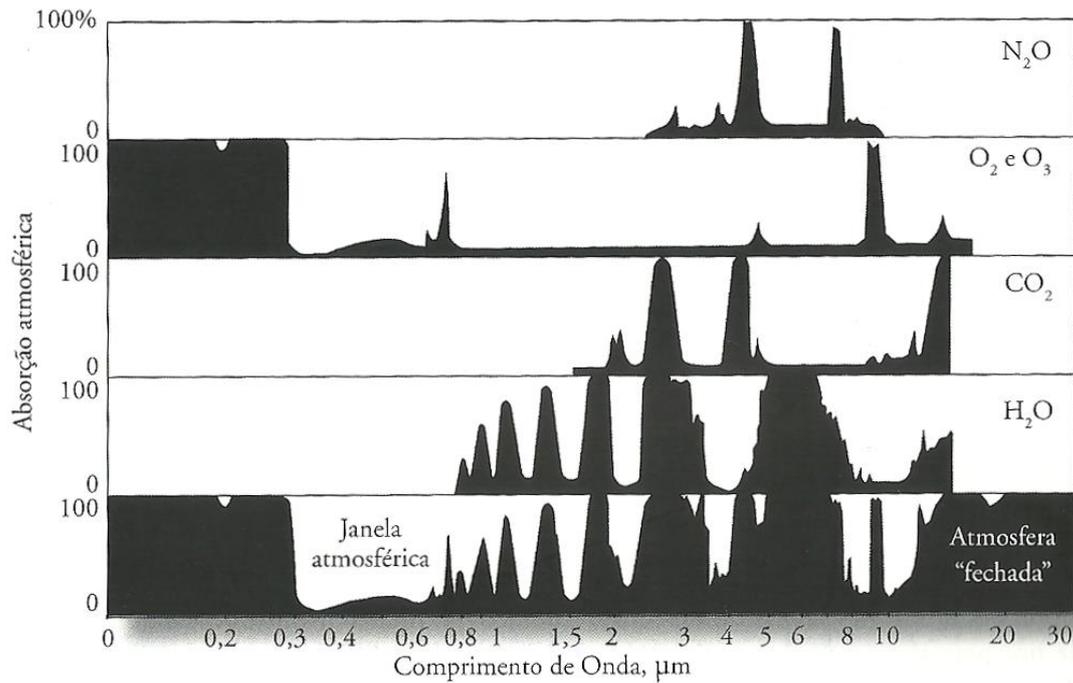


Figura 3.1 - Absorção atmosférica de radiação eletromagnética por componente atmosférico.

Fonte: Adaptado de Jensen (2009).

A divisão da janela atmosférica em várias bandas permite a elaboração de algoritmos que explorem as diferentes absorções atmosféricas entre cada banda termal para melhor correção dos efeitos atmosféricos sobre a temperatura de brilho da superfície, i.e. a temperatura de superfície estimada somente por inversão da equação de Planck. YU et al. (2008) discorrem sobre três grupos de algoritmos que estimam a temperatura de superfície a partir de um polinômio de primeira ordem, função das temperaturas de brilho do sensor nas bandas de 11 $\mu\text{m}$  e 12 $\mu\text{m}$ , e da emissividade do alvo. Estes algoritmos que utilizam duas bandas termais são frequentemente denominados *split-window*. Para os estudos de solo, onde a emissividade é geralmente desconhecida, ou estimada pela cobertura de solo, os algoritmos apresentam consideráveis diferenças. Para o uso em água, onde a emissividade na faixa do IVT é quase 1, e pode ser tomada como constante, os algoritmos podem ser simplificados para a equação 3.4 (HULLEY et al., 2011).

$$T_S = a_0 + a_1 T_{11} + a_2 (T_{11} - T_{12}) + a_3 (T_{11} - T_{12})(1 - \sec(\theta)) \quad (3.4)$$

onde  $T_S$  é a temperatura da superfície,  $T_{11}$  é a temperatura de brilho da banda de  $11\mu\text{m}$ ,  $T_{12}$  é a temperatura de brilho da banda de  $12\mu\text{m}$  e  $\theta$  o ângulo de visada do sensor em relação ao nadir. Os coeficientes  $a_{0-3}$  são dependentes do sensor, e são usualmente obtidos por regressão entre temperaturas de alvo conhecidos e a temperatura de brilho amostrada no sensor. A regressão dos coeficientes pela temperatura da água a certa profundidade é resistente ao problema do aquecimento diferenciado da camada mais superficial. A temperatura dos primeiros milímetros de água é conhecida como “temperatura de pele”, ou *skin*, enquanto a temperatura nos centímetros abaixo é tida como “temperatura de balde”, ou *bulk*. A temperatura de brilho medida pelo satélite é, a rigor, uma medida apenas da temperatura de pele, mas a regressão ajusta a medição aos valores de temperatura *bulk* (WAN et al., 1996; COLL; CASELLES, 1997; YU et al., 2008; HULLEY et al., 2011).

Quando somente uma única banda termal é disponível, a temperatura da superfície pode ainda ser obtida pela aplicação de correção atmosférica na radiância do alvo por técnicas de transferência radiativa atmosférica ou por algoritmos semi-empíricos, comumente denominados como métodos *single-channel*. (BARSI et al., 2003; QIN et al., 2001). Neles, a temperatura do alvo em solo pode ser obtida através do ajuste da radiância do alvo, levando-se em conta a transmitância atmosférica, que é estimada pela temperatura e conteúdo de vapor de água presentes na atmosfera. A temperatura e conteúdo de vapor atmosféricos podem ser obtidos por modelos climatológicos, medidas *in situ*, ou qualquer outra abordagem que permita estimar o perfil atmosférico.

### **3.2 Técnicas de geoprocessamento**

A geoestatística possui ferramentas para o estudo das interdependências e correlações entre variáveis espaciais, sendo útil para a elaboração de modelos, análises preditivas, e interpolação de dados (BARBOSA et al., 2009). A determinação da variação de um fenômeno regionalizado no espaço pode ser determinada por meio de semivariogramas, por meio de análises que pressupõem, ou não, a estacionariedade, heteroscedasticidade (isto é quando a variância é diferente em diferentes observações), e isotropia do fenômeno (CAMARGO et al., 2002; BERVEGLIERI et al., 2011). O semivariograma de uma variável  $z$ , que é função da posição  $x$ , é calculado segundo a equação 3.5.

$$\hat{\gamma}(\vec{h}) = \frac{1}{2N(\vec{h})} \sum_{i=1}^{N(\vec{h})} [z(x_i) - z(x_i + \vec{h})]^2 \quad (3.5)$$

onde  $\hat{\gamma}(h)$  é o valor do semivariograma para a distância entre amostras  $h$ ;  $N(h)$  é o número de amostras distanciadas em  $h$ , e  $z(x_i)$  e  $z(x_i + h)$  são, respectivamente, o valor da amostra de  $z$  na posição  $x_i$  e de sua amostra vizinha à distância  $h$ .

A Figura 3.2 apresenta o formato típico esperado dos semivariogramas, onde o efeito pepita ( $C_0$ ) representa a variabilidade espacial mínima entre duas amostras, mesmo que tendam à distância zero. O Patamar ( $C$ ) representa a variabilidade máxima entre amostras infinitamente distantes e o Alcance ( $a$ ) representa a distância a partir da qual as amostras não estão mais correlacionadas.

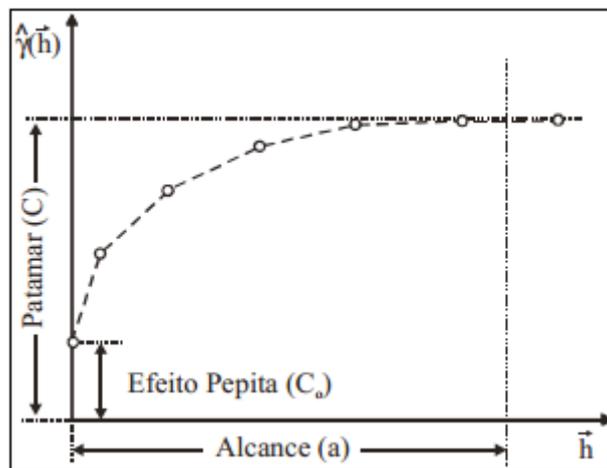


Figura 3.2 - Parâmetros do semivariograma, adaptado de Camargo et al. (2002).

O semivariograma também pode ser construído direcionalmente, analisando a variabilidade entre amostras em função da distância  $h$  e de uma direção ou setor angular, de modo a se quantizar a anisotropia da variabilidade (GUEDES et al., 2008; MARQUES et al., 2012).

A técnica de Krigagem permite a interpolação dos valores de amostras em um campo levando em consideração a correlação espacial entre as amostras, de modo que as amostras têm pesos atribuídos de acordo com a distribuição espacial da variável aleatória (CAMARGO et al., 2002). A Krigagem ajusta a curva experimental do semivariograma a um modelo matemático esférico, exponencial, gaussiano, ou de

qualquer outra formulação que o aplicador julgar adequada. O valor  $z^*$  interpolado ou estimado em um ponto  $x_o$  é dado pela equação 3.6.

$$z^*(x_o) = \sum_{i=1}^N \lambda_i z(x_i) \quad (3.6)$$

Onde  $\lambda_i$  é o peso de cada amostra, determinados de acordo com o sistema de equações 3.7 e 3.8.

$$\sum_{j=1}^n \lambda_j C(x_i, x_j) - \alpha = C(x_i, x_o) \quad \text{para } i = 1 \dots n \quad (3.7)$$

$$\sum_{j=1}^N \lambda_j = 1 \quad (3.8)$$

Onde  $\alpha$  é o multiplicador de Lagrange (CAMARGO et al., 2002) e  $C(x_i, x_j)$  é a semivariância entre as amostras  $x_i$  e  $x_j$ .

### 3.3 Análise estatística de correlação dos dados

Em trabalhos científicos é comum a necessidade de se analisar a dependência entre grandezas e como a variação de uma se relaciona à variação em outra (ZHENGJUN et al., 2008; ALCÂNTARA et al., 2010; STRONG; MABERLY, 2011; BENALI et al., 2012). O coeficiente de Pearson é útil para a análise da correlação entre duas variáveis, fornecendo um valor entre -1 e 1, onde -1 representa correlação perfeita e inversa, 0 representa nenhuma correlação e 1 representa total correlação direta, sendo calculado segundo a equação 3.9 (PETERS; SUMMERS, 1973).

$$\rho_{XY} = \frac{cov(X, Y)}{\sigma_x \sigma_Y} \quad (3.9)$$

onde  $cov(X, Y)$  é a covariância entre X e Y,  $\sigma_x$  e  $\sigma_Y$  são os desvios padrões das variáveis X e Y, dadas por:

$$cov(X, Y) = E[(X - \mu_X)(Y - \mu_Y)] \quad (3.10)$$

e

$$\sigma_x = \sqrt{E[(X - \mu_x)^2]} \quad (3.11)$$

$$\sigma_y = \sqrt{E[(Y - \mu_y)^2]} \quad (3.12)$$

onde  $E()$  é o operador de esperança ou média, e  $\mu_x$  e  $\mu_y$  são as médias de cada uma das variáveis.

### 3.4 Balanço de fluxos de superfície

O “*bulk aerodynamic transfer method*” é usado para se estimar os fluxos turbulentos de calor sensível e latente de superfície, assim como o fluxo de momentum por meio de parâmetros meteorológicos. A partir dos fluxos radiativos incidentes, de ondas curtas (solar) e de ondas longas emitido pela atmosfera e pela superfície da água, juntamente com os fluxos turbulentos, é possível se estimar o balanço dos fluxos em superfície. Assim, os fluxos de entrada no corpo líquido são compostos pela incidência solar durante o dia e irradiação termal da atmosfera. Os fluxos de calor que saem do corpo líquido são compostos pela radiação termal emitida pelo corpo de água e pelas perdas de calor sensível e calor latente para a atmosfera. É importante ser ressaltado que, enquanto o fluxo de calor latente representa basicamente uma perda de calor pelo corpo d’água por evaporação, o fluxo de calor sensível pode ser de ganho ou perda de calor, dependendo da diferença de temperatura entre a superfície da água e o ar.

O balanço de calor pode ser expresso pela equação 3.13 (HENDERSON-SELLERS, 1986; CAI et al., 2006; ALCÂNTARA et al., 2010).

$$\phi_N = \phi_S(1 - A_S) + [\phi_{ri}(1 - A_L) - \phi_{ro}] - \phi_H - \phi_L \quad (3.13)$$

onde  $\phi_N$  é o fluxo líquido total de calor ( $\text{Wm}^{-2}$ );  $\phi_S$  é a irradiação solar em ( $\text{Wm}^{-2}$ );  $A_S$  é o albedo da superfície para as ondas curtas (Fator adimensional);  $\phi_{ri}$  é o fluxo de incidência de ondas longas termais provenientes da atmosfera ( $\text{Wm}^{-2}$ );  $A_L$  é o albedo da superfície para as ondas longas (Fator adimensional);  $\phi_{ro}$  é o fluxo de radiação termal emitida pela superfície ( $\text{Wm}^{-2}$ );  $\phi_H$  é o fluxo de calor sensível por condução entre o corpo de água e a atmosfera ( $\text{Wm}^{-2}$ ); e  $\phi_L$  é o fluxo de calor latente, por evaporação da água ( $\text{Wm}^{-2}$ ).

A irradiação solar  $\phi_S$  é obtida por dados de campo, em  $\text{Wm}^{-2}$  e o albedo  $A_S$  para ondas curtas é aproximado como  $A_S = 0,07$ , segundo as considerações de Henderson-Sellers (1986).

O termo entre chaves na equação 3.13 corresponde ao balanço de ondas longas termais, e pode ser aproximado pela equação 3.14 (FUNG et al., 1984; LORENZZETTI et al., 2015; MACINTYRE et al., 2002), convencionada para que valores positivos representem fluxo para fora do corpo de água.

$$[\phi_{ri}(1 - A_L) - \phi_{ro}] = -\sigma T_a^4(1 + 0,17 C^2) \left[ 0,642 \cdot \left( \frac{e_a}{T_a} \right)^{\frac{1}{7}} \right] (1 - \alpha_{LW}) + \varepsilon \sigma T_S^4 \quad (3.14)$$

sendo  $T_a$  e  $T_S$  as temperaturas do ar e da superfície de água (em Kelvin),  $\varepsilon$  a emissividade da superfície da água, (igual 0,97),  $\sigma$  a constante de Stefan Boltzmann (igual a  $5,67 \cdot 10^{-8} \text{ Wm}^{-2}\text{K}^{-4}$ ),  $e_a$  é a pressão de vapor do ar (hPa),  $C$  é a fração de cobertura de nuvens, em décimos, e  $\alpha_{LW}$  é o albedo da água para ondas longas, aqui assumido como 0,03 (HENDERSON-SELLERS, 1986).

A pressão de vapor do ar  $e_a$  pode ser aproximada pela equação 3.15:

$$e_a = r e_s \quad (3.15)$$

Onde  $r$  é a umidade relativa do ar, em decimal, e a pressão de vapor de saturação  $e_s$  (hPa) é dada pela equação de Magnus-Tetens (MURRAY, 1967):

$$e_s = 6,1078 \cdot e^{\left( \frac{17,27 T_a}{237,3 + T_a} \right)} \quad (3.16)$$

onde  $T_a$  é a temperatura do ar, em °C.

A cobertura de nuvens  $C$  é um fator, em décimos, dependente da razão entre a irradiação solar sob cobertura de nuvens e a irradiação solar em céu limpo, e pode ser expressa segundo a equação 3.17 (REED, 1977).

$$C = 1 - \frac{\phi_S}{\phi_{SWC}} \quad (3.17)$$

Onde  $\phi_S$  é a irradiação solar sob efeito de núvens e  $\phi_{SWC}$  é a irradiação solar para céu limpo modelada, em  $\text{Wm}^{-2}$ , conforme a equação 3.18.

$$\phi_{SWC} = \phi_{TOA} \tau_{atm} \quad (3.18)$$

onde  $\phi_{TOA}$  é a irradiação solar em topo de atmosfera, obtida segundo a modelagem de Iqbal (1983), como função do horário, latitude, longitude, dia do ano e constante solar, e  $\tau_{atm}$  é a transmitância atmosférica para céu aberto (sem nuvens), calculada segundo a modelagem de Martin e McCutcheon (1999), como função da elevação solar, constantes ópticas e temperatura do ar (LORENZZETTI et al., 2015).

Os fluxos de calor sensível  $\phi_H$  e latente  $\phi_L$  podem ser obtidos segundo a parametrização “bulk” por (LAUNIAINEN; VIHMA, 1990; LARGE et al., 1997; CAI et al., 2006):

$$\phi_H = \rho_a c_p C_H |\vec{V}| (T_S - T_a) \quad (3.19)$$

$$\phi_L = \rho_a L_V C_e |\vec{V}| [q_s - q_a] \quad (3.20)$$

onde o  $\rho_a$  é a densidade do ar ( $1,2 \text{ kgm}^{-3}$ );  $c_p$  é o calor específico do ar à pressão constante ( $1,005 \times 10^3 \text{ Jkg}^{-1}\text{K}^{-1}$ );  $|\vec{V}|$  é o módulo da velocidade do vento ( $\text{ms}^{-1}$ );  $T_S$  e  $T_a$  são as temperaturas, respectivamente, da superfície da água e de ar (Kelvin);  $C_H$  e  $C_E$  (adimensionais) são coeficientes de troca de calor turbulenta (obtidos por método iterativo);  $L_V$  é o calor específico de vaporização da água (em  $\text{Jkg}^{-1}$ );  $q_a$  e  $q_s$  são a umidade atmosférica, respectivamente à altura da medição e à altura zero (superfície da água) (em  $\text{kg}_{\text{água}} \text{ kg}_{\text{Ar}}^{-1}$ ).

O calor específico de vaporização da água pode ser aproximado por:

$$L_V = 2,5008 \times 10^6 - 2,3 \times 10^3 (T_a - 273,16) \quad (3.21)$$

E a umidade atmosférica pode ser obtida por:

$$q = \frac{0,622 r e_s}{P} \quad (3.22)$$

Onde  $P$  é a pressão atmosférica (em hPa),  $r$  é a umidade relativa (em décimos), e  $e_s$  é função da temperatura do ar, já definida na equação 3.16. Para o cálculo da umidade atmosférica na superfície da água,  $q_s$ , assume-se equilíbrio dessa camada com o corpo de água, isto é.  $T_a = T_s$  e  $r = 1$ .

Os coeficientes  $C_H$  e  $C_E$  podem ser ajustados de acordo com a metodologia de Verburg e Antenucci (2010), utilizando um método iterativo que ajusta os coeficientes em função da estabilidade da camada limite atmosférica, descrita pelo comprimento de estabilidade de Obukhov ( $L_S$ ) (Equação 3.23) e o coeficiente de instabilidade  $\zeta$  (Equação 3.24),

$$L_S = \frac{-\rho_a u_*^3 T_V}{\kappa g \left( \frac{\phi_H}{C_p} + 0,61 \frac{T_a \phi_L}{L} \right)} \quad (3.23)$$

$$\zeta = \frac{z}{L_S}. \quad (3.24)$$

onde  $\kappa$  é a constante de Von Karman (0,41),  $g$  é a aceleração gravitacional ( $9,81 \text{ ms}^{-2}$ ),  $T_V$  é a temperatura virtual do ar, e  $u_*$  é a velocidade de fricção. O caso  $L_S$  e  $\zeta > 0$  representa atmosfera estável, e os fluxos são reduzidos;  $L_S$  e  $\zeta < 0$ , representa a atmosfera instável. Uma atmosfera neutra corresponde à  $L_S$  tendendo a  $\pm\infty$ , quando  $\zeta$  tende a 0.

A temperatura virtual do ar é obtida segundo a equação 3.25, em função da temperatura do ar e da umidade atmosférica.

$$T_V = T_a [1 + 0,61 q_a] \quad (3.25)$$

A velocidade de fricção  $u_*$  é obtida por método iterativo, utilizando-se das equações 3.26a e b, como função da velocidade do vento a 10m de altura (Equação 3.27)

$$u_* = U_{10} x \left( 0,0015 \left\{ 1 + \exp \left[ \left( \frac{-U_{10} + 12,5}{1,56} \right)^{-1} \right] \right\} + 0,00104 \right)^{-2} \quad (3.26a)$$

$$= C_D^{1/2} |\vec{V}| = \kappa |\vec{V}| / \ln(z/z_o) \quad (3.26b)$$

$$U_{10} = U_z \left( \frac{10}{z} \right)^{\frac{1}{7}} \quad (3.27)$$

onde  $C_D$  é o coeficiente de arrasto (SMITH, 1980),  $z$  é a altura da medida de vento (em relação à superfície da água, em metros),  $U_z$  é a velocidade do vento em altura  $z$  (equivalente ao  $|\vec{V}|$ ); e  $z_o$  e  $z_E$  são a rugosidade da superfície para o momento e para o vapor (em metros).

Os coeficientes de rugosidade  $z_o$  e  $z_E$  são funções da velocidade do vento, sendo alterados pela fricção das camada limite ar com a água. São, assim, obtidos segundo as equações 3.28 e 3.29:

$$z_o = \left( \frac{\alpha u_*^2}{g} \right) + \left( \frac{0,11\nu}{u_*} \right) \quad (3.28)$$

$$z_E = z_o \exp(-2,64R_e^{1/4} + 2,57) \quad (3.29)$$

onde  $\alpha$  é a constante de Charnot (0,013);  $\nu$  é a viscosidade do ar ( $\text{m}^2\text{s}^{-1}$ ), e  $Re$  é o número de Reynolds.

A viscosidade do ar  $\nu$  e o número de Reynolds  $R_e$  podem ser estimados pelas Equações 3.30 e 3.31 (VERBURG e ANTENUCCI, 2010):

$$\nu = \frac{\mu}{\rho} = \frac{1}{\rho} x [4,94 \cdot 10^{-8}(T - 273,16) + 1,7184 \cdot 10^{-5}] \quad (3.30)$$

$$R_e = \frac{u_* z_o}{\nu} \quad (3.31)$$

Os valores dos coeficientes de arrasto e troca de calor, em função das rugosidades  $z_o$  e  $z_E$ , são obtidos pelas equações 3.32(ab) e 3.33(ab) (ZENG et al., 1998).

$$C_D = \left[ \frac{\kappa}{\ln(z/z_o)} \right]^2 \quad (3.32a)$$

$$= \left[ \frac{\kappa}{\ln(z/z_o) - \Psi_M} \right]^2 \quad (3.32b)$$

$$C_E = C_H = \frac{\kappa C_D^{1/2}}{\ln(z/z_E)} \quad (3.33a)$$

$$= \frac{\kappa C_D^{1/2}}{\ln(z/z_E) - \Psi_E} \quad (3.33b)$$

Onde  $\Psi_M$  e  $\Psi_E$  são funções apenas do coeficiente  $\zeta$ , detalhadas no Apêndice A (VERBURG; ANTENUCCI, 2010).

O método iterativo é iniciado calculando-se  $u_*$  como função do vento, pela equação 3.26a, seguida do cálculo de  $z_o$  (Eq. 3.28) e da repetição do cálculo de  $u_*$  como função de  $z_o$  (Eq. 3.26b). A iteração entre  $z_o$  e  $u_*$  converge para um valor de  $u_*$ , para o que é então utilizado para o cálculo de  $z_o$  e  $z_E$ , que estimam os valores iniciais de  $C_D$ ,  $C_E$  e  $C_H$  (Eq. 3.32a e 3.33a). Calcula-se, então, os fluxos  $\phi_H$  e  $\phi_L$ ; seguidos do cálculo do comprimento de estabilidade  $L_S$  como função dos fluxos; cálculo de  $\zeta$ ,  $\Psi_M$  e  $\Psi_E$ ; e o retorno ao cálculo de  $C_D$ ,  $C_E$  e  $C_H$  como funções de  $\Psi_M$  e  $\Psi_E$  (Eq. 3.32b e 3.33b).

A primeira iteração (entre  $z_o$  e  $u_*$ ) e a segunda iteração (entre os coeficientes  $C_D$ ,  $C_E$ ,  $C_H$  e  $L_S$ ) são encerradas ao se obter valores dentro de 0,001% de diferença da iteração anterior, fornecendo não só coeficientes, mas também os fluxos de calor sensível e latente.

## 4 MATERIAIS E MÉTODOS

### 4.1 Área de estudo

O Reservatório de Furnas se localiza no sul do estado de Minas Gerais, a aproximadamente 220 km a Leste de Belo-Horizonte. Segundo dados da empresa de Furnas, o reservatório recobre uma área de 1440 km<sup>2</sup>, com um volume total de 22,95 bilhões de m<sup>3</sup> de água (Figura 4.1 ; Tabela 4.1), mas tem passado por um período de estiagem nos últimos anos. O reservatório apresenta morfologia dendrítica, com distâncias entre margens que oscilam entre 500 e 4000 m e regime pluviométrico de 118 mm/mês (OTTONI et al., 2011). O incentivo à aquicultura na região levou à instalação de estações de monitoramento da qualidade da água (CARA et al., 2013).

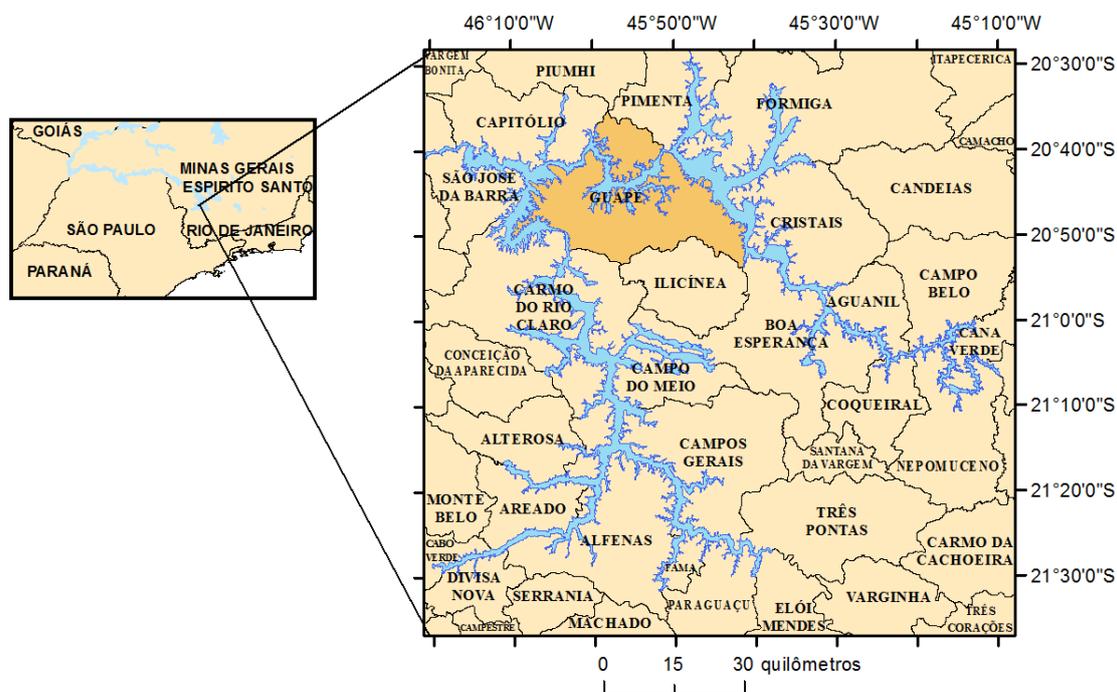


Figura 4.1 - Morfologia do reservatório de Furnas, no estado de Minas Gerais, Brasil. O reservatório se localiza no sudeste do país, na região Sul de Minas Gerais, a menos de 300 km de Belo Horizonte-MG e São José dos Campos-SP. Apesar da grande área alagada (4400km<sup>2</sup>), apresenta feições estreitas, com menos de 1km de largura, e muitos braços secundários.

Tabela 4.1 - Dados geomorfológicos do reservatório de Furnas.

<b>Localização</b>	20°30' a 21°30' S ; 45°10' a 46°20' W
<b>Nível máximo/mínimo (nível do mar)</b>	768m / 750m
<b>Nível médio em 2014</b>	756,8 m
<b>Volume total</b>	22,95 bilhões de m <sup>3</sup>
<b>Área Inundada</b>	1,440 km <sup>2</sup>
<b>Extensão (leito dos rios submersos)</b>	220km
<b>Profundidade média</b>	16m
<b>Vazão máxima do vertedouro</b>	13.000 m <sup>3</sup> /s

A área de estudo específica se localiza no município de Guapé, no braço leste do reservatório, em latitude 20° 44' 11'' S e longitude 45° 55' 42'' O, onde o principal contribuinte é o Rio Grande.

A Figura 4.2 apresenta o recorte da região do município de Guapé, onde estão as plataformas de coleta de dados utilizadas nesse trabalho.

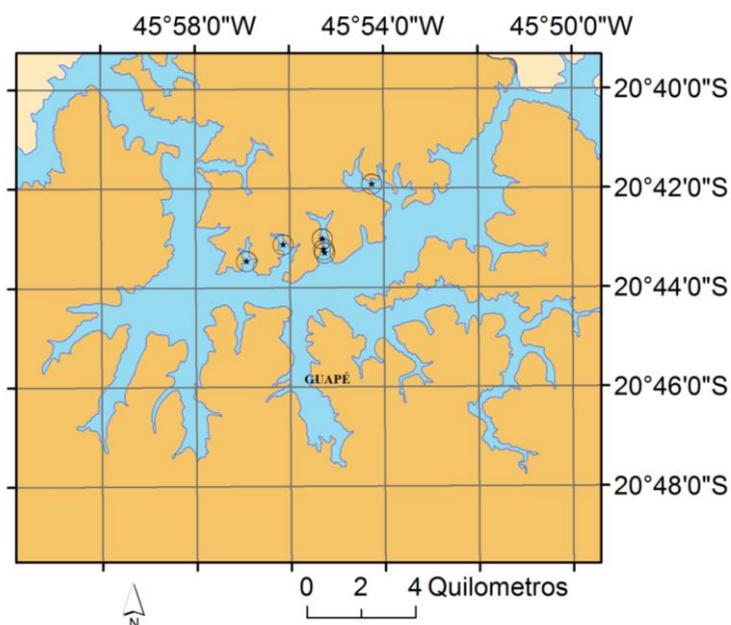


Figura 4.2 – Detalhe da área de estudo, no município de Guapé. (20°44'11'' S ; 45°55'42'' O). As estrelas circunscritas representam a posição das plataformas SIMA de coleta de dados, duas delas bastante próximas.

## 4.2 Fontes de dados

### 4.2.1 Dados de estações *in situ*

Seis plataformas de coletas de dados do Sistema Integrado de Monitoramento Ambiental (SIMA) foram instaladas no reservatório de Furnas pelo Projeto Furnas no segundo semestre de 2013, com o intuito de obter dados para o monitoramento e avaliação de impactos na criação de peixes em tanques-rede. O Projeto Furnas é uma realização da Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária (Embrapa) e do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), com o apoio financeiro do Ministério de Aquicultura e Pesca. Esse projeto tem por objetivo levantar um conjunto de dados meteorológicos e limnológicos que permitam o monitoramento da qualidade da água e os impactos da aquicultura presente na região, assim como desenvolver melhores técnicas de manejo com menor impacto ambiental.

As seis plataformas SIMA coletam continuamente dados de temperatura em profundidades de 0,5 m; 1,5 m; 5 m e 10 m; concentração de clorofila *a*, condutividade, oxigênio dissolvido, pH e turbidez, produzindo dados de médias a cada 10 minutos.

Uma das seis plataformas, especialmente, também coleta dados meteorológicos de temperatura do ar, direção e intensidade do vento, pressão atmosférica, umidade e radiação solar incidente de ondas curtas, e transmite via *link* de satélite médias horárias de seus dados. Os dados de maior frequência (10 minutos) das seis plataformas são armazenados no hardware e só podem ser acessados diretamente no equipamento, de modo que visitas periódicas ao reservatório de Furnas são realizadas para extração dos dados de maior frequência e manutenção dos sensores.

A empresa de Eletrobras/Furnas forneceu dados de três estações meteorológicas instaladas na região do entorno do reservatório. Os dados incluem médias horárias de pressão atmosférica, temperatura do ar a 10m, direção e velocidade do vento, e umidade, no período de abril de 2010 até setembro de 2014 (Figura 4.3).

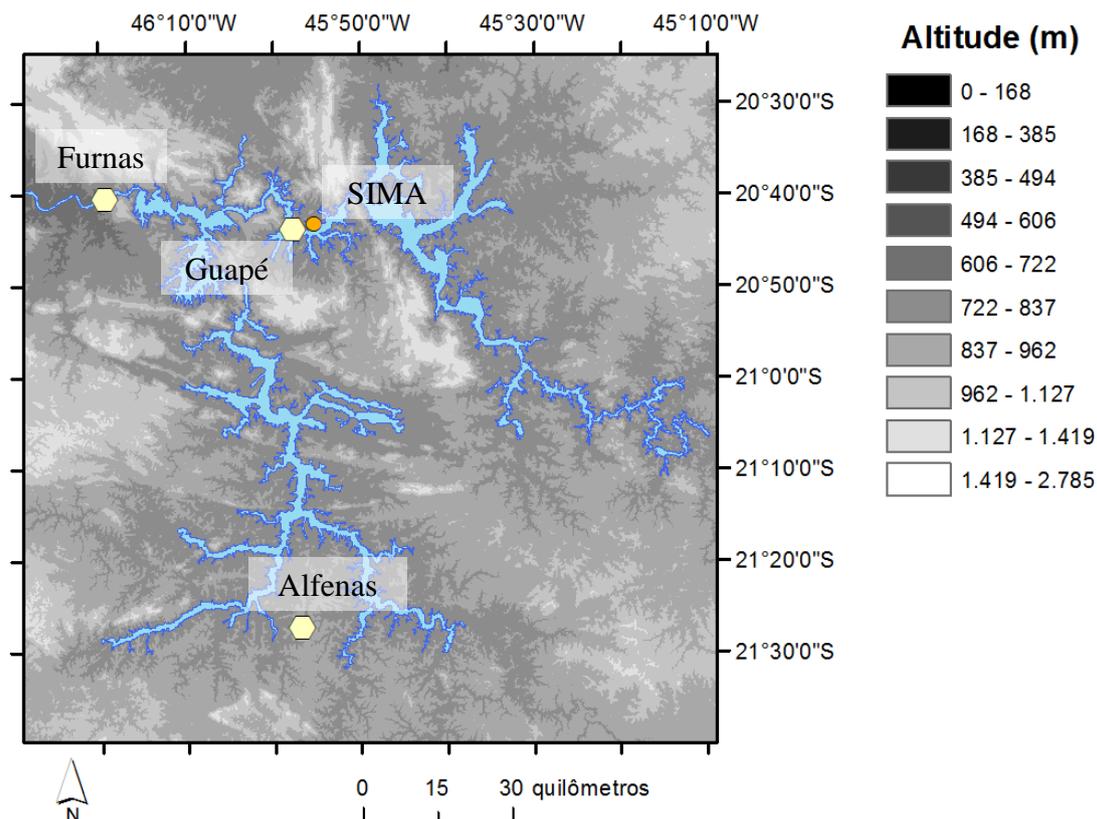


Figura 4.3 - Localização das três estações de Furnas/Embrapa, nomeadas neste trabalho de “Furnas”, “Guapé” e “Alfenas”, em hexágonos amarelo. O círculo laranja é a localização da estação SIMA principal, que coleta os dados meteorológicos.

#### 4.2.2 Dados de satélite

Para o presente trabalho, foram obtidas 5271 imagens do sensor *Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer* (MODIS) a bordo do satélite Terra, e 11 imagens do sensor *Thermal Infrared Sensor* (TIRS), a bordo do satélite Landsat 8. Devido a cobertura frequente de nuvens, apenas 3096 (58%) das imagens do MODIS forneceram algum dado relevante a este trabalho. As Tabelas 4.2 e 4.3 apresentam especificações técnicas dos sensores.

Tabela 4.2 - Dados orbitais dos sensores termiais

Sensor	Resolução das bandas termiais (m)	Swath (km)	Altitude (km)	Revisita/ Imagens por revisita	Hora local de passagem.	Período	Satélite
MODIS	1000	2330	713	Diária / 2 por dia (manhã e noite)	10:20 AM 10:43 PM	2000 a 2014	Terra
TIRS	100	185	716	16 dias / 1 por dia	10:03 AM	2013 e 2014	Landsat 8

Tabela 4.3 - Resolução espectral dos sensores utilizados.

Sensor	Banda	Intervalo ( $\mu\text{m}$ )
MODIS	31	10,780 – 11,280
	32	11,770 – 12,270
TIRS	10	10,60 – 11,19
	11	11,50 – 12,51

O sensor MODIS apresenta melhor resolução temporal e pior resolução espacial quando comparado ao TIRS, sendo muito utilizado para a construção de séries temporais para o estudo de lagos de grande extensão, com larguras significativamente maiores do que os pixels do produto termial (1km). Quando comparado aos grandes lagos norte americanos e canadenses (LOFGREN; ZHU, 2000), africanos (HASSAN, 2013) e asiáticos (CAI et al., 2006), o reservatório de Furnas apresenta dimensões consideravelmente reduzidas, com corredores estreitos que são pouco nítidos em imagens MODIS. O TIRS apresenta resolução espacial mais refinada, porém, não oferece a alta resolução temporal do sensor MODIS.

O sensor TIRS apresenta produtos de radiância de superfície com período de revisita de 16 dias, e em formato GeoTiff e distribuição digital gratuita e ágil. Ainda não são disponibilizados produtos de temperatura de superfície, mas os metadados contém os parâmetros suficientes para a conversão do nível digital para valores de radiância em topo de atmosfera e temperatura de brilho, através das equações 4.1 e 4.2. A equação

4.1 é referente à conversão do valor digital em radiância, própria da metodologia de processamento de dados do sensor, enquanto a equação 4.2 trata-se da inversão da equação de Plank (equação 3.1) para estimativa da temperatura em função da radiância.

$$L_{\lambda} = M_L Q_{cal} + A_L \quad (4.1)$$

$$T = \frac{K_2}{\ln\left(\frac{K_1}{L_{\lambda}} + 1\right)} \quad (4.2)$$

Onde  $L_{\lambda}$  é a radiância em topo de atmosfera medida pelo sensor TIRS,  $Q_{cal}$  é o nível digital discretizado em 16-bit (de 0 a 65535) do pixel, T é a temperatura de brilho da banda, e  $M_L, A_L, K_1, K_2$  são constantes fornecidas nos metadados do produto Landsat 8, conjuntos a cada imagem.

Os dados do TIRS passaram por reprocessamento após a identificação de listras nas imagens e valores de temperatura tendenciosos (YALE, 2013; USGS, 2014). Ao final de 2013, foi identificado um erro de aproximadamente +2,1K para banda 10 e +4.4K para a banda 11, para uma cena em temperaturas de 295K. O erro é dependente da cena, e está associado à sensibilidade do sensor a elementos fora da cena. O reprocessamento foi agendado para 3 de fevereiro de 2014, e corrigiu todas as cenas adquiridas até esta data, porém, o erro associado à banda 11 ainda permaneceu, e seu uso para estimativa de temperatura de superfície foi desaconselhado (USGS, 2014).

Os dados MODIS são distribuídos em diversos produtos específicos, que abordam cobertura do solo, albedo e reflectância, índices de vegetação, temperatura de superfície e emissividade, entre outros, em formato matricial digital HDF, disponíveis em diversas plataformas *on-line*. Cada produto tem suas especificações de resolução espectral, temporal e espacial.

Foram obtidas 5271 imagens do produto termal MODIS MOD11A1, que fornece diariamente temperatura de superfície diurnas (às 10:20h) e noturnas (às 22:43h), abrangendo o período de 5 de Março de 2000 a 13 de Outubro de 2014, período de aproximadamente 14 anos, em resolução espacial aproximada de 1km. As imagens foram fornecidas pelo portal Reverb Echo ( <http://reverb.echo.nasa.gov/reverb/>, acesso em 22 de outubro de 2014), em formato ‘.hdf’.

Foram utilizadas 11 imagens Landsat 8, órbita-ponto 219-74, livre ou com poucas nuvens. O download foi feito pelo portal Earth Explorer (<http://earthexplorer.usgs.gov/>, acesso em 04 de setembro de 2014). As imagens foram adquiridas em formato GeoTiff, pelo software BulkDownloader, sugerido e fornecido no próprio portal. Cada arquivo compreende todas as bandas dos sensores OLI e TIRS presentes no satélite Landsat-8, incluindo não somente as bandas termais, mas também na região do infravermelho e visível.

Dados da *Shuttle Radar Topography Mission* (SRTM) da região foram utilizados como auxílio na interpolação de dados batimétricos. A missão SRTM consistiu no levantamento da topografia entre 56°S e 60°N, pelo uso de um par de antenas SAR de bandas C e X, que permitiram o levantamento topográfico em apenas 11 dias em fevereiro de 2000. Os dados utilizados neste trabalho são de resolução de 3 arcosegundos (aproximadamente 90m).

### **4.2.3 Dados de expedições em campo**

Conjuntamente aos trabalhos de campo periódicos no reservatório para manutenção dos equipamentos, foram realizadas coletas de dados no reservatório, em sete datas, de 20 e 21 de Maio, 29 e 30 de Julho, 1 de Agosto e 9 e 10 de Dezembro de 2014. Para o trabalho nas cinco primeiras datas, foram selecionados previamente 30 pontos da região de Guapé-MG, para a coleta das variáveis de interesse (Figura 4.4)

Nas duas primeiras saídas de campo, dias 20 e 21 de Maio, foram coletados dados de temperatura da água, temperatura do ar, umidade e vento. A temperatura da água foi amostrada com o uso de dois termômetros de infravermelho, modelos TI-890 e Minipa-MT-390. Segundo a documentação desses equipamentos, eles operam na faixa de 8 a 14  $\mu\text{m}$ , com tempo de resposta inferior a 1 segundo, precisão de 0,1°C e alcance de -50°C a 1000°C. Testes laboratoriais realizados demonstraram, entretanto, uma alta sensibilidade dos aparelhos à temperatura de seus próprios corpos. Assim, os equipamentos podem funcionar relativamente bem em ambientes controlados, com ar condicionado. Verificamos que os radiômetros se tornam instáveis sob vento, sol e umidade variáveis. Após análise dos dados coletados, verificamos que os dados obtidos foram inconsistentes, sendo desta forma descartados. A temperatura do ar, umidade e

vento foram obtidas por anemômetro manual Mastech MS6252A, e a direção do vento foi estimada com o uso de uma bússola.

Nas saídas de campo dos dias 29 e 31 de Julho, e 1 de Agosto, foi utilizada, também, uma sonda Yellow Spring YSI-6560, com sensor de temperatura para uso de -5 a 60°C, com resolução de 0.01°C e acurácia de  $\pm 0.15^\circ\text{C}$ . Obteve-se, então, medidas de perfil térmico vertical até bem próximo da superfície (aproximadamente 5 cm abaixo da superfície) do reservatório nos 30 pontos amostrados, juntamente a dados de vento, umidade, e temperatura do ar.

Na saída de campo do dia 9 de Dezembro, foram amostrados 9 pontos, razoavelmente próximos, 3 vezes cada um. Foram obtidas medidas de vento, umidade e temperatura do ar, e perfis térmicos do corpo de água.

A saída de campo do dia 10 de Dezembro foi destinada ao levantamento da batimetria da região. Para tal, foi utilizado um Ecobatímetro LMS-525 da marca Lowrance, instalado em barco que realizou perfis a uma velocidade típica de  $5 \text{ ms}^{-1}$  e com uma amostragem da sonda a cada 0,5 segundos.

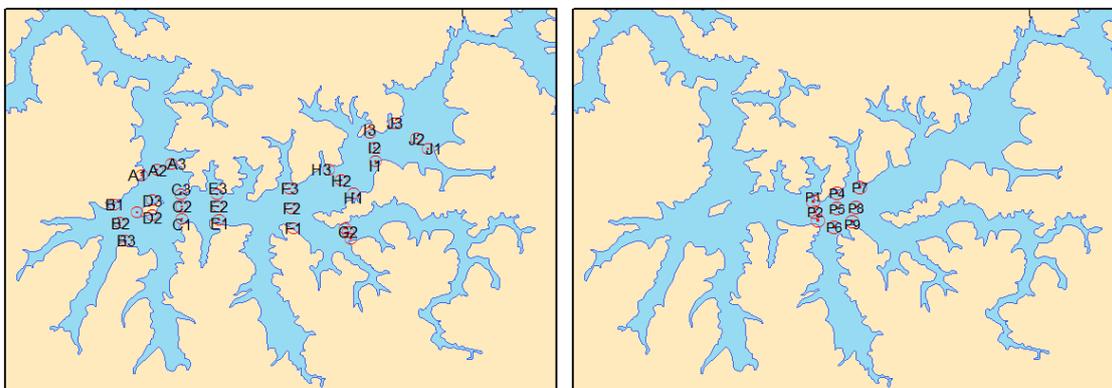


Figura 4.4 - Localização dos pontos amostrados nas expedições de campo anteriores ao dia 9/12/2014 (à esquerda) e no dia 9/12/2014 (à direita).

## 4.2.4 Processamento dos dados de satélite

### 4.2.4.1 Mascaramento das imagens de satélite

As imagens Landsat 8 selecionadas foram mascaradas segundo a técnica NDWI (*Normalized Difference Water Index*) proposta em McFeeters (1996) e utilizada por

Alcântara et al. (2010) para o reservatório de Itumbiara. Essa técnica faz uso das diferenças de reflectância no infravermelho próximo e no verde, sendo o NDWI calculado como:

$$NDWI = \frac{\rho_{Verde} - \rho_{NIR}}{\rho_{Verde} + \rho_{NIR}} \quad (4.3)$$

Onde,  $\rho_{Verde}$  e  $\rho_{NIR}$  representam as reflectâncias nas bandas do verde e infravermelho próximo.

A radiância nas bandas verde e infravermelho próximo foram obtidas das bandas 3 e 6 do Landsat-8 OLI, que cobrem, respectivamente, de 0.53-0.59 $\mu$ m e 0.85 a 0.88 $\mu$ m. O valor digital foi convertido para reflectância, segundo os coeficientes angular e linear fornecidos nos metadados de cada imagem. Pixels com NDWI positivos foram tidos como água, enquanto pixels com valores negativos foram tidos como solo, terra, nuvem, ou qualquer outro alvo não interessante.

Também foi utilizada a banda de qualidade do pixel do produto Landsat 8, que fornece uma classificação entre água, gelo, nuvem ou cirrus. Para evitar confusão com alvos de nuvem, qualquer pixel classificado como nuvem ou cirrus, independente de seu valor NDWI, também foi ocultado na máscara final.

Quando comparado com uma classificação simples sobre a banda NIR (outro método de comum de mascaramento), o NDWI apresentou menor confusão entre o corpo de água e sombra de nuvens em solo. A diferença na máscara gerada pelos dois métodos se limitou a inclusão ou exclusão de alguns poucos pixels nas margens, desprezíveis para a análise deste trabalho. Por estas razões, optou-se pelo uso do NDWI como método de mascaramento.

Para as imagens MODIS, foram seleccionados quatro pixels da grade regular que se localizassem em regiões mais largas do corpo do reservatório (Figura 4.5), minimizando a contaminação do pixel pela radiância do solo. Os valores dos pixels seleccionados foram extraídos de cada uma das 5271 imagens disponíveis. Foram utilizados somente os valores de pixel cujo valor na banda de qualidade não apontava contaminação por nuvens.

A série de valores obtida para cada um dos quatro pontos foi ajustada em uma curva de soma de senóides, por meio do software MATLAB R2013a. As curvas de ajuste e seus coeficientes são apresentados no capítulo de Resultados e Discussão.

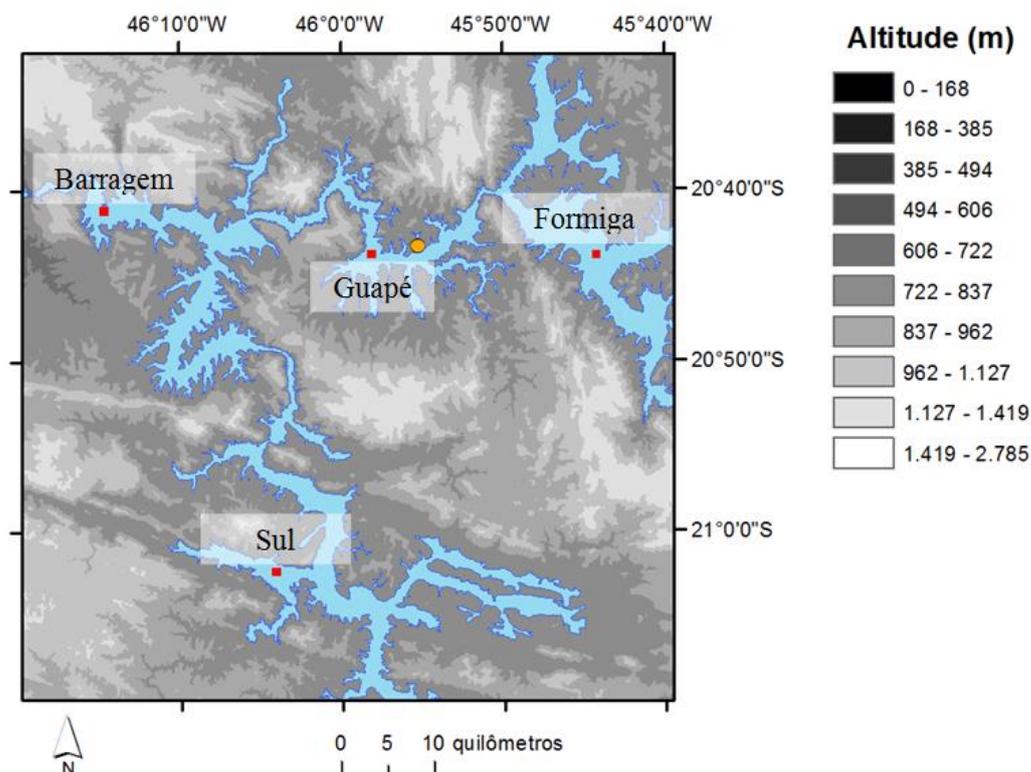


Figura 4.5 - Localização dos quatro pixels regulares MODIS selecionados, batizados de “Barragem”, “Sul”, “Guapé” e “Formiga”, em quadrados vermelhos. Os círculos laranja e verdes representam a posição das plataformas SIMA principal e secundárias.

#### 4.2.4.2 Correção atmosférica das imagens Landsat-8

Dois métodos de correção atmosférica foram aplicados às imagens Landsat 8. O primeiro, baseado no uso de modelos atmosféricos e modelos computacionais de transferência radiativa, conforme o trabalho de Barsi et al., (2003, 2005), denominado de agora em diante de método “Barsi”. O segundo, baseado na correção da temperatura de brilho em temperatura de superfície, pela estimativa de parâmetros atmosféricos, conforme o trabalho de Qin et al, (2001) e Rozenstein et al., (2014), denominado adiante de método “Qin”

#### 4.2.4.2.1 Método de correção atmosférica Barsi

O trabalho de Barsi et al., (2003) oferece uma ferramenta *on-line*, nomeada *Atmospheric Correction Parameter Calculator* (chamado de ACPC nesse documento), na qual o usuário pode solicitar perfis atmosféricos modelados computacionalmente para a região, data e horário da imagem pelo *National Centers for Environmental Prediction* (NCEP) (<http://atmcorr.gsfc.nasa.gov/>, acessada em 07/01/2015).

Os dados NCEP utilizados pela ferramenta *on-line* ACPC são perfis atmosféricos de modelo numérico atmosférico, em 28 altitudes, grades lat-long de 1°, e disponibilizados em intervalos de 6h (0h, 6h, 12h e 18h). Para a geração de um perfil no local e horário de interesse, a ACPC utiliza de interpolação linear entre oito perfis, nos quatro pontos de grade mais próximos, antes e após o horário de interesse. Os resultados podem ser complementados por dados *in situ* fornecidos pelo usuário, se disponíveis, ajustando os perfis modelados aos valores de superfície obtidos fornecidos.

O perfil interpolado é então, automaticamente, processado por modelo de transferência radiativa MODTRAN 4.0 (BARSÍ et al., 2005; DASH; IGNATOV, 2008), integrando a transmitância e radiação emitida pela atmosfera nas faixas espectrais dos sensores termais dos satélites Landsat 5, 7 e 8, conforme opção do usuário.

Os resultados de saída da plataforma ACPC incluem os valores de transmitância, radiância ascendente e descendente da atmosfera, para a faixa espectral do sensor selecionado, um perfil interpolado de pressão, umidade relativa e temperatura do ar, e os oito perfis atmosféricos NCEP utilizados na interpolação.

Para este trabalho, foram fornecidos à ferramenta, dados de pressão, umidade relativa, temperatura do ar em superfície e altitude da plataforma SIMA em relação ao nível médio do mar, obtendo-se, assim, perfis atmosféricos, tal qual coeficientes de transmitância atmosférica, e radiâncias ascendentes e descendentes, integrados na banda termal 10 do sensor TIRS.

Os valores obtidos pelo modelo foram então aplicados à fórmula 4.4 para estimativa da radiância no topo de atmosfera (TOA) (BARSÍ et al., 2003, 2005).

$$L_{TOA} = \tau \varepsilon L_T + L_U + \tau(1 - \varepsilon)L_D \quad (4.4)$$

Onde  $L_{TOA}$  é a radiância no topo de atmosfera (radiância medida pelo sensor),  $\tau$  é a transmitância da atmosfera na banda espectral,  $\varepsilon$  é a emissividade da água (0,97) (REES; JAMES, 1992),  $L_T$  é a radiância do alvo em superfície,  $L_U$  é a radiância ascendente da atmosfera, e  $L_D$  é a radiância descendente da atmosfera.

O valor digital da banda 10 em cada imagem Landsat 8 é convertido para radiância no topo de atmosfera pelos coeficientes lineares e angulares fornecidos em cada imagem. Após sua conversão para radiância do alvo em superfície pela equação 4.4, o valor é convertido para temperatura pela inversão da equação de Plank (Eq 4.2), também com coeficientes fornecidos nos metadados.

As limitações, conforme discutido por Barsi et al. (2005) deste método incluem incertezas na interpolação do perfil, pela possível ocorrência de nuvens, e pela interpolação espaço-temporal ser feita de forma linear, o que não se ajusta adequadamente ao formato dos ciclos diários das grandezas físicas.

#### 4.2.4.2.2 Método Qin

As imagens Landsat 8 foram convertidas para temperatura de brilho através dos coeficientes e algoritmos sugeridos pela documentação oficial da USGS. A temperatura de brilho foi convertida para a temperatura de superfície da água segundo o algoritmo de Qin et al. (2001), utilizando-se uma emissividade da água de  $\varepsilon = 0,97$ . Esse algoritmo requer o conhecimento do conteúdo de vapor na atmosfera (água precipitável). Para tal, foi utilizada a relação de Smith (1966), que descreve o conteúdo de vapor em função da pressão de vapor de superfície, que é definida por Chapra (1997), conforme as equações 4.5, 4.6 e 4.7.

$$w = \frac{0.01 p_0 \omega_0}{g(\lambda - 1)} \quad (4.5)$$

$$\omega_0 = \varepsilon \frac{e}{p_0} \quad (4.6)$$

$$e = r \cdot 6,1078 \cdot \exp^{\frac{17,27 T_a}{237,3 + T_a}} \quad (4.7)$$

onde  $w$  é o conteúdo de vapor na atmosfera (em kg/m<sup>2</sup>),  $p_0$  é a pressão atmosférica na superfície (em hPa),  $\omega_0$  é a razão de mistura,  $g$  é a gravidade (m/s<sup>2</sup>),  $\varepsilon$  é uma constante 0,622,  $e$  é a pressão de vapor (em hPa),  $r$  é a umidade relativa (%), e  $T_a$  é a temperatura

do ar (em °C) (MURRAY, 1967). Estes parâmetros básicos foram extraídos dos dados meteorológicos da plataforma SIMA.  $\lambda$  (aproximadamente 2,3) é um parâmetro de curvatura do perfil de umidade tabelado por Smith (1966), dependente da latitude e dos ciclos sazonais, que foi estimado particularmente para a área de estudo. Um exercício de álgebra demonstraria facilmente que a pressão  $p_0$  pode ser eliminada dos cálculos com a substituição de (4.6) em (4.5), porém, as fórmulas foram mantidas nesta forma para preservar a semelhança com as referências.

A temperatura de superfície, segundo Qin et al. (2001), é dada pela equação 4.8.

$$T_S = \{a(1 - C - D) + [b(1 - C - D) + C + D]T - DT_a\}/C \quad (4.8)$$

onde  $T_S$  é a temperatura de superfície,  $T$  é a temperatura de brilho do alvo,  $T_a$  é a temperatura média da atmosfera, estimada pela temperatura de superfície  $T_0$  (obtida *in situ* pela estação SIMA);  $a$  e  $b$  são constantes, intercepto e inclinação, respectivamente, dependentes da banda espectral do sensor, obtidos pela linearização da equação de Planck na banda espectral do sensor ( $L_{\lambda_i} \approx a_{\lambda_i} + b_{\lambda_i}T_{\lambda_i}$ ), e  $C$  e  $D$  são definidos como:

$$C = \varepsilon \tau \quad (4.9)$$

$$D = (1 - \tau)[1 + (\varepsilon)\tau] \quad (4.10)$$

onde  $\varepsilon$  é a emissividade do alvo na banda espectral do sensor, e  $\tau$  é a transmitância atmosférica na banda do sensor.

O algoritmo de Qin et al. (2001) foi originalmente desenvolvido para faixa espectral da banda 6 do sensor TM6 a bordo do satélite Landsat 5. As constantes adequadas para a banda 10 do sensor TIRS foram consultadas no trabalho posterior de Rozenstein et al., (2014), e são apresentadas na tabela 4.4.

Tabela 4.4 - Coeficientes de regressão utilizados no algoritmo original de estimativa de temperatura de superfície (QIN et al., 2001), e coeficientes utilizados para este trabalho, obtidos em publicação posterior (ROZENSTEIN et al., 2014).

Qin et al. (2001) (TM6 Landsat 5)	Rozenstein et al. (2014) (TIRS 10 Landsat 8)
$a_6 = -67.355351$	$a_{10} = -59.1391$
$b_6 = 0.458606$	$b_{10} = 0.4213$
$T_a = 17.9769 + 0.91715 T_0$	$T_a = 17.9769 + 0.91715 T_0$
$\tau_6 = 0.974290 - 0.08007 w$	$\tau_{10} = 1.0286 - 0.1146 w$

O parâmetro  $\lambda$ , como definido em Smith (1966), é um parâmetro de curvatura da relação entre a razão de mistura normalizada e a pressão normalizada, conforme a equação 4.11.

$$\left(\frac{\omega}{\omega_o}\right) = k \left(\frac{p}{p_o}\right)^\lambda \quad (4.11)$$

onde  $\omega$  e  $\omega_o$  são, respectivamente a razão de mistura em uma camada da atmosfera e na superfície (em kg/kg), e  $p$  e  $p_o$  a pressão atmosférica em uma camada da atmosfera e na superfície. Os coeficientes  $k$  (pressuposto por Smith como 1) e  $\lambda$  foram obtidos por regressão em perfis atmosféricos obtidos do website ACPC, para a posição da plataforma SIMA, complementados por dados *in situ*. Foram selecionados 72 perfis entre os meses de verão e inverno, em datas com disponibilidade de dados meteorológicos SIMA. Para cada perfil foram estimados os coeficientes  $k$  e  $\lambda$ . O coeficiente  $k$  obtido, conforme previsto, teve valor próximo de 1 em todas as amostras. Observou-se um valor médio de  $\lambda$  de 3,71 no verão, e 4,74 no inverno. Assim, para a estimativa do conteúdo de vapor  $U$ , segundo a equação 4.5, utilizou-se o valor de verão nos meses de dezembro, janeiro e fevereiro, o valor de inverno nos meses de junho, julho e agosto, e um valor médio (4,23) nos meses de primavera e outono. Os valores de  $\lambda$  obtidos pela regressão são consideravelmente maiores que os sugeridos pela publicação original (aproximadamente 2,3) e sugerem uma atmosfera, para a região do reservatório de Furnas, com perfil de umidade mais acentuado.

#### 4.2.5 Dos dados de campo

Os dados de umidade, temperatura do ar e vento obtidos em campo foram comparados com os dados medidos a cada 10min pela plataforma Sima, e a cada hora, medido pela estação mais próxima da empresa de Furnas, utilizando-se o valor de horário mais próximo.

A batimetria foi processada por krigagem ordinária. Dados de elevação SRTM da região no entorno do reservatório foram unidos aos dados do ecobatímetro, corrigido pelo nível do reservatório na data da amostragem (753,49m, em relação ao nível do mar, em 10 de dezembro de 2014). A superfície contínua de krigagem foi reamostrada para a resolução de 30m, semelhante aos dados Landsat 8.

## 5 RESULTADOS E DISCUSSÃO

### 5.1 Batimetria

A batimetria evidencia a presença de um seguimento do antigo leito do Rio Grande a uma altitude próxima de 720 metros, aproximadamente 25 ou 30 m abaixo da superfície da água, para o período em que o trabalho foi feito. A batimetria apresentou dados espúrios, nas regiões distantes da amostragem, que foram descartados (Figura 5.1).

A região no entorno do reservatório apresenta as feições presentes nos dados SRTM originais, com a diferença de estar, após a krigagem, em grade regular de 30m.

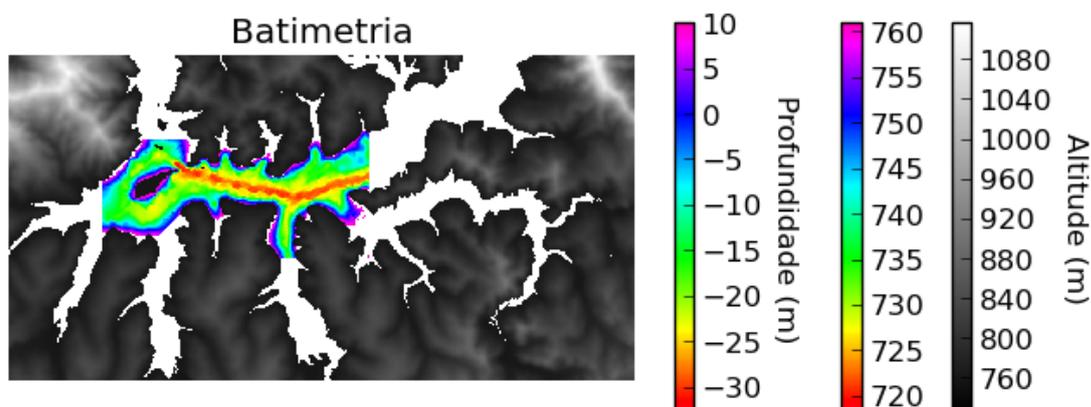


Figura 5.1 - Resultado da krigagem ordinária sobre dados batimétricos e SRTM da região. Escalas de altitude em relação ao nível do mar, em cinza para o solo, e cromática para a água. A escala cromática de profundidade tem como referência o nível de 751m. As regiões em branco no corpo de água são porções de dados espúrios da batimetria que foram descartados.

### 5.2 Climatologia da temperatura da água

Devido a problemas de cobertura de nuvens, somente 3096 imagens MODIS das 5271 totais puderam ser utilizadas para compor séries temporais. Para a série temporal de “Guapé”, por exemplo, apenas 1949 imagens foram utilizadas. Na maioria das imagens, a cobertura de nuvens sobre o pixel MODIS escolhido inviabilizou a estimação da temperatura de superfície. O mesmo fenômeno se repetiu em todas as quatro séries extraídas de pixels (ver posições na Fig. 4.5), conforme se observa nos histogramas exibidos na Figura 5.2. Os histogramas demonstram que período de verão é marcado por maior cobertura de nuvens em relação ao período de inverno, de modo que se pode

extrair mais valores válidos nos períodos de inverno. Há, também, menor cobertura de nuvens no período diurno (~10:20h) do que no período noturno (~22:43h), devido à condensação da umidade no ar devido ao resfriamento noturno.

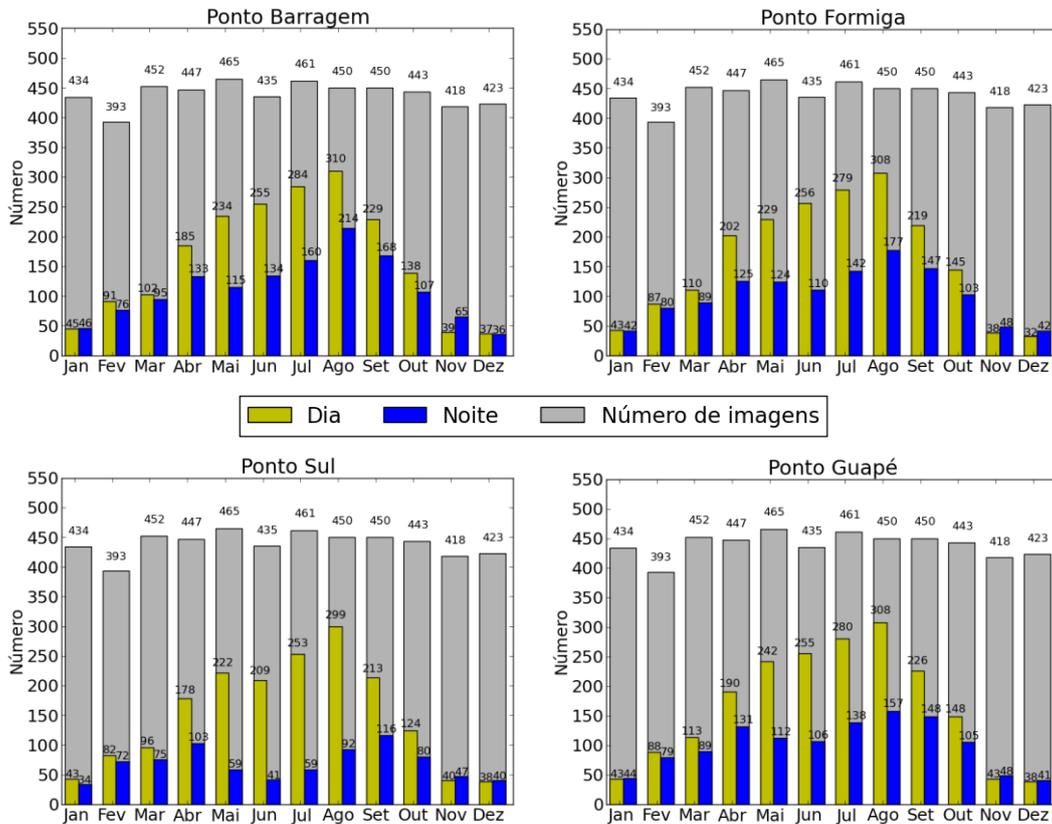


Figura 5.2 - Histograma do valores de pixels válidos obtidos por mês, para o dia e para a noite (em amarelo e azul) extraídos do total da imagens MODIS (em cinza). As colunas em cinza representam o total de imagens MODIS adquiridas em cada mês, e as colunas amarelas e azuis apresentam a quantidade de pixels válidos obtidos quando a cobertura de nuvens foi favorável. A diferença entre as colunas cinzas e as colunas amarelas e azuis é um sinal de como a cobertura de nuvens é intensa durante todo o ano, sazonalmente maior no período de verão, e diariamente maior no período da noite.

O ajuste de função harmônica (Eq. 5.1) sobre as séries temporais de temperatura diurnas obtidas pelos pixels das imagens MODIS é exibida na Figura 5.3, cujos coeficientes são expressos na Tabela 5.1. A tendência linear das séries foi removida antes do ajuste.

$$\begin{aligned}
 T(t) = & a_0 + a_1.\cos(wt) + b_1.\sin(wt) + \\
 & + a_2.\cos(2wt) + b_2.\sin(2wt) \\
 & + a_3.\cos(3wt) + b_3.\sin(3wt) \\
 & + a_4.\cos(4wt) + b_4.\sin(4wt)
 \end{aligned}
 \tag{5.1}$$

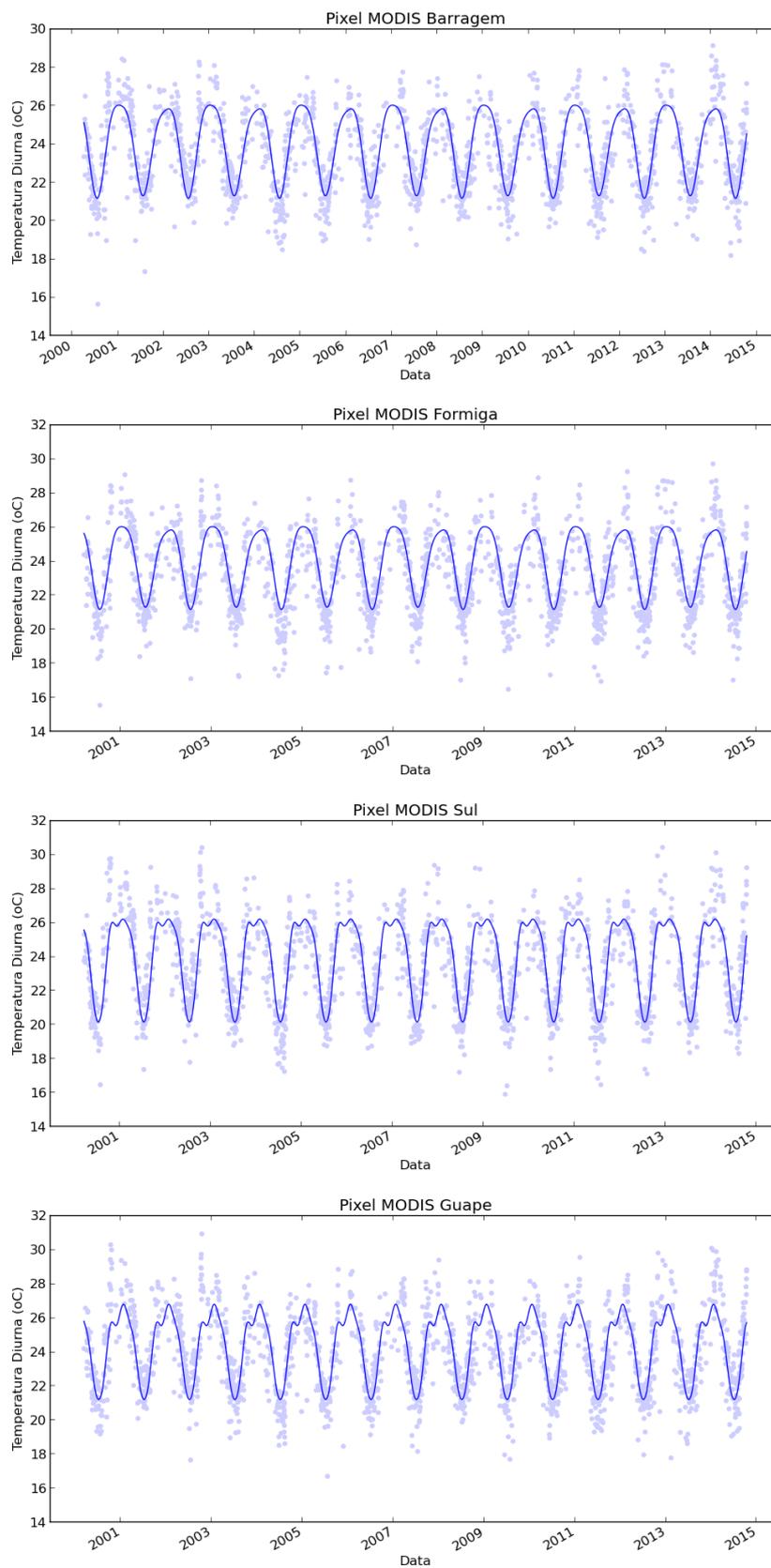


Figura 5.3 - Séries temporais de temperatura diurna (~10h) extraídas dos quatro pixels MODIS. A linha contínua representa o ajuste de seno e cossenos, enquanto os pontos representam os valores extraídos dos pixels.

Tabela 5.1 - Coeficientes do ajuste de uma função harmônica (Eq. 5.1) para as séries temporais extraídas dos pixels MODIS. O coeficientes de amplitude dos harmônicos anuais estão destacados em cinza. Os termos  $r^2$  e RMSE representam o coeficiente de determinação e a raiz do erro quadrático médio da curva de regressão, respectivamente.

	Barragem	Formiga	Sul	Guapé		
W (radianos dia <sup>-1</sup> )	0,008607	0,005739	0,01719	0,01722		
Período base (dias)	730.0 (2 anos)	1094.9 (3 anos)	365.61 (1 ano)	364.88 (1 ano)		
a0 (°C)	24,05	24,05	24,05	24,45		
a1 (°C)	-0,1426	-0,1413	2,801	Amplitude anual	1,759	Amplitude anual
b1 (°C)	-0,007186	-0,02321	-0,7788	1,793		
a2 (°C)	1,682	Amplitude anual	-0,2059	-0,9163		
b2 (°C)	1,614	0,07894	0,4691	-0,6982		
a3 (°C)	-0,09526	2,142	Amplitude anual	0,1638		
b3 (°C)	0,05692	2,133	0,07209	-0,04356		
a4 (°C)	-0,06609	-0,09955	0,125	-0,1613		
b4 (°C)	-0,4696	-0,02343	-0,06713	-0,07888		
$r^2$	0,6277	0,6339	0,6815	0,6144		
RMSE	1,203	1,349	1,445	1,414		

É interessante notar que o pixel “Guapé” apresentou valor médio da regressão, termo a0, 0,05°C superior ao das demais séries. Isso talvez possa ser explicado pela pequena contaminação de solo naquele pixel. As temperaturas medidas pelo sensor MODIS refletem a temperatura instantânea no horário de passagem (~10h da manhã). É razoável que o baixo calor específico do solo o faça aquecer mais rapidamente do que o corpo de água durante a manhã, de modo que a contaminação tende a causar aumento da temperatura do pixel.

Os períodos base, de aproximadamente 2 anos no pixel “Barragem”, e de aproximadamente 3 no pixel “Formiga”, refletem variabilidade interanual de amplitude próxima de 0,14°C, porém, a maior amplitude de temperatura se concentra em períodos anuais em todas as quatro séries.

As séries apresentam diferenciações também no formato periódico da curva. Embora todas apresentem mínimos no inverno com concavidade positiva, os períodos de verão dos pontos “Sul” e “Guapé” são bimodais, apresentando inflexão entre outubro e novembro, como se houvesse um período de leve resfriamento no período. Isso pode ser atribuído à escassez de dados no verão, devido à maior cobertura de nuvens. Os dados

de verão não só são poucos, como também possuem maior variância do que os dados de inverno. Isso torna o ajuste da curva mais difícil e impreciso.

A aplicação de regressão linear na série “Guapé” apresentou um coeficiente angular de  $-0,019^{\circ}\text{C}/\text{Ano}$ , sugerindo um resfriamento interanual praticamente desprezível.

A climatologia mensal de cada ponto (Figuras 5.4 e 5.5) permite observar que o ponto com a maior amplitude de variação de temperatura é o ponto “Sul”, apresentando a mesma bimodalidade entre outubro e novembro que a série “Guapé”. A diferença de temperatura entre os pontos é menos pronunciada no período de outono, e aumenta durante o inverno e primavera. No entanto, a diferença de temperatura média entre as séries é da ordem de  $1^{\circ}\text{C}$ , sendo menor do que o desvio padrão dos próprios dados.

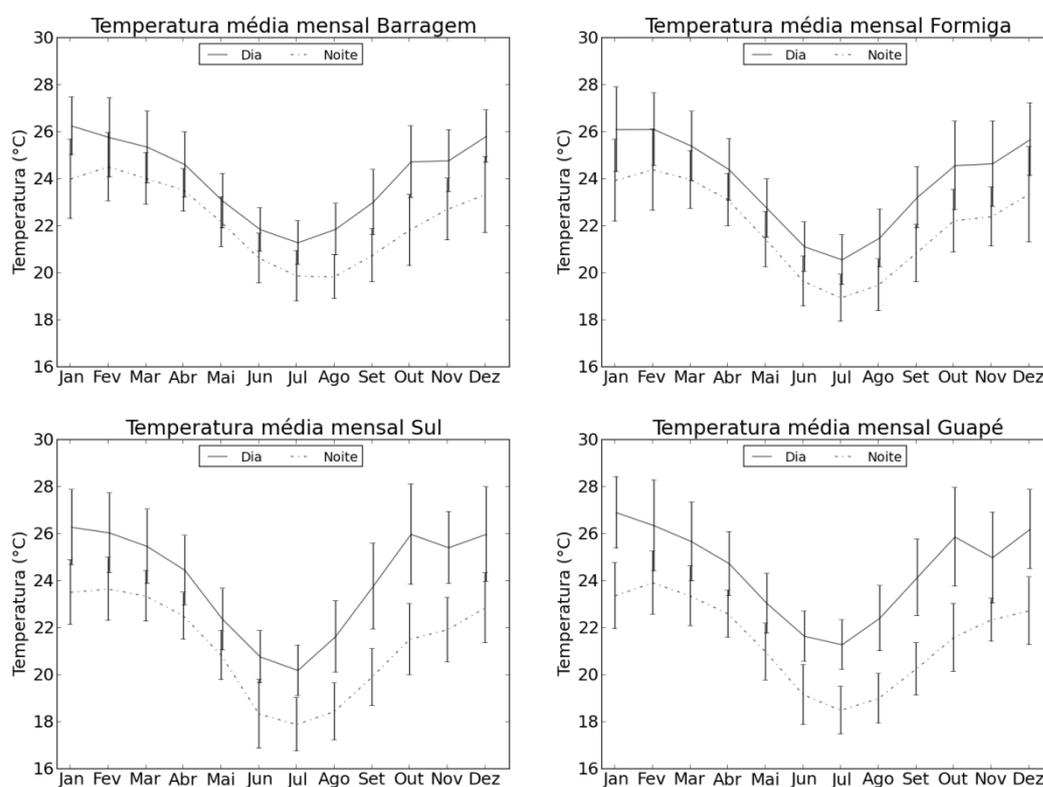


Figura 5.4 – Médias mensais diurnas e noturnas individuais das quatro séries de dados MODIS, obtidas de amostras de 2000 a 2014.

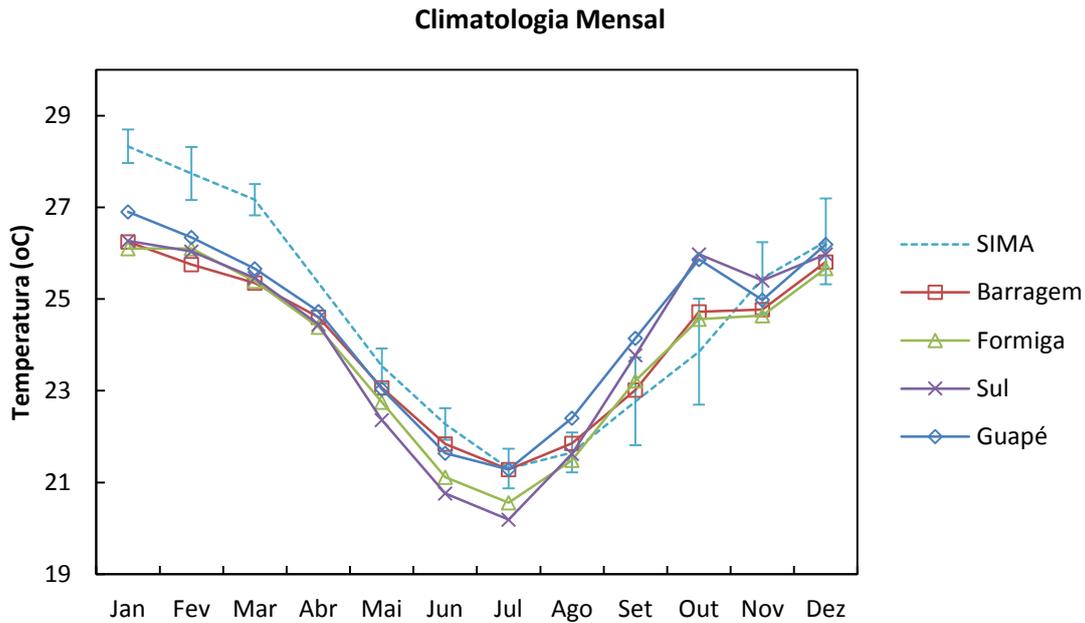


Figura 5.5 - Climatologia mensal das quatro séries de dados MODIS diurnas, e dos dados da estação SIMA com desvio padrão.

A temperatura da água medida pela plataforma SIMA, às 10h da manhã (horário local de passagem do sensor MODIS), revela uma sazonalidade semelhante aos dados obtidos por satélite. Os dados SIMA mostram temperaturas 1°C maiores que as temperaturas nos pontos MODIS no período de verão (janeiro a março). Essa diferença de temperatura pode ser explicada pelo posicionamento da plataforma em um braço, que é levemente mais quente do que as porções de corpo central (conforme se mostra evidente nas imagens Landsat 8, discutidas adiante), e também no período de amostragem relativamente recente (Julho de 2013 a Dezembro de 2014), quando a região sudeste do Brasil passou por estiagens e recordes de temperatura.

Vale ressaltar, no entanto, que os dados SIMA não evidenciam nenhuma bimodalidade na climatologia de verão, mesmo que esta bimodalidade esteja presente na climatologia do ponto MODIS mais próximo (“Guapé”). Assim, é possível que essa bimodalidade se deva à flutuação estatística natural da escassez de dados de verão nas séries MODIS.

As quatro séries temporais apresentaram temperaturas médias muito semelhantes (Tabela 5.1), com exceção da série temporal de “Guapé”, que apresentou temperatura média 0,4°C acima das outras três. No entanto, essa diferença é pequena frente à variabilidade diária e sazonal das séries (desvios padrão da ordem de 2°C), de modo que

não se pode inferir que, de fato, as quatro localidades apresentem climatologias significativamente diferentes.

O horário de passagem dos satélites orbitais (aproximadamente 10 horas para Landsat 8, e 10h30 para o MODIS/Terra) correspondem a um momento de típico aquecimento matutino, quando o ar e a água passaram pelos seus mínimos de temperatura na madrugada, e começam a ser aquecidos pela irradiação solar, (Figura 5.6), atingindo seu máximo de temperatura por volta das 16h. O ar tende a ser mais quente que a água durante um breve período de tempo, entre 13h e 18h, quando então torna a se esfriar. Essas diferenças de temperatura entre água e ar influenciam particularmente a magnitude e o sinal (perda ou ganho) do fluxo de calor sensível na superfície do reservatório. Vê-se, assim, que na maior parte do tempo, sendo a temperatura da água mais alta que a temperatura do ar, o fluxo de calor sensível é do reservatório para o ar imediatamente acima da água; a água aquecendo o ar por condução.

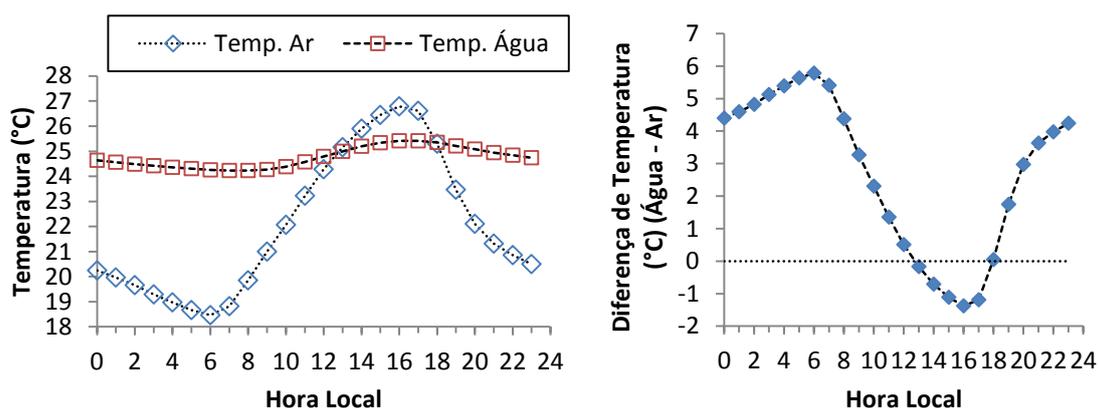


Figura 5.6 - Ciclo diel médio da temperatura da água e do ar, obtidos pelas médias horárias dos dados SIMA, no período de julho de 2013 a outubro de 2014. À esquerda, ciclo da temperatura da água e do ar. À direita, ciclo da diferença entre temperaturas da água e do ar.

### 5.3 Variabilidade espacial da temperatura da água

Os dados climatológicos utilizados para a correção das três imagens mais antigas (anteriores à instalação da plataforma SIMA) foram obtidos de estações da empresa de Furnas, enquanto que, para as oito imagens restantes, foram utilizados dados da estação SIMA. A imagem do dia 08 de fevereiro de 2014 (destacada na Tabela 5.2), apesar do

aspecto limpo, apresentava presença de algumas nuvens na área de estudo, de modo que não foi incluída nas estimativas dos campos de temperatura de superfície e anomalia médias, RMSE, viés e correlação discutidos adiante.

Tabela 5.2 - Imagens Landsat 8 utilizadas e parâmetros meteorológicos utilizados, obtidos por estações e pelo *website* ACPC. As linhas destacadas em cinza contém dados meteorológicos da estação mais próxima Embrapa/Furnas, e as demais, da estação SIMA. A linha vermelha destaca uma data com imagem levemente contaminada por nuvens. As três últimas colunas apresentam para cada imagem os dados de transmitância, radiância ascendente e radiância descendente, respectivamente, pelo método Barsi.

Data e hora (GMT)	Cota (m)	T <sub>ar</sub> (°C)	T <sub>água</sub> (0.5m)	Pressão (hPa)	Umidade (%)	U (m/s)	Barsi $\tau$	Barsi L <sub>U</sub>	Barsi L <sub>D</sub>
12/05/2013 13:05	764,30	19,6	N/D	932,99	62,00	1,1	0,86	1,15	1,91
13/06/2013 13:05	764,37	20,9	N/D	932,89	64,00	2,2	0,73	2,11	3,38
15/07/2013 13:05	764,14	21,2	N/D	930,99	69,00	0,9	0,73	2,05	3,30
31/07/2013 13:05	763,80	18,4	21,09	936,47	64,71	1,8	0,87	1,07	1,77
08/02/2014 13:04	760,00	26,0	28,03	931,45	47,45	3,1	0,70	2,30	3,73
15/05/2014 13:03	757,32	19,2	23,64	933,96	74,12	2,4	0,81	1,47	2,41
16/06/2014 13:03	757,30	20,0	22,22	937,10	72,55	2,1	0,77	1,80	2,90
02/07/2014 13:03	757,28	18,4	22,11	933,96	80,78	~0	0,72	2,16	3,43
03/08/2014 13:03	757,19	17,6	21,20	932,71	67,45	~0	0,83	1,27	2,09
19/08/2014 13:03	757,15	20,2	21,50	934,59	67,06	2,7	0,85	1,23	2,04
04/09/2014 13:03	756,88	21,4	22,83	933,96	52,94	2,1	0,86	1,12	1,87

Os dados descritos nas três últimas colunas na Tabela 5.2, e descritos como “Barsi” são os parâmetros de transmitância atmosférica ( $\tau$ ), radiância ascendente (L<sub>U</sub>) e radiância descendente (L<sub>D</sub>) obtidos pelo website ACPC, usados na correção das imagens pela equação 4.4 para se obter L<sub>T</sub>, a radiância de superfície.

Como já esperado, e observado na comparação da Tabela 5.3 com a Tabela 5.4, os resultados de correção das temperaturas de brilho para temperatura de superfície da água para os dois algoritmos, Qin e Barsi, apresentaram diferenças significativas entre si. A correção QIN aplicou um ajuste maior na temperatura de brilho do que a correção BARSIS em 6 das 11 imagens.

A temperatura de uma região de 3x3 pixels TIRS centrada sobre a posição do sistema fundeado SIMA foi comparada à temperatura de superfície medida *in situ* (Figura 5.7). A correlação foi traçada apenas para as sete imagens simultâneas às medições do SIMA,

excluindo-se a imagem do dia 8 de fevereiro, por possuir nuvem localizada sobre o ponto de interesse.

Tabela 5.3 - Estatísticas da área recorte das imagens Landsat 8 (região de estudo). Os valores de temperatura de brilho são expressos em °C, e o conteúdo de vapor w foi estimado segundo a equação 4.5. A linha vermelha destaca uma data com imagem levemente contaminada por nuvens. As linhas destacadas em cinza descrevem imagens anteriores à instalação da estação SIMA.

Data	w (g cm <sup>-2</sup> )	Temperatura de brilho (°C)			
		média	std	max	min
12/05/2013 13:05	1,72	21,68	0,38	25,01	19,49
13/06/2013 13:05	1,75	19,83	0,30	22,04	18,67
15/07/2013 13:05	1,92	19,99	0,39	22,69	19,15
31/07/2013 13:05	1,52	20,07	0,36	23,15	18,3
08/02/2014 13:04	2,15	25,59	1,14	33,41	14,08
15/05/2014 13:03	2,01	21,87	0,54	25,67	20,29
16/06/2014 13:03	1,88	20,03	0,45	22,92	18,73
02/07/2014 13:03	1,89	19,93	0,60	24,03	19,01
03/08/2014 13:03	1,50	20,51	0,65	24,82	19,62
19/08/2014 13:03	1,76	20,97	1,12	27,45	19,64
04/09/2014 13:03	1,64	21,66	0,68	26,43	20,81

Tabela 5.4 - Estatísticas da temperatura de superfície da área recorte das imagens Landsat 8, após correções “Qin” e “Barsi”. A linha vermelha destaca uma data com imagem levemente contaminada por nuvens. As linhas destacadas em cinza descrevem imagens anteriores à instalação da estação SIMA.

Data	QIN (°C)				BARSİ (°C)			
	média	std	max	min	média	std	max	min
12/05/2013 13:05	24.54	0.46	28.60	21.88	23.41	0.44	27.31	20.85
13/06/2013 13:05	22.07	0.36	24.76	20.65	22.66	0.40	25.66	21.07
15/07/2013 13:05	22.33	0.48	25.71	21.28	23.51	0.52	27.15	22.36
31/07/2013 13:05	22.58	0.42	26.22	20.48	21.50	0.41	25.06	19.44
08/02/2014 13:04	28.50	1.48	38.63	13.59	31.47	1.59	42.25	15.19
15/05/2014 13:03	25.26	0.69	30.08	23.25	24.71	0.67	29.38	22.77
16/06/2014 13:03	22.61	0.55	26.20	20.99	22.57	0.58	26.30	20.89
02/07/2014 13:03	22.85	0.74	27.97	21.70	23.18	0.82	28.80	21.91
03/08/2014 13:03	23.21	0.77	28.30	22.16	23.31	0.78	28.47	22.24
19/08/2014 13:03	23.60	1.37	31.53	21.97	22.63	1.32	30.27	21.05
04/09/2014 13:03	24.10	0.82	29.83	23.07	23.67	0.79	29.21	22.67

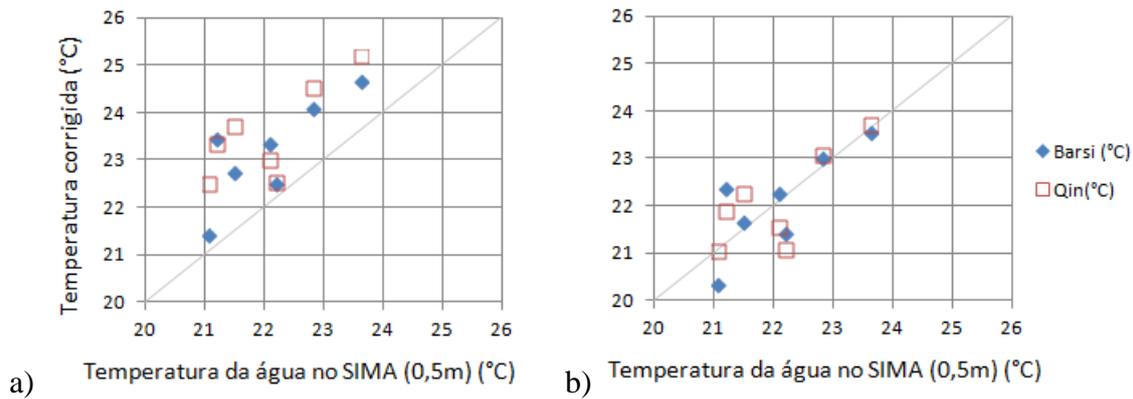


Figura 5.7 – Diagrama de espalhamento entre temperaturas medidas *in situ* (apenas da estação SIMA que afere dados meteorológicos) e estimativa das correções “Barsi” e “Qin” sobre os valores de temperatura de brilho TIRS, sem remoção de viés (a) e com subtração de viés (b) .

Ambas as correções Barsi e Qin sobre-estimaram a temperatura de superfície da água em relação aos dados SIMA. O viés observado para as correções Barsi e Qin foram, respectivamente, 1.10°C e 1.47°C, com desvios padrão de 1.07 e 1.01, e raiz do erro quadrático médio (RMSE) de respectivamente 1.26 e 1.60. Assim, a correção “Qin” se mostra menos acurada, embora a precisão de ambas as correções seja semelhante. Com a subtração do viés de cada correção, o RMSE é reduzido para 0.62 e 0.63 (Tabela 5.5).

Tabela 5.5 - Comparativo estatístico das correções Barsi e Qin, e duas variações, comparadas às temperaturas da estação meteorológica SIMA.

	Barsi	Qin	Barsi (sem dados SIMA)	Qin (com $\tau$ Barsi)
Viés (°C)	1,10	1,47	1,20	1,65
RMSE (°C)	1,26	1,60	1,40	1,73
RMSE (°C) (após remoção de viés)	0,62	0,63	0,72	0,54
R <sup>2</sup>	0,62	0,58	0,46	0,63

Duas variações dos algoritmos também são exibidas na Tabela 5.5. O algoritmo Barsi apresentou um aumento no RMSE quando não foram utilizados dados SIMA como entrada no website ACPC, indicando que mesmo um único ponto de amostragem *in situ* pode melhorar o processo de correção atmosférica. É interessante ser destacado que o algoritmo Qin apresentou piora nos valores de viés e RMSE se calculado com

transmitâncias obtidas pelo ACPC ao invés das transmitâncias estimadas pela equação de regressão do trabalho de Rozenstein et al. (2014) na Tabela 4.4.

A validação similar pelo uso dos dados de temperatura de superfície da água das demais cinco plataformas SIMA apresentou resultados semelhantes, e sutilmente melhores. Viés e RMSE de 1,04 e 1,21°C para a correção Barsi, e 1,28 e 1,47°C para a correção Qin (Tabela 5.6 e Figura 5.8).

Tabela 5.6 - Estatísticas das correções atmosféricas Barsi e Qin, quando comparadas às temperaturas de superfície das demais estações SIMA

	Barsi	Qin
Viés (°C)	1,04	1,28
RMSE (°C)	1,21	1,47
RMSE (°C) (após remoção de viés)	0,62	0,72

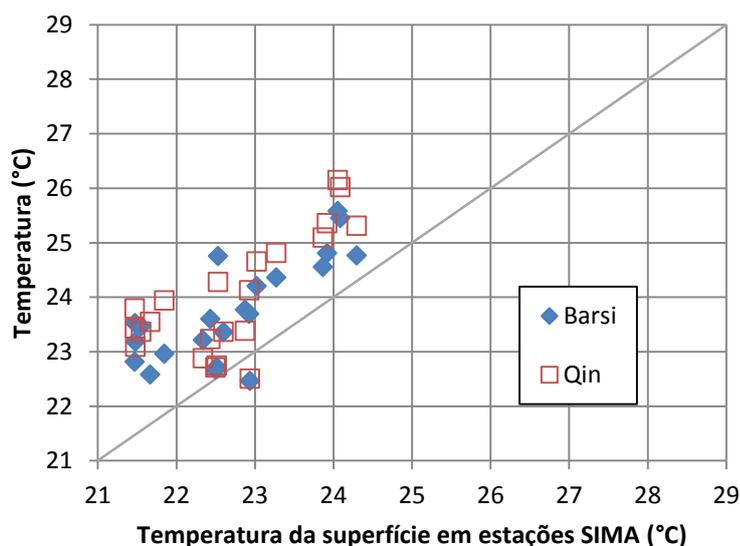


Figura 5.8 – Diagrama de espalhamento entre temperaturas medidas *in situ* e respectivas estimativas feitas por meio das correções Barsi e Qin, para todas as seis estações SIMA disponíveis. Inclui os dados da estação SIMA principal, já apresentados na Figura 5.7.

Um melhor resultado da correção Barsi era esperado, visto que o perfil atmosférico é alimentado por dados meteorológicos e os cálculos de transmitância atmosférica e radiação ascendente e descendente são feitos por meio de modelos computacionais de transferência radiativa atmosférica, enquanto a correção Qin exige a extrapolação de um perfil atmosférico a partir de dados medidos *in situ*. A suposição de um perfil

atmosférico logarítmico é uma aproximação ao perfil instantâneo, que é determinado a partir da estimativa do parâmetro  $\lambda$ , sendo, portanto, uma fonte de imprecisão.

Qin et al., (2001) argumentam que a instabilidade atmosférica pode, também, ser uma fonte de erros do algoritmo, visto que a transmitância e a temperatura do ar são estimadas por perfis térmicos médios e estáveis. A instabilidade gera deformações no perfil e pode alterar substancialmente a temperatura média do ar e a distribuição de água na coluna atmosférica. A comparação entre os erros observados na correção Qin, nos vários pontos de amostragem das estações SIMA, e o coeficiente de estabilidade atmosférica zeta ( $\zeta$ ) (Figura 5.9), não demonstrou relação entre o aumento da instabilidade (zeta mais negativo) e os erros do algoritmo. Podemos, portanto, concluir que as variações de instabilidade na camada limite atmosférica não foram determinantes para aumentar o viés e RMSE do algoritmo Qin.

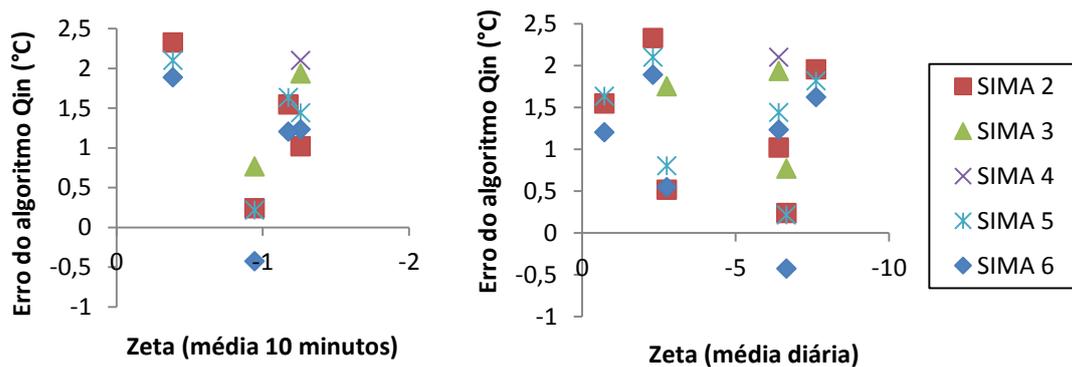


Figura 5.9 - Comparação entre erros de estimativa pela correção Qin e o coeficiente de estabilidade atmosférica ( $\zeta$ ) estimado nos 10 minutos próximos e na média diária, para as várias plataformas SIMA disponíveis.

A comparação entre o perfil de conteúdo de vapor d'água logarítmico teórico estimado na correção Qin, e o perfil modelado na correção Barsi (Figura 5.10), para as duas datas de menor erro (16/06/2014) e de maior erro da correção Qin (19/08/2014) exemplificam o tipo de diferença observada entre as modelagens exponenciais e computacionais. Observa-se que a data com o maior erro na correção Qin apresenta grande diferença entre os perfis. No dia 19/08/2014, o perfil logarítmico Qin tende a superestimar a umidade nas regiões de maiores pressões (mais próximo da superfície) e subestimar nas menores pressões (em maiores altitudes). No entanto, as transmitâncias atmosféricas estimadas pelo algoritmo Qin se apresentaram frequentemente maiores do que as

estimadas pelo algoritmo Barsi (Figura 5.11), situação que ocorreu em ambas as duas datas acima destacadas, e em várias outras. É interessante notar que, mesmo supondo transmitâncias maiores, a correção Qin ainda superestima a correção de temperatura necessária, causando um viés maior. Isso sugere uma maior sensibilidade do modelo Qin à transmitância atmosférica.

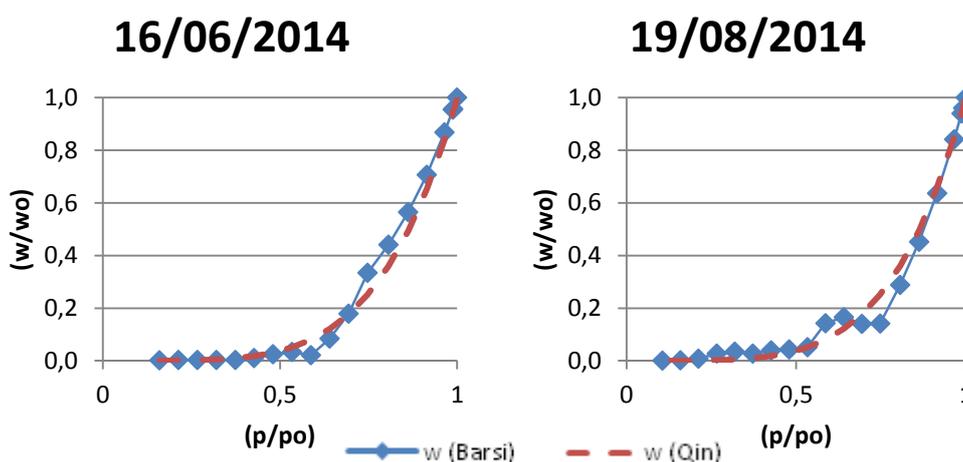


Figura 5.10 - Curvaturas dos perfis atmosféricos estimados para as correções Barsi e Qin, para os dias 16/6/2014 (menor erro da correção QIN) e 19/08/2014 (maior erro da correção QIN).

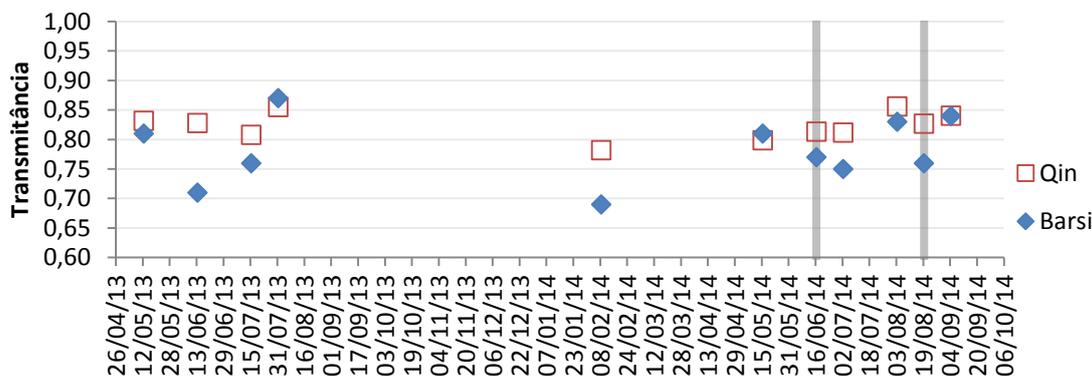


Figura 5.11 - Transmitâncias atmosféricas estimadas pelos algoritmos Qin e Barsi, para 11 datas. As colunas cinzas representam a datas de 16/6/2014 (menor erro da correção Qin) e 19/08/2014 (maior erro da correção Qin)

As transmitâncias no modelo Qin são regredidas pelo conteúdo de água na atmosfera, que, por sua vez, é estimado segundo a equação 4.5 (Smith, 1966), por uma aproximação exponencial de distribuição entre umidade e pressão, de parâmetro lambda ( $\lambda$ ). A simplificação deste parâmetro por estações do ano (valores diferentes para verão,

inverno e primavera/outono), como foi feito neste trabalho, induz a um erro na estimativa de conteúdo de vapor na coluna atmosférica da ordem de  $0,5 \text{ g/cm}^2$  para as imagens deste trabalho, sendo maiores para perfis atmosféricos mais úmidos (Figura 5.12). Para comparação, foram utilizados 81 perfis atmosféricos da ACPC, pareados com dados da plataforma SIMA. Para cada perfil foi obtido o conteúdo de vapor pelo método Qin (pela equação 4.5), e também pela integração da umidade em cada camada do perfil modelado numericamente como indicado em Chow et al.(1988). A relação entre os valores estimados e modelados numericamente está na Figura 5.12 (em azul). Se, para cada data fosse utilizado um valor  $\lambda$  regredido especialmente pelo perfil daquela data, a relação entre os valores apresentaria coeficientes angular e linear de 0,98 e -0,86, com correlação de 0,99 (também na Figura 5.12, em vermelho). Ou seja, a maior fonte de inexatidão da regressão aplicada no método Qin está na imprecisão da estimativa do coeficiente  $\lambda$ , gerando flutuações de  $0,5\text{g/cm}^2$  no conteúdo de vapor, e de cerca de 0,06, ou seja, 6%, na transmitância atmosférica.

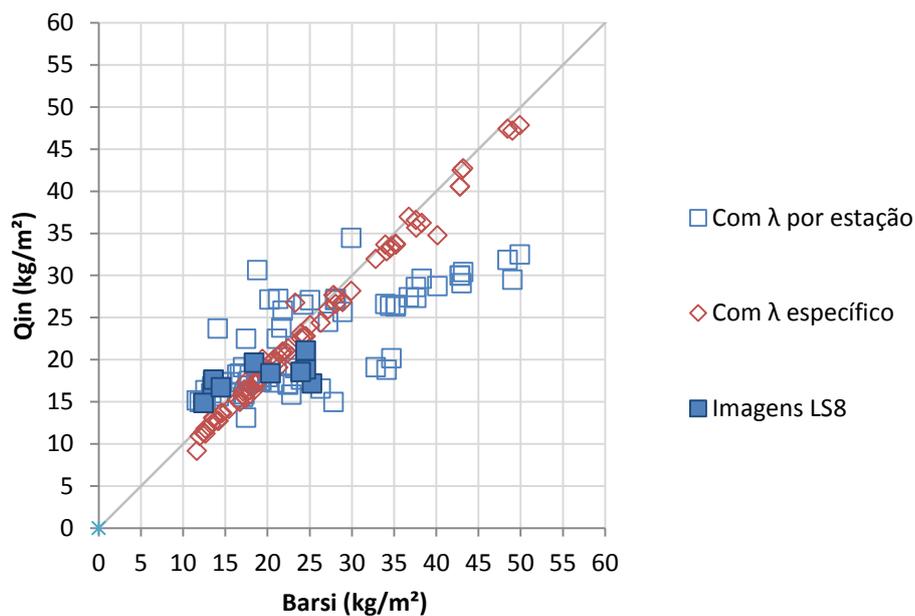


Figura 5.12 - Comparação entre conteúdo de vapor na atmosfera segundo o método Barsi (obtido de perfis atmosféricos NCEP) e método Qin, (obtido por equações de regressão). Coeficientes angular e linear, respectivamente 0,42 e 11,18. Correlação 0,76,  $R^2$  de 0,58.

O conteúdo de vapor nas datas das imagens Landsat 8 utilizadas neste trabalho se localizam em valores entre  $1$  e  $2,6 \text{ g/cm}^2$  ( $10$  e  $26 \text{ kg/m}^2$ ), de modo que não são

substancialmente atingidos pelo erro da estimativa aplicada, apresentando um viés de -1,16 kg/m<sup>2</sup>, contra um viés de -3,1 kg/m<sup>2</sup> ao se considerar toda a série de 81 perfis.

É importante lembrar que os trabalhos originais (QIN et al., 2001; ROZENSTEIN et al., 2014) descrevem a transmitância atmosférica como função do conteúdo de vapor atmosférico, que deve ser obtido por algum outro método, alheio a discussão do artigo. O presente trabalho optou por regredir o conteúdo de vapor atmosférico pelas equações de Smith (1966), utilizando coeficientes  $\lambda$  sazonais, especificamente regredidos para a região, incluindo toda a metodologia sob o nome de “método Qin”. O trabalho de Sobrino et al. (2004), por exemplo, utilizou o método de Qin et al. (2001), obtendo o conteúdo de vapor por métodos de radiossondagem, não tendo, portanto, que utilizar o parâmetro  $\lambda$ .

Uma segunda limitação do modelo Qin é a regressão implícita da temperatura efetiva da atmosfera ( $T_a$ ), que é obtida segundo uma regressão da temperatura do ar em superfície ( $T_o$ ) (vide equações na Tabela 4.4). A validação desta regressão foi feita pela comparação da temperatura efetiva média obtida pela regressão e pelo perfil do ACPC (modelo NCEP), processado segundo Chow et al. (1988). Os resultados mostraram que a regressão sugerida no método Qin tende a sobre-estimar a temperatura média da atmosfera em até 7°C (Figura 5.13). A entrada de um valor de temperatura do ar exagerado leva o modelo a subestimar a temperatura de superfície do solo (equação 4.8). É interessante ressaltar que, embora o erro na estimativa de conteúdo de vapor tenha a tendência de aumentar o viés da correção Qin, a superestimativa da temperatura da atmosfera tende a reduzir o viés.

Sobrino et al. (2004) comparou modelos de correção atmosféricas por transferência radiativa, *single-channel*, e *split-window*. Seus melhores resultados foram obtidos pelo modelo de transferência radiativa (assim como o modelo Barsi aqui aplicado). O modelo *single-channel* utilizado foi o modelo original descrito por Qin et al. (2001) para o Landsat 5. As conclusões foram bastante semelhantes ao presente trabalho, ao obter melhor resultado para o modelo de transferência radiativa (RMSE de 0,6°C). Também foi observada melhoria substancial no modelo Qin ao utilizar dados de transmitância obtidos por radiossondagem ao invés das parametrizações propostas originalmente.

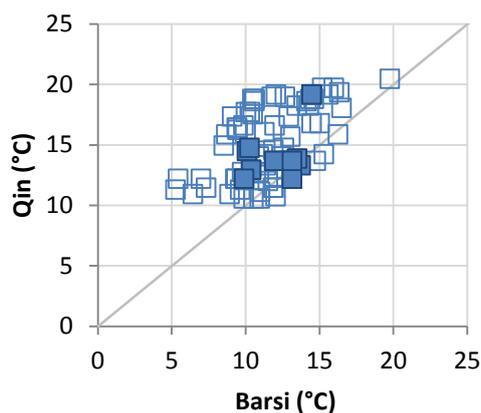


Figura 5.13 - Comparação entre temperatura efetiva média da atmosfera do método Barsi (obtido de perfis atmosféricos NCEP) e método Qin, (obtido por equações de regressão). Correlação 0,54.  $R^2 = 0,29$  ; Coeficientes de regressão angular e linear de 0,60 e 8,07.

O modelo Qin apresentou as mesmas características de alto viés e RMSE (2,09 °C e 2,15 °C, respectivamente), mesmo quando aplicado a dados Landsat 5, para o qual foi originalmente desenvolvido. Entende-se, portanto, que é preferível o uso de modelos de transferência radiativa em detrimento de modelos empíricos, sempre que dados atmosféricos por radiossondagem ou modelagem numérica estiverem disponíveis.

O trabalho original de Qin et al. (2001) discute a sensibilidade do modelo aos erros na estimativa da transmitância e na temperatura estimada da atmosfera. Observou-se que, para uma transmitância da ordem de 0,8, um erro de 0,05 na transmitância poderia causar um erro de mais 1,5°C na estimativa da temperatura de superfície. E um erro de 5°C na estimativa da temperatura efetiva da atmosfera levaria a um erro próximo de 1,2°C na estimativa da temperatura de superfície. O modelo foi originalmente validado por meio de simulação computacional (MODTRAN), para várias temperaturas de superfície, temperaturas do ar, perfis atmosféricos e conteúdos de vapor. O erro obtido pelas simulações foi inferior a 0,4°C na maioria dos casos. O teste efetuado pelos autores do modelo difere deste trabalho ao utilizar perfis atmosféricos do hemisfério norte, enquanto que o perfil atmosférico da região tropical de Furnas é essencialmente distinto. No presente trabalho, foi necessário ajustar o modelo de regressão de conteúdo de vapor (Smith, 1966) com valores particulares de  $\lambda$ , para evitar a ocorrência de erros grandes na estimativa da transmitância e da temperatura de superfície. O ajuste só foi possível pela disponibilidade de dados do modelo NCEP pela plataforma ACPC. Caso o

estudo fosse feito em uma nova região, é absolutamente desaconselhável o uso indiscriminado dos parâmetros padrão do modelo que, como foi discorrido aqui, tendem a superestimar a temperatura da atmosfera e a transmitância, causando grande erro.

A validação do modelo Barsi realizada pelos próprios autores (BARSÍ et al., 2005), obteve viés de  $+0,5^{\circ}\text{C}$ , superestimando a temperatura de superfície em relação a outros modelos semelhantes do NASA/*Jet Propulsion Laboratory* (JPL) e do *Rochester Institute of Technology* (RIT). Argumenta-se que há evidências de que o modelo não funciona muito bem quando o conteúdo de vapor está acima de  $2\text{g}/\text{cm}^2$ , mas cujas implicações não foram ainda testadas. Observa-se, portanto, que a calculadora ACPC tem um viés próprio próximo de  $+0,5^{\circ}\text{C}$ , que compõe quase metade do viés observado na validação efetuada neste trabalho ( $+1,1^{\circ}\text{C}$ ).

A temperatura média das 10 imagens (de  $23,03^{\circ}\text{C}$ ), obtidas pela correção Barsi (Figura 5.14a) é relativamente baixa, se comparada às climatologias MODIS, que sugeriam temperaturas médias anuais próximas de  $24^{\circ}\text{C}$ , e se tornaria ainda mais baixa com a correção de viés ( $1,01^{\circ}\text{C}$ ). Isso se deve a pouca disponibilidade de imagens de verão, novamente, pela grande cobertura de nuvens na estação.

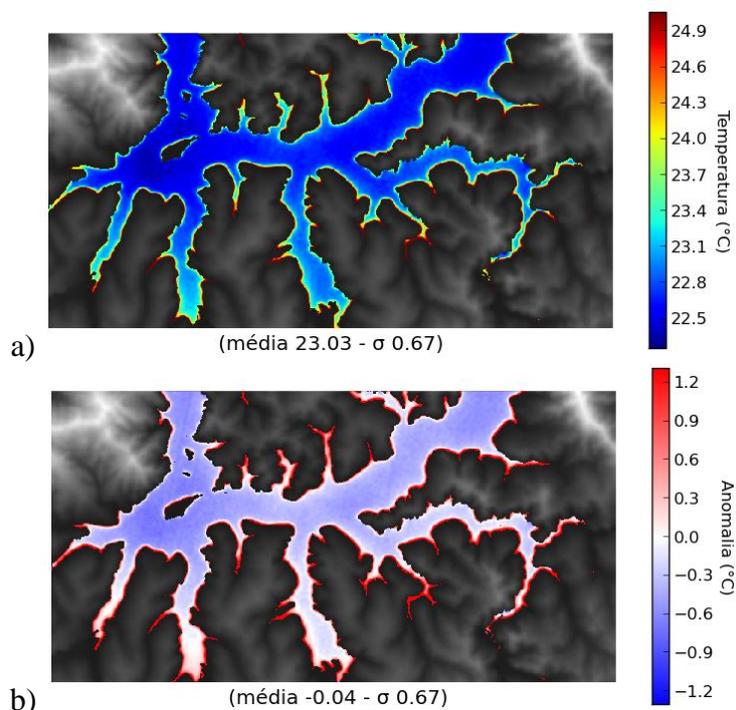


Figura 5.14 - Mapa de temperaturas médias das 10 imagens limpas para cada pixel (a), e mapa das anomalias em relação à média global da imagem (b), sobreposto ao mapa de altitude (sem escala).

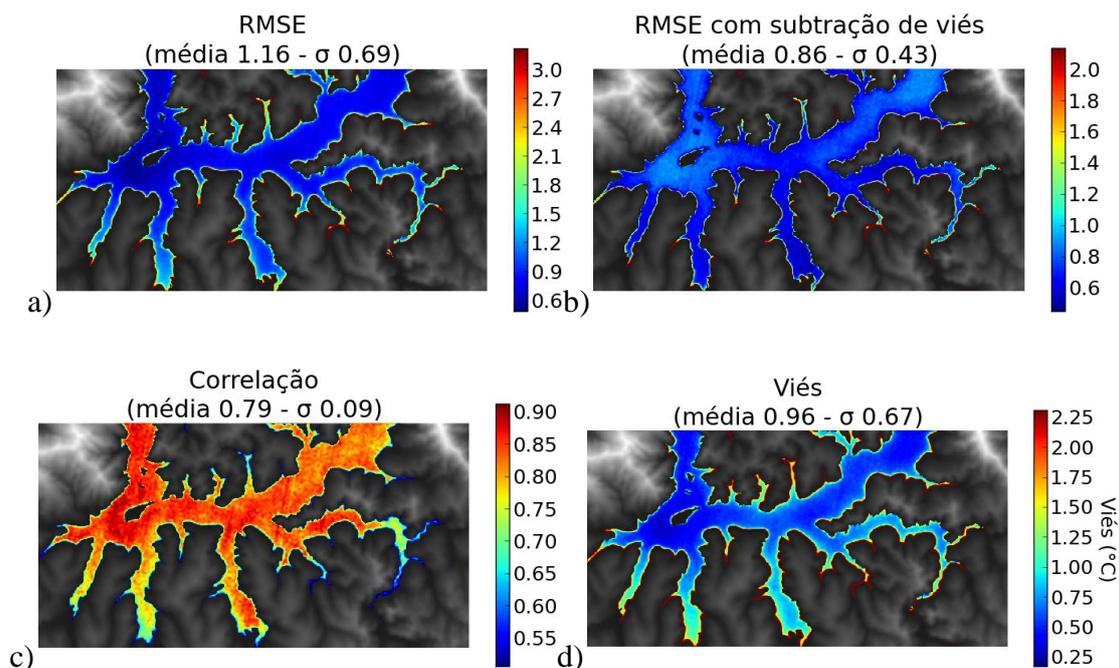


Figura 5.15 - Mapas de RMSE sem correção de viés (a), e com correção de viés(b). Correlação (c) e viés (d) pixel a pixel para as sete imagens simultâneas aos dados SIMA.

Todos os pixels do recorte apresentam alta correlação (média de 0.79 , desvio padrão 0.1) com as temperaturas medidas no SIMA. Isto sugere que as variações de temperatura medidas pela plataforma SIMA refletem as variações em todo o corpo do reservatório razoavelmente. A correlação tende a ser maior nas porções centrais do corpo de água e menor nas margens. Isso é razoável, visto que o comportamento sazonal da temperatura da água amostrada pela plataforma SIMA tende a ser mais correlacionada às regiões de sazonalidade mais semelhante. As margens, por serem mais rasas, possuem menor capacidade térmica, e estão mais sujeitas a terem sua temperatura afetada pelo vento, frentes frias ou nebulosidade, de modo que se descorrelacionam mais facilmente das medições *in situ* em regiões profundas.

A análise dos campos de RMSE (Figura 5.15 a e b) permite afirmar que os pontos melhor representados pela plataforma SIMA são pontos de profundidade média, entre as margens e regiões profundas. Visto que a correlação é alta e semelhante em toda a área do reservatório, a principal fator de diferença de RMSE entre as regiões é a diferença de viés.

A grande maioria dos pixels apresenta maiores profundidades e anomalias negativas em relação à temperatura média (Figura 5.16). Observa-se que regiões mais rasas tendem a

se espalhar por uma faixa maior de valores de anomalias, sendo praticamente inexistente a presença de anomalias positivas nas regiões mais profundas que 21 metros. Assim, as regiões mais profundas tendem a ser mais frias que a temperatura média do reservatório.

Os resultados obtidos da sonda termométrica utilizada nas expedições em campo (Figura 5.17) demonstraram variabilidade da temperatura de superfície, tanto espacialmente, quanto temporalmente. As temperaturas de superfície medidas pela sonda acompanham a variabilidade espacial e temporal da água evidenciadas pelas imagens de satélite e pela estação SIMA, de modo que se observou, nas datas de 29/7, 31/7 e 01/8, aquecimento da temperatura de superfície comparável à medição simultânea da estação SIMA (em verde, na Figura 5.17). Observa-se, também, que os pontos amostrais situados nas margens (em azul) tendem a apresentar temperaturas menores do que os pontos amostrados nas regiões centrais mais profundas (em vermelho).

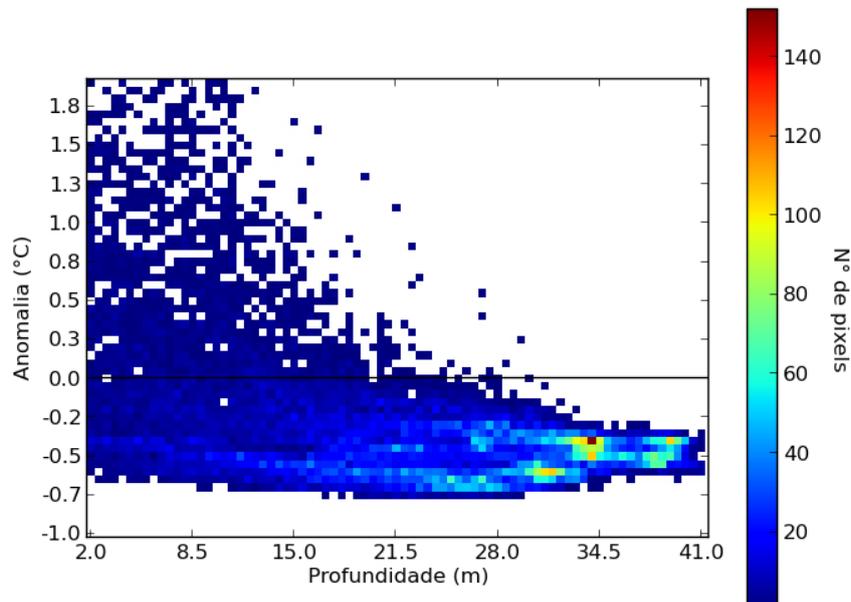


Figura 5.16 - Histograma bivariado da ocorrência de pixels em função de sua profundidade (em relação à altitude de 761m do nível do mar) e de sua anomalia (°C)

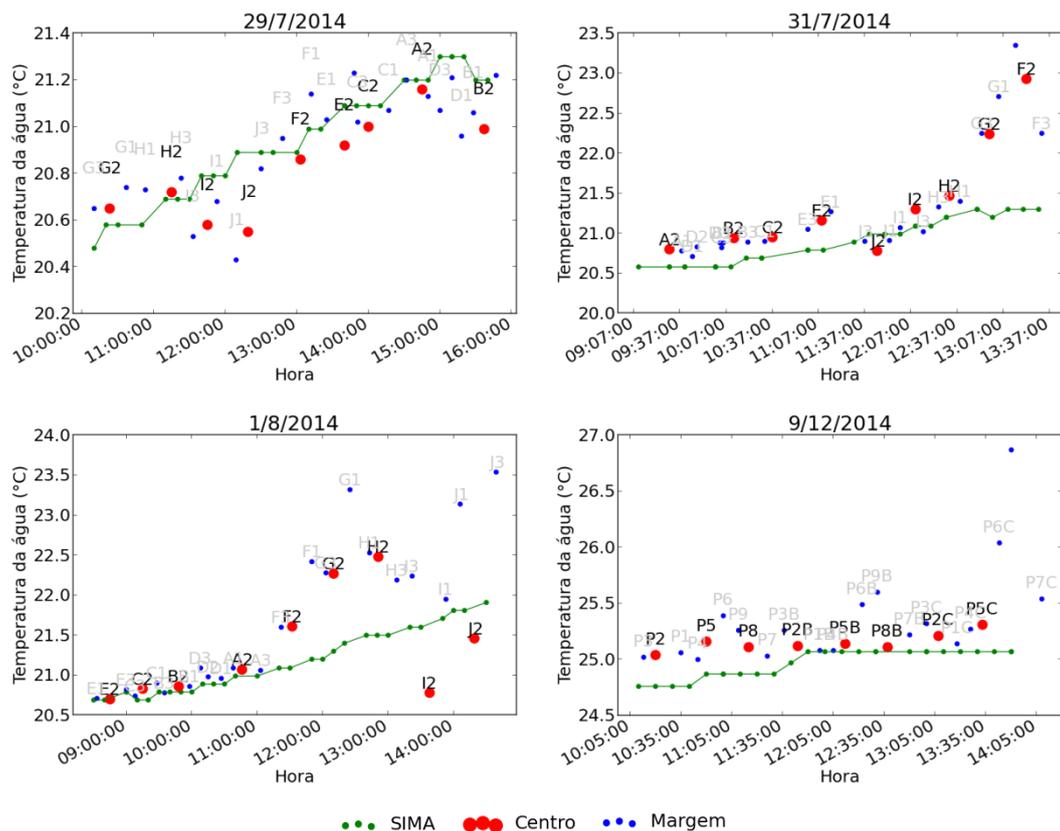


Figura 5.17 - Temperatura de superfície da água obtida pela sonda manual em trabalho de campo, para as quatro datas de expedição (29/jul; 31/jul; 1/ago; 9/dez/2014). Em verde, a temperatura obtida simultaneamente pela estação SIMA, a 0,5m de profundidade. Os pontos em azul representam pontos amostrados nas margens rasas, e, em vermelho, na superfície das regiões centrais profundas.

Monismith et al. (1990) apresenta uma discussão sobre as implicações do aquecimento e resfriamento diferenciado em braços de reservatório. Observando transectos em um braço de reservatório de dimensões próximas de 1km, como o caso de Furnas, observaram que as margens apresentam um aquecimento rápido durante o período de irradiação solar, causando convecção da camada de água quente para o corpo central do reservatório (Figura 5.18), enquanto que, à noite, o resfriamento rápido leva à ocorrência de mergulho de água fria das margens para regiões mais profundas. Infelizmente, as imagens Landsat 8 só são obtidas no período diurno, evidenciando margens aquecidas às 10h, mas não podendo ser utilizadas para analisar o seu resfriamento à noite.

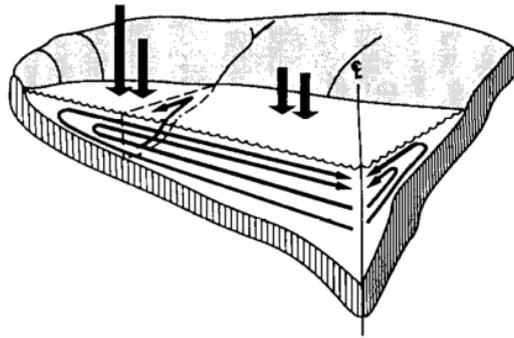


Figura 5.18 - Ilustração adaptada de Monismith et al. (1990), demonstrando o fluxo convectivo presente em braços de reservatórios, devido ao aquecimento rápido das margens pela irradiação solar.

A Figura 5.19 ilustra o processo utilizado nesse trabalho para investigar a confiabilidade do mascaramento de terra das imagens termais, e se ter certeza de que o aquecimento observado nas bordas não seria causado por contaminação por pixels de solo. As etapas do mascaramento mostram claramente que a máscara de terra/água captura bem as feições do solo, nítidas nas imagens de reflectância nas bandas de verde e infravermelho próximo (bandas 3 – 0,53 a 0,59  $\mu\text{m}$  e 5 – 0,85 a 0,88  $\mu\text{m}$ , respectivamente), e que a região da água próxima à máscara não segue feições do solo, isto é, o aquecimento da água nas margens não é maior onde o solo é mais quente, nem menor onde o solo é mais frio. Descarta-se, portanto, que o aquecimento diferenciado das margens, discutido até aqui, seja fruto de um mascaramento deficiente, ou de contaminação radiativa entre o pixels.

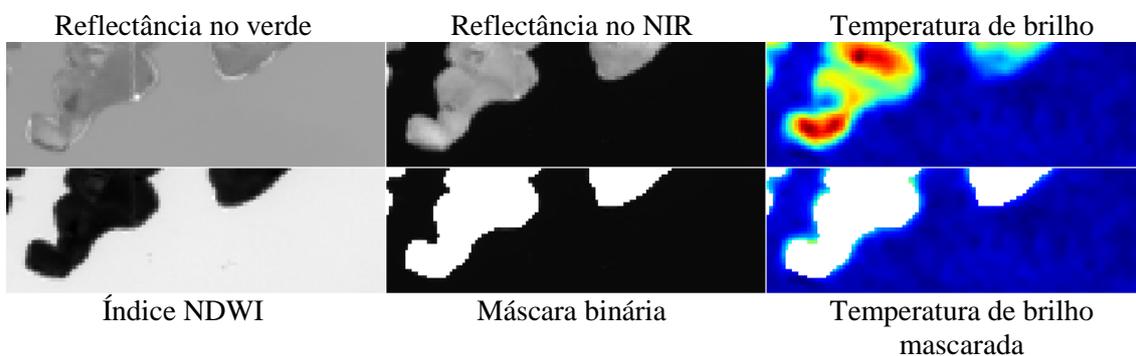


Figura 5.19 - Etapas do processo de mascaramento em detalhe da imagem do dia 04/09/2014.

Em algumas medições *in situ* do perfil térmico foi observada a presença de uma camada superficial aquecida (Figura 5.20). O perfil apresentou uma termoclima sazonal próxima de 23 metros de profundidade, e um aquecimento superficial até a profundidade de 6 metros. O dia 1 de Agosto de 2014 foi, dentre as expedições de campo, o dia de clima mais quente, quando a diferença de temperatura entre a camada mais superficial e a de profundidade 0,5 m foi próxima de 0,5°C, compatível com o observado nos dados SIMA (Figura 5.21), discutidos adiante. Esse resultado é bastante relevante para nosso estudo pois os dados obtidos por satélite são referentes a uma temperatura muito próxima da superfície, enquanto os dados usados para comparação obtidos pelo SIMA são obtidos normalmente à cerca de 0,5 m de profundidade. Os demais perfis obtidos, não exibidos aqui, apresentaram menores aquecimentos superficiais. É interessante que futuros trabalhos estudem com maior detalhe e coleta de dados, a dinâmica das camadas de mistura diária e sazonal do reservatório, tal como a diferença entre a temperatura de água na superfície (*skin-temperature*) e sub-superfície (*bulk-temperature*).

A ocorrência de estratificação significativa na camada bem próxima à superfície é normalmente baixa, e quando se torna mais significativa, não ultrapassa o valor de 1°C (Figura 5.21). Os dados utilizados mostram, para esse reservatório, que a presença de uma camada de água significativamente quente sobre a superfície requer alta irradiação solar (acima de 900 Wm<sup>-2</sup>) e pouca mistura pelo vento (abaixo de 2m/s). A camada de mistura diária facilmente ultrapassa a profundidade dos sensores utilizados (0,5m de profundidade) para a validação das correções das imagens de satélite, de modo que pode se considerar que a temperatura de pele aferida pelo satélite é equivalente à temperatura em profundidade de 0,5m, especialmente no período das 10h da manhã, em que a radiação incidente não ultrapassou 700 Wm<sup>-2</sup>, e a intensidade do vento é tipicamente maior que 2.5 m/s.

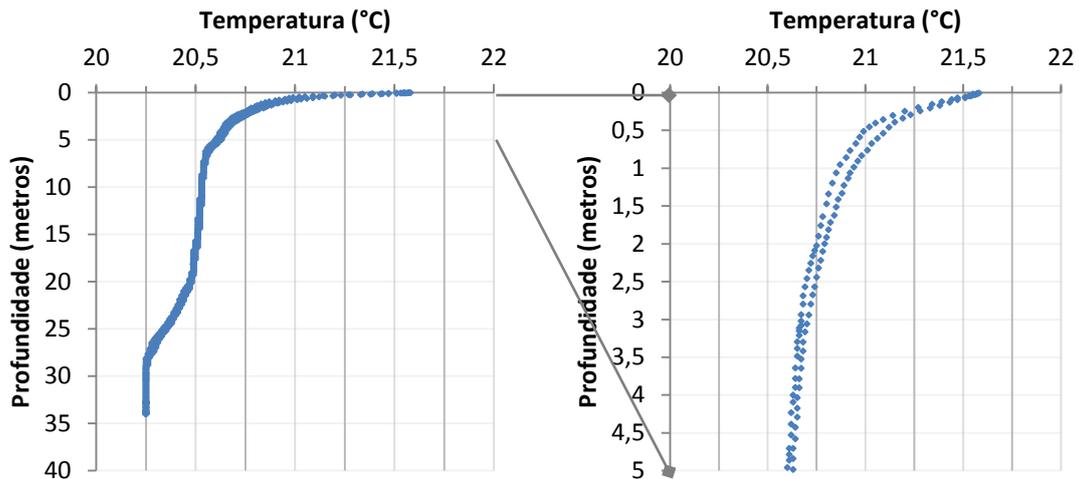


Figura 5.20 - Perfil térmico obtido na expedição do dia 01 de agosto 2014, no ponto F2 (Ver Fig. 4.4), próximo do leito do Rio Grande, da superfície até a profundidade de 34 metros (esquerda), e até a profundidade de 5m (à direita).

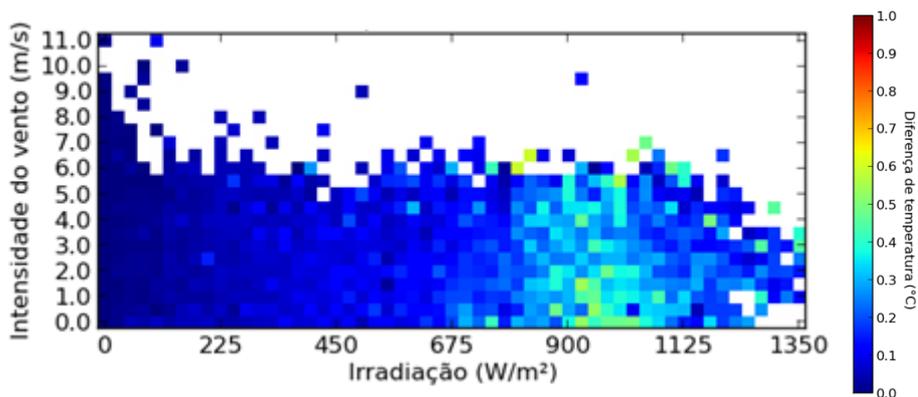


Figura 5.21 - Diferenças entre temperatura da água para sensor na superfície e temperatura em profundidade de 0,5 m medidos pelo SIMA. Dados obtidos no período entre outubro de 2013 e abril de 2014, quando havia disponibilidade de dados em profundidade “zero”.

O trabalho de Donlon et al. (2002) discute que, para o oceano, a temperatura em profundidade de 5m pode ser satisfatoriamente utilizada como temperatura de pele, na ocorrência de ventos acima de 6 m/s. É demonstrado como a mistura pelo vento das camadas de água da superfície promovem a diminuição do gradiente superficial de temperatura, de modo que o aquecimento das camadas superiores só é significativo em situações de poucos ventos e sob irradiação solar do dia (Figura 5.22). À noite, a

evaporação e a perda de calor sensível para o ar frio pode causar o efeito inverso, isto é, um esfriamento das camadas superiores, que, também, é grandemente minimizado pela ação do vento. O trabalho de Donlon et al., (2002) usa como referência a diferença de temperatura entre a superfície e a profundidade 5m, enquanto que este trabalho utilizou a diferença de temperatura entre a superfície e a profundidade de 0,5m, mais rasa. Donlon observou diferenças de até 1,5°C para a profundidade de 5m, o que é compatível com o perfil obtido no trabalho de campo em Furnas (Figura 5.20). É razoável que a diferença de temperatura em relação à profundidade de 0,5m seja menor (0,5°C nos dados SIMA), e mais facilmente afetada pelo vento (limiar de 2m/s).

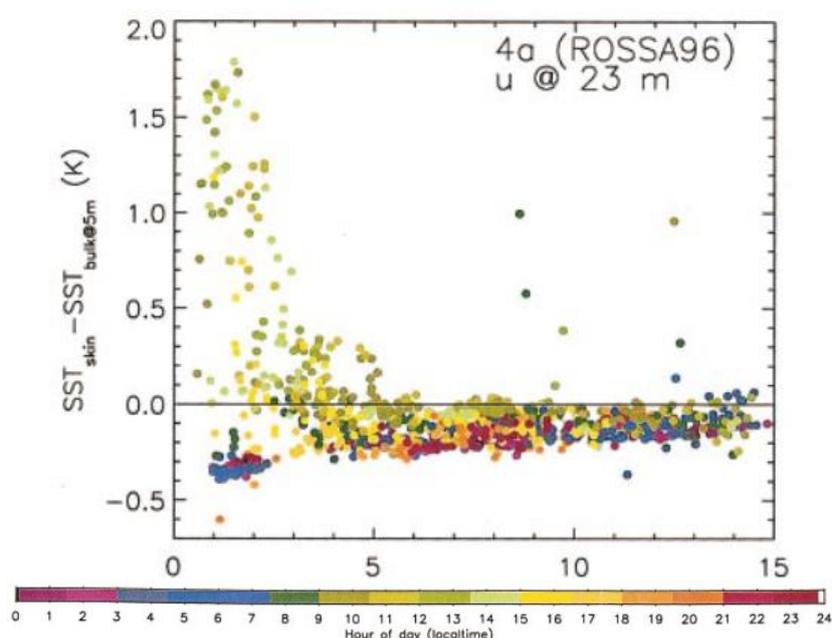


Figura 5.22 - Diferença de temperatura da água do oceano, na superfície e em profundidade de 5m, em função do horário do dia (cor) e intensidade do vento a 23m (eixo horizontal). Figura adaptada de Donlon et al. 2002.

#### 5.4 Variabilidade espacial da temperatura do ar

Os dados de temperatura do ar obtidos nas expedições de campo foram comparados aos dados medidos continuamente pela plataforma SIMA. Um mesmo equipamento permitia a medida da intensidade do vento, da temperatura e umidade relativa do ar. O equipamento, quando utilizado para medir a temperatura do ar e umidade, se mostrou bastante sensível à exposição solar, de modo que o maior ou menor espalhamento dos pontos (visível nos dados bastante espalhados do dia 31/07/2014, ou na série mais linear do dia 1/08/2014) está diretamente relacionado ao manuseio do equipamento na

expedição, sua exposição ao sol, e abrigo da água que espirrava para dentro da embarcação durante o trajeto entre os pontos. (Figura 5.23).

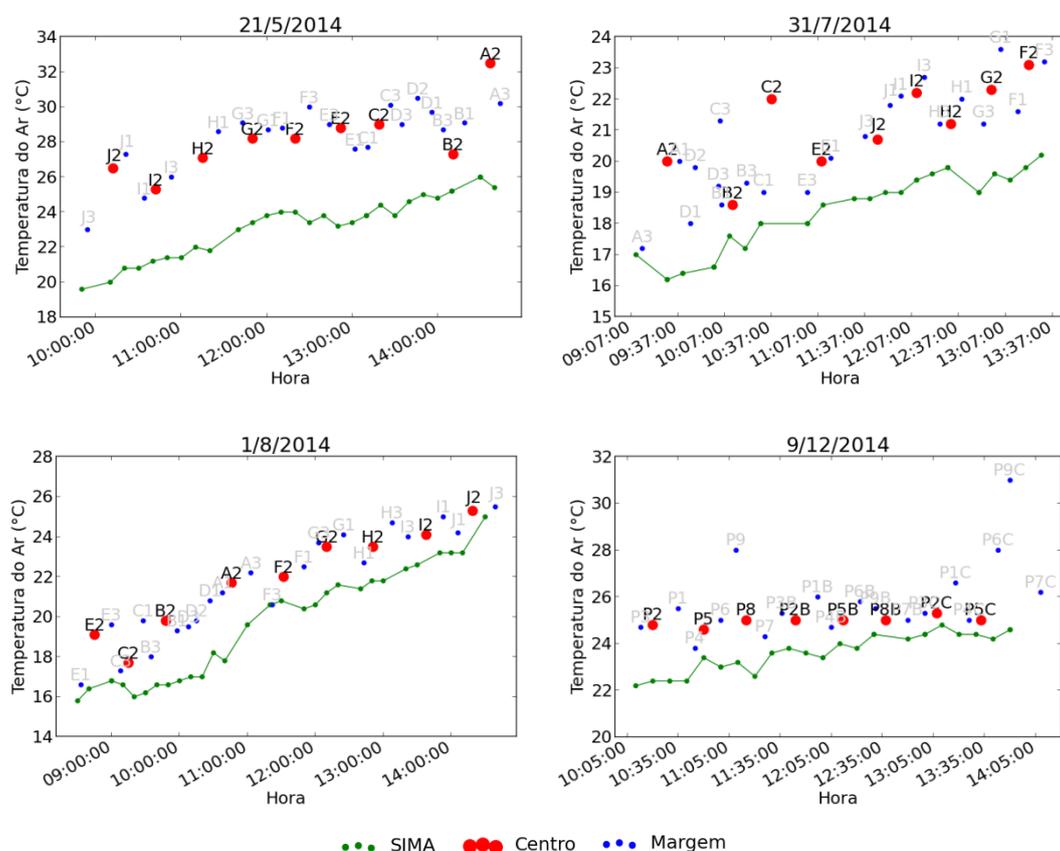


Figura 5.23 - Medições de temperatura do ar obtidas em campo. A série em verde representa os dados coletados a cada 10 min pela estação SIMA. Os pontos azuis são as amostras em partes rasas (Margens) e os pontos vermelhos, em partes profundas (Centro).

Vemos que o equipamento apresenta um viés de aproximadamente 2.6°C acima das medições da plataforma SIMA (Figura 5.24). Observa-se, também que o aumento de temperatura observado pela plataforma SIMA (fixa em um ponto) tem a mesma feição crescente dos dados obtidos na expedição de campo, feita em um trajeto de 30 pontos diferentes no corpo do reservatório, em ordem diferente em cada dia (Figura 5.23). Isto sugere que, independentemente do local da coleta, da rota feita, da intensidade do vento, ou da profundidade do ponto amostral (margem ou centro), a temperatura do ar medida a bordo da embarcação mostra um aumento temporal consistente ao ciclo diário natural.

Em todas as datas de amostragem o céu estava aberto, com exceção do dia 9 de dezembro, em que o céu estava totalmente coberto, com frequentes pancadas de chuva. A temperatura neste dia se mostrou mais constante do que nos outros dias

A comparação permite afirmar que não há variabilidade espacial significativa na temperatura do ar, na escala espacial em que foi amostrada (~10km), visto que não foi observada qualquer diferença de temperatura do ar entre pontos de margem e região mais profundas. O viés de 2,66°C (Figura 5.24) é atribuído à falta de calibração dos equipamentos, e não à diferença de posição entre a estação SIMA e as amostras de campo.

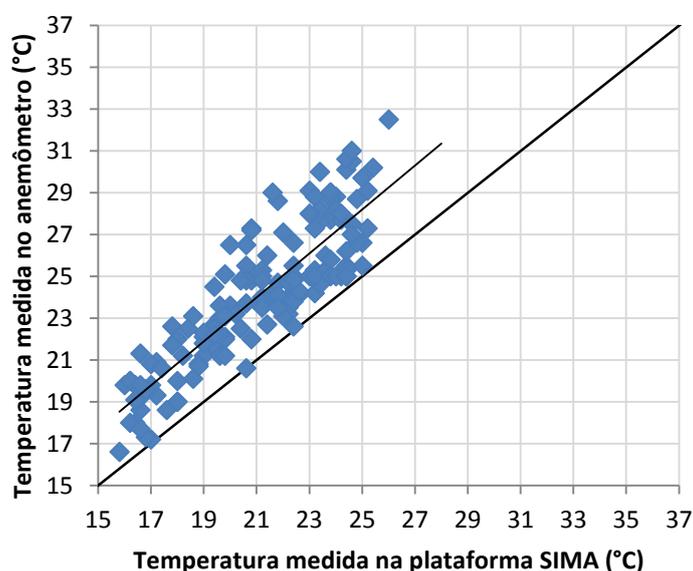


Figura 5.24 - Correlação entre as temperatura do ar medidas em campo, e as temperaturas do ar medidas concomitantemente na plataforma SIMA (°C). Coeficiente angular 1.05, e linear 1.92. Viés = 2.66 °C , RMSE = 3.83 °C<sup>2</sup>

Os dados meteorológicos cedidos pela empresa de Furnas/Embrapa foram comparados aos dados medidos pela estação SIMA. Foram selecionados somente os dados horários disponíveis simultaneamente nas três estações disponibilizadas pela empresa e na plataforma SIMA. O período comum às quatro estações abrange de 27/7/2013 a 16/10/2013, um período de aproximadamente 3 meses, totalizando 1480 medidas horárias simultâneas.

A única estação situada diretamente no corpo de água é a estação SIMA, que consiste em um flutuador, com sensores a cerca de 3 metros da face da água. As estações de

Furnas são estações em solo, com 10 metros de altura, em altitudes específicas (Tabela 5.7).

Tabela 5.7 - Comparativo entre medições de temperatura do ar das estações meteorológicas em Alfenas, na barragem de Furnas, em uma ilha em Guapé-MG, e na estação *in situ* SIMA.

	Alfenas	Furnas	Guapé	SIMA
Data Inicial	20/04/2010 00:00	24/05/2013 22:00	19/04/2012 00:00	27/07/2013 23:00
Data Final	30/09/2014 23:00	30/09/2014 23:00	30/09/2014 23:00	29/01/2015 17:00
Altitude (m)	873	765	775	755
Temp. Média (°C)	19,54	20,91	19,81	19,73
Desvio padrão (°C)	4,94	4,75	3,68	3,86

Apesar da diferença de localização e disposição dos sensores, é interessante observar que a temperatura média no período é semelhante. A estação na barragem de Furnas apresentou a maior temperatura média (20,91°C) enquanto as demais apresentaram temperaturas próximas a 19,6°C. Como as condições particulares de cada estação são desconhecidas a este trabalho, não se pode justificar corretamente a temperatura média de 20,91°C medida na barragem de Furnas, 1,4°C mais quente que a temperatura média de Alfenas, mas o ciclo diel (Figura 5.25) demonstra a semelhança do ciclo diel de temperatura entre os pontos.

Observa-se que o ciclo diel medido pela estação SIMA é bastante semelhante ao observado na estação de Guapé, localizada em uma ilha, a poucos quilômetros de distância, embora o pico de temperatura da estação SIMA seja sutilmente mais assimétrico que o das outras estações. A estação de Alfenas apresenta temperaturas particularmente frias no período da noite. A justificativa para este fenômeno pode estar no posicionamento da torre, sendo esta mais distante do corpo de água, e com maior altitude. No entanto, as estações apresentam temperaturas próximas. A média da “maior diferença instantânea entre duas estações” é de 2,8°C, a menor correlação entre elas é de 0,91 (entre a estação da barragem de Furnas e a estação SIMA), e a menor correlação entre anomalias (subtração entre a série temporal e o ciclo diel médio do ponto) é de 0,82, também entre as mesmas duas estações (Tabela 5.8). Os desvios padrões da anomalia são de respectivamente 3,00°C, 3,23°C, 2,39°C e 2,43°C, respectivamente para as estações Alfenas, Furnas, Guapé e SIMA.

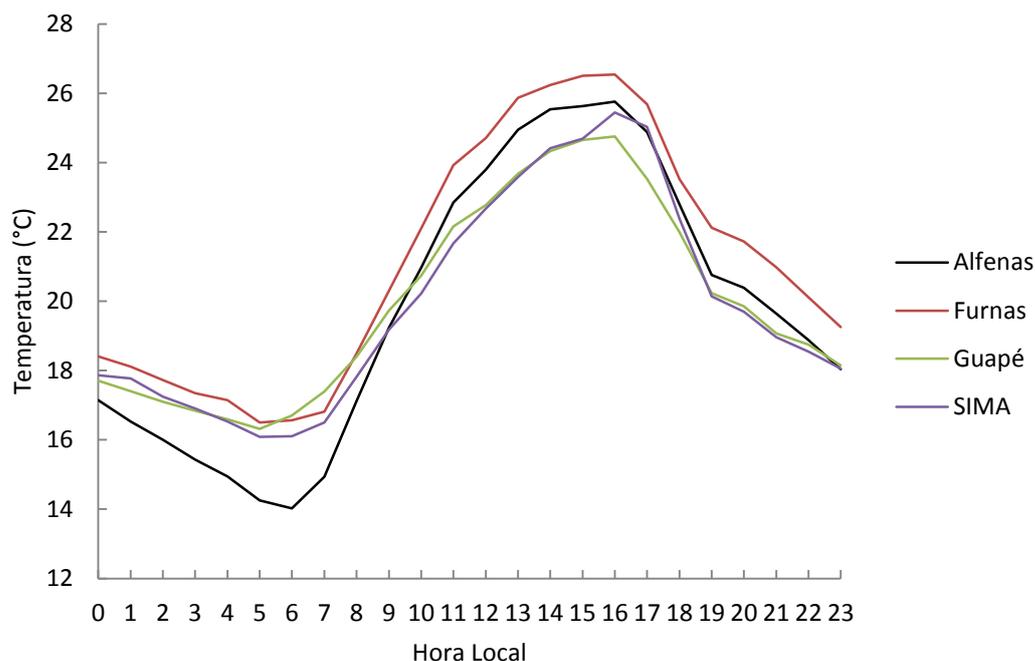


Figura 5.25 - Ciclo diário (diel) de temperatura do ar, para a estação SIMA e três estações meteorológicas da empresa Furnas/Embrapa.

Tabela 5.8 - Correlação entre medições de temperatura do ar das estações da empresa Furnas/Embrapa e a estação SIMA

	Correlação entre séries				Correlação entre anomalias			
	Alfenas	Furnas	Guapé	SIMA	Alfenas	Furnas	Guapé	SIMA
Alfenas	1,00	0,93	0,94	0,93	1,00	0,85	0,87	0,83
Furnas	0,93	1,00	0,93	0,91	0,85	1,00	0,87	0,82
Guapé	0,94	0,93	1,00	0,97	0,87	0,87	1,00	0,94
SIMA	0,93	0,91	0,97	1,00	0,83	0,82	0,94	1,00

Entende-se, portanto, que a temperatura do ar sobre o reservatório não difere substancialmente das temperaturas do solo ao seu redor, sugerindo que a massa de ar sobre a água tem sua temperatura dominada pela advecção do ar do solo para sobre a água, de modo que o ar se torna mais quente do que a água diariamente (Figura 5.6). A temperatura do ar é, portanto, dominada por eventos climatológicos, e não pela morfologia do reservatório ou trocas de calor com o corpo de água.

## 5.5 Variabilidade espacial da umidade do ar

Estudo análogo ao da temperatura do ar foi aplicado à umidade relativa. Foram selecionados 6151 medições de umidade relativa do ar simultâneas às quatro estações

meteorológicas. Foram traçados o ciclo diel médio, e estatísticas de correlação entre as estações.

A umidade do ar apresenta variações de alta frequência mais intensas do que as observadas na temperatura do ar (Figura 5.26), nas medições da estação SIMA, e especialmente nas medições do higrômetro manual utilizado em campo.

O anemômetro/termômetro/higrômetro utilizado em campo se mostrou muito sensível ao vento e as gotículas de água que espirravam da embarcação. O bom manuseio e proteção do equipamento permitiu a obtenção de dados mais coerentes com a estação SIMA nas datas de 31/7 e 01/8, porém, de grande inconstância nas demais datas.

Como esperado, à medida que o ar se aquece, a umidade relativa do ar tende a diminuir, conforme a pressão de vapor de saturação tende a aumentar. Não se observa, porém, diferenças entre a umidade relativa nos pontos de margem e regiões centrais do corpo de água. A prática em campo parece sugerir que a umidade relativa é bastante dominada pela advecção do ar do solo e intensidade do vento. Não era raro que o equipamento de campo apresentasse valores de umidade relativa menores quando exposto ao vento do barco em movimento, ou quando ocorria uma rajada de vento do solo em direção do corpo de água.

Tanto nos dados obtidos em coleta por barco quanto na estação SIMA, observa-se a relação decrescente e quase linear entre a umidade relativa e a temperatura do ar (Figura 5.27).

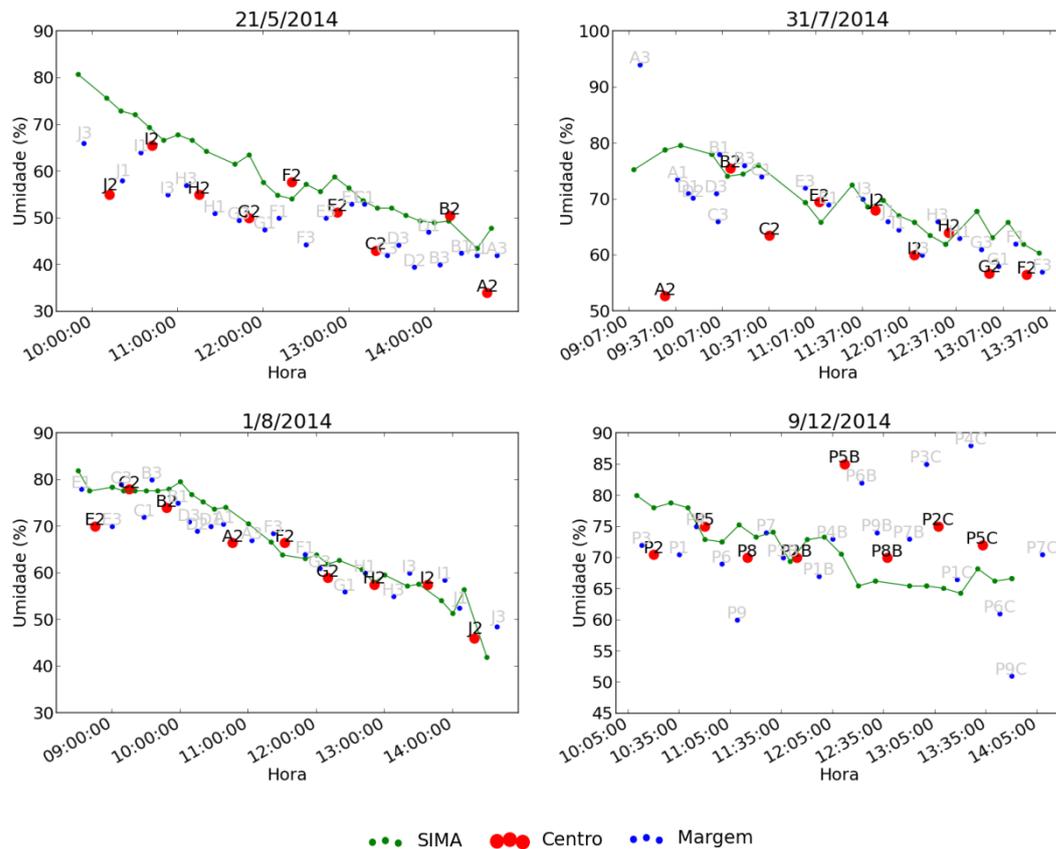


Figura 5.26 - Medições de umidade do ar obtidas em campo, comparadas aos dados coletados simultaneamente na estação SIMA. Os pontos azuis são as amostras em partes rasas (Margens) e os pontos vermelhos, em partes profundas (Centro).

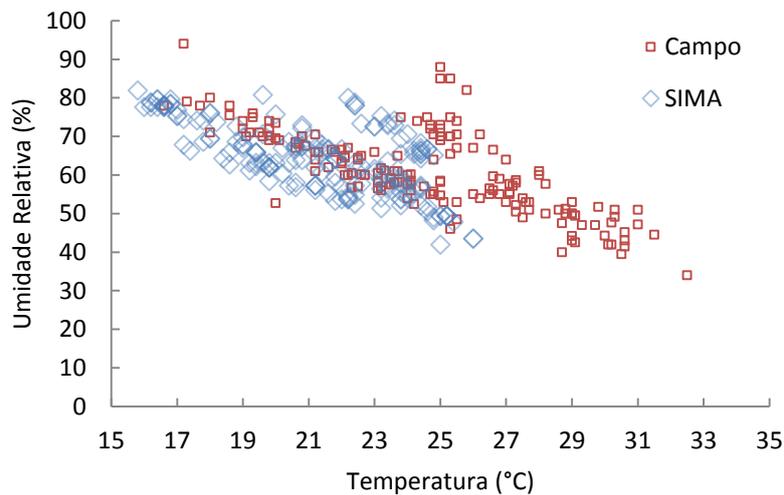


Figura 5.27 - Relação entre umidade relativa e temperatura do ar para o reservatório de Furnas. Para os dados de campo: Coeficiente angular de -2,22, linear de 115, correlação -0,7. Para os dados SIMA: Coeficiente angular -2,26, linear de 112, correlação de -0,67.

A estação SIMA apresenta maior umidade relativa média, seguida pela estação de Guapé, Furnas e Alfenas (Tabelas 5.9 e 5.10). A estação SIMA é flutuante sobre o corpo de água, com sensor a 3m de altura, entre todas as estações, é a que mais se encontra próxima do espelho d'água. A estação de Alfenas encontra-se em solo, distante do corpo de água, e apresenta o menor valor de umidade relativa. Os dados sugerem que a proximidade ao corpo d'água tem grande peso na umidade relativa, mas não se observa diferença entre as umidades nas regiões centrais e nas margens do corpo de água.

Tabela 5.9 - Comparativo entre medições de umidade das estações meteorológicas.

	Alfenas	Furnas	Guapé	SIMA
Data Inicial	20/04/2010 00:00	24/05/2013 22:00	19/04/2012 00:00	27/07/2013 23:00
Data Final	30/09/2014 23:00	30/09/2014 23:00	30/09/2014 23:00	29/01/2015 17:00
Altitude (m)	873	765	775	755
Umidade relativa média (%)	51,70	57,29	64,16	71,29
Desvio padrão (°C)	16,92	20,92	17,01	16,98

Tabela 5.10 - Correlação entre medições de umidade das estações meteorológicas.

	Correlação entre séries				Correlação entre anomalias			
	Alfenas	Furnas	Guapé	SIMA	Alfenas	Furnas	Guapé	SIMA
Alfenas	1,00	0,81	0,78	0,78	1,00	0,71	0,65	0,57
Furnas	0,81	1,00	0,76	0,75	0,71	1,00	0,68	0,62
Guapé	0,78	0,76	1,00	0,85	0,65	0,68	1,00	0,77
SIMA	0,78	0,75	0,85	1,00	0,57	0,62	0,77	1,00

As feições do ciclo diel de umidade do ar são semelhantes entre as quatro estações (Figura 5.28), com amplitudes de cerca de 30% de umidade relativa, atingindo o máximo por volta das 6h da manhã, e o mínimo entre as 15 e 16h, em antifase ao ciclo diurno da temperatura do ar. O ciclo da estação SIMA apresenta uma forma diferente no seu mínimo de umidade, assim como já apresentou forma diferente no ciclo de temperatura do ar. A estação de Guapé apresenta seu ciclo diel pouco adiantado em relação aos anteriores, apresentando seu máximo e mínimo cerca de uma hora antes das demais estações. É difícil explicar este fenômeno de um ponto de vista físico ou climatológico, ainda desconhecendo-se as condições precisas de instalação e manutenção dos sensores.

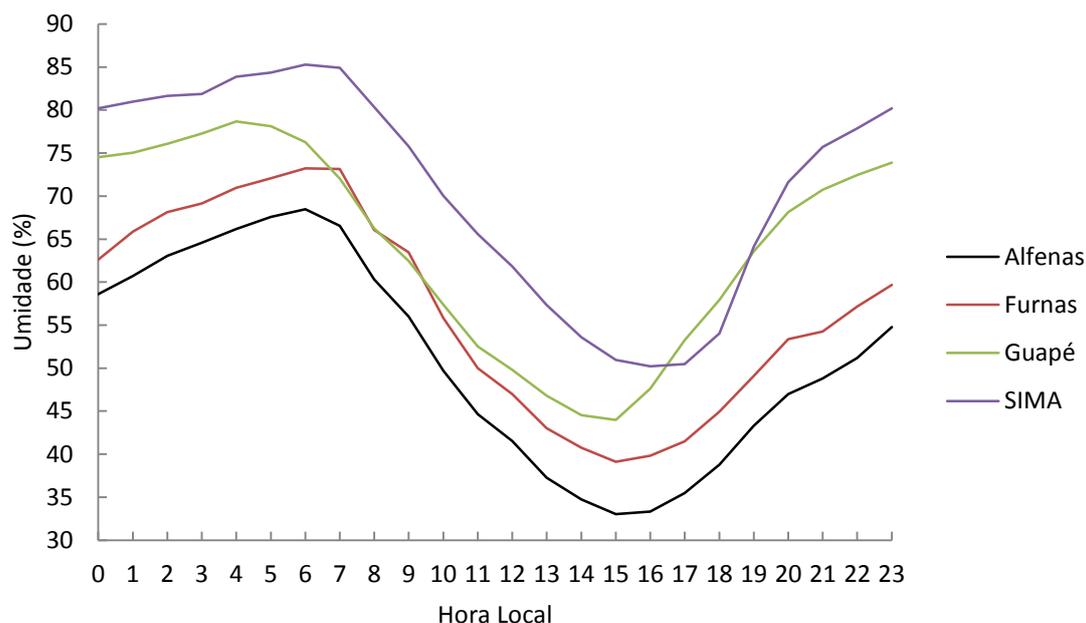


Figura 5.28 - Ciclo diário de umidade do ar, para a estação SIMA e três estações meteorológicas da empresa Furnas/Embrapa.

A análise de todo o conjunto de dados de umidade relativa (coleta por barco, estação SIMA, e estações meteorológicas de terra) sugerem que, semelhante à temperatura do ar, podemos admitir como bastante aceitável uma baixa variabilidade espacial na umidade relativa do ar sobre o espelho de água. As maiores variabilidades foram observadas quando se compara os dados da estação SIMA com as demais estações sobre o solo seco. A variabilidade temporal da umidade relativa do ar observada na plataforma SIMA se mostra semelhante à observada nas expedições de campo e nas demais estações meteorológicas, com a ressalva de terem as mesmas feições no ciclo diel, porém com valores médios menores nas estações em solo. Assume-se, portanto, que a umidade relativa observada na plataforma SIMA pode ser tomada como boa representação para a umidade sobre o espelho de água na região de Guapé, senão, talvez, para toda a extensão do corpo de água do reservatório.

## 5.6 Variabilidade espacial do vento

Os dados de vento amostrados pelas quatro estações apresentam um período comum de amostragem entre 27 de julho de 2013 e 03 de fevereiro de 2015, totalizando 1396 medições horárias de direção do vento válidas (Figura 5.29).

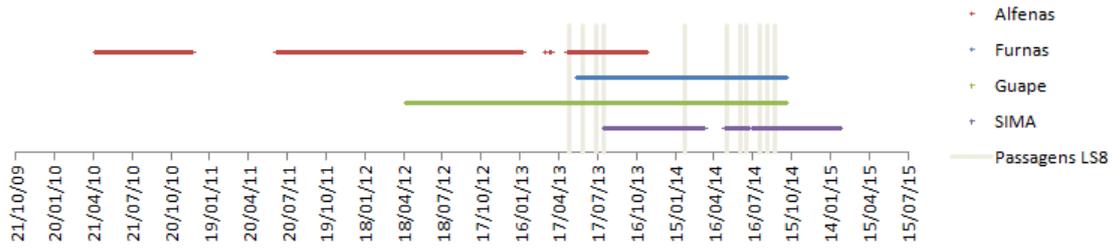


Figura 5.29 - Período de cobertura dos dados de vento para as quatro estações Alfenas, Furnas, Guapé e SIMA, marcadas com linhas cinzas verticais nas datas de passagem das imagens Landsat 8 utilizadas.

A Tabela 5.11 apresenta as médias e variâncias da intensidade do vento medidas para o intervalo comum das quatro estações, bem como o coeficiente da curva de distribuição de probabilidade de Weibull ajustada, segundo a equação 5.2, pelo software Matlab. A distribuição já se mostra a algumas décadas como boa descritiva da distribuição estatística da intensidade do vento. (JUSTUS et al., 1978; THOMAS et al., 2005)

$$y = f_{a,b}(x) = \frac{b}{a} \left(\frac{x}{a}\right)^{b-1} e^{-\left(\frac{x}{a}\right)^b} \quad (5.2)$$

Tabela 5.11 - Estatísticas descritivas da intensidade do vento das quatro estações. Os valores entre parênteses são o intervalo de confiança de 95% dos parâmetros estimados da distribuição de Weibull.

	Alfenas	Furnas	Guapé	SIMA
Média (m/s)	2,42	2,65	3,15	1,97
Desvio Padrão	1,42	1,59	2,10	1,29
a (parâmetro de escala)	2,7057 (2,6209-2,7933)	2,9540 (2,8572- 3,0541)	3,4990 (3,3740-3,6287)	2,1764 (2,0978-2,2580)
b (parâmetro de forma)	1,7316 (1,6608-1,8054)	1,6507 (1,5819-1,7225)	1,5186 (1,4564-1,5833)	1,4963 (1,4339-1,5614)

Observa-se uma intensidade de ventos aproximadamente 30% menores na estação SIMA (1,97 m/s) do que nas outras estações. A diferença de posicionamento entre os sensores é significativa. A plataforma SIMA se encontra a 3m de altura da superfície da água, enquanto as outras estações são torres de 10m de altura. A correção da intensidade do vento pela suposição de um perfil exponencial, segundo Peterson e Hennessey Jr., (1977) de uma altura 3m para uma referência de 10m aumentaria as intensidades do

vento em 91% em perfis pouco acentuados, de ambientes montanhosos, até 206% para ambientes planos. Ainda segundo esses autores, a curvatura do perfil de intensidade do vento é dependente do relevo, de modo que não é cientificamente razoável ajustar valores da plataforma SIMA, em um vale coberto de água, para compará-la a valores de outras estações em Terra, em topo de morros, em altitudes diferenciadas, visto que os coeficientes de curvaturas não são absolutos ou universais. Seria necessária a regressão de coeficientes específicos para a região, e, para tal, dados de perfis de intensidade de vento, não disponíveis no momento.

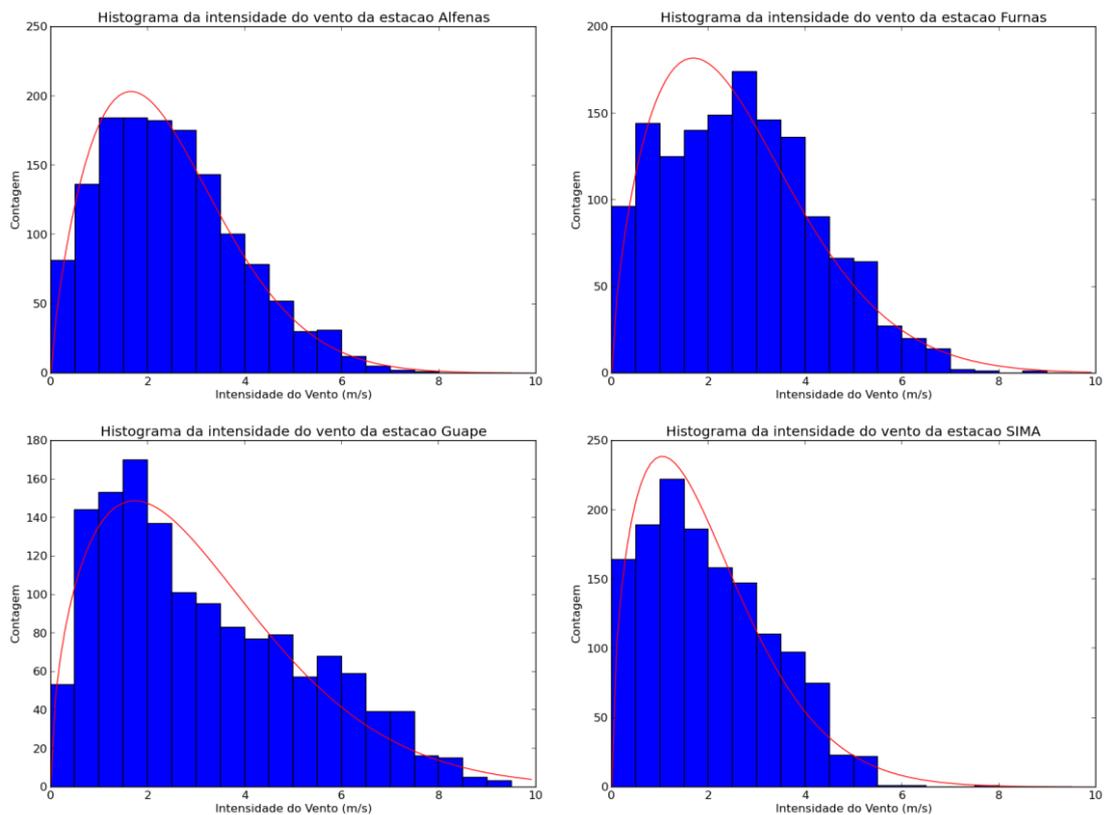


Figura 5.30 - Histogramas da intensidade do vento, em m/s, para as quatro estações, incluindo somente os dados do período comuns às séries. A linha vermelha representa a curva de densidade de probabilidade ajustada de Weibull.

A estimativa dos parâmetros da distribuição de Weibull (Figura 5.30) para cada estação, segundo as equações de Justus et al., (1978) (equações 5.3 e 5.4, e Tabela 5.12) resulta em valores pouco diferentes dos obtidos pelo algoritmo do Matlab utilizado.

$$a = \frac{\bar{x}}{\Gamma(1 + 1/b)} \tag{5.3}$$

$$b = (\sigma_x/\bar{x})^{-1,086} \quad (5.4)$$

Onde  $\bar{x}$  e  $\sigma_x$  é a média e o desvio padrão dos valores amostrados, no caso, intensidade do vento em m/s, e  $\Gamma$  é a função gama.

Tabela 5.12 - Coeficientes da distribuição de Weibull estimados pelas equações de Justus et al., (1978).

	Alfenas	Furnas	Guapé	SIMA
a (parâmetro de escala)	2,71	2,98	3,51	2,20
b (parâmetro de forma)	1,78	1,74	1,55	1,59

Histogramas direcionais do vento (Figura 5.31) mostram a dominância de um vento de leste e nordeste sobre o reservatório, presente em todo diagrama de direção de vento. Na estação Guapé, a dominância de vento nordeste se apresenta em todos os períodos, exceto no período entre 22 e 4h, onde há também a ocorrência frequente de ventos sudoeste. A estação SIMA apresenta, além do vento leste, uma componente de norte que se inverte para o sul no período das 10 às 16 horas. As estações de Furnas e Alfenas apresentam a dominância clara do vento de nordeste em todos os períodos, embora a estação de Alfenas apresente uma leve deflexão do vento para sudeste entre as 4 e 10h.

Embora exista, portanto, a dominância de um vento Leste-Nordeste sobre a região, os histogramas das estações diferem nas feições secundárias. A ocorrência de ventos norte frequente na estação SIMA, e rara nas demais estações, sugere a canalização de vento pelos braços do reservatório. Infelizmente, a ausência de dados de uma estação semelhante à SIMA nos demais braços e corpo central não permite o melhor estudo deste fenômeno sobre o espelho d'água.

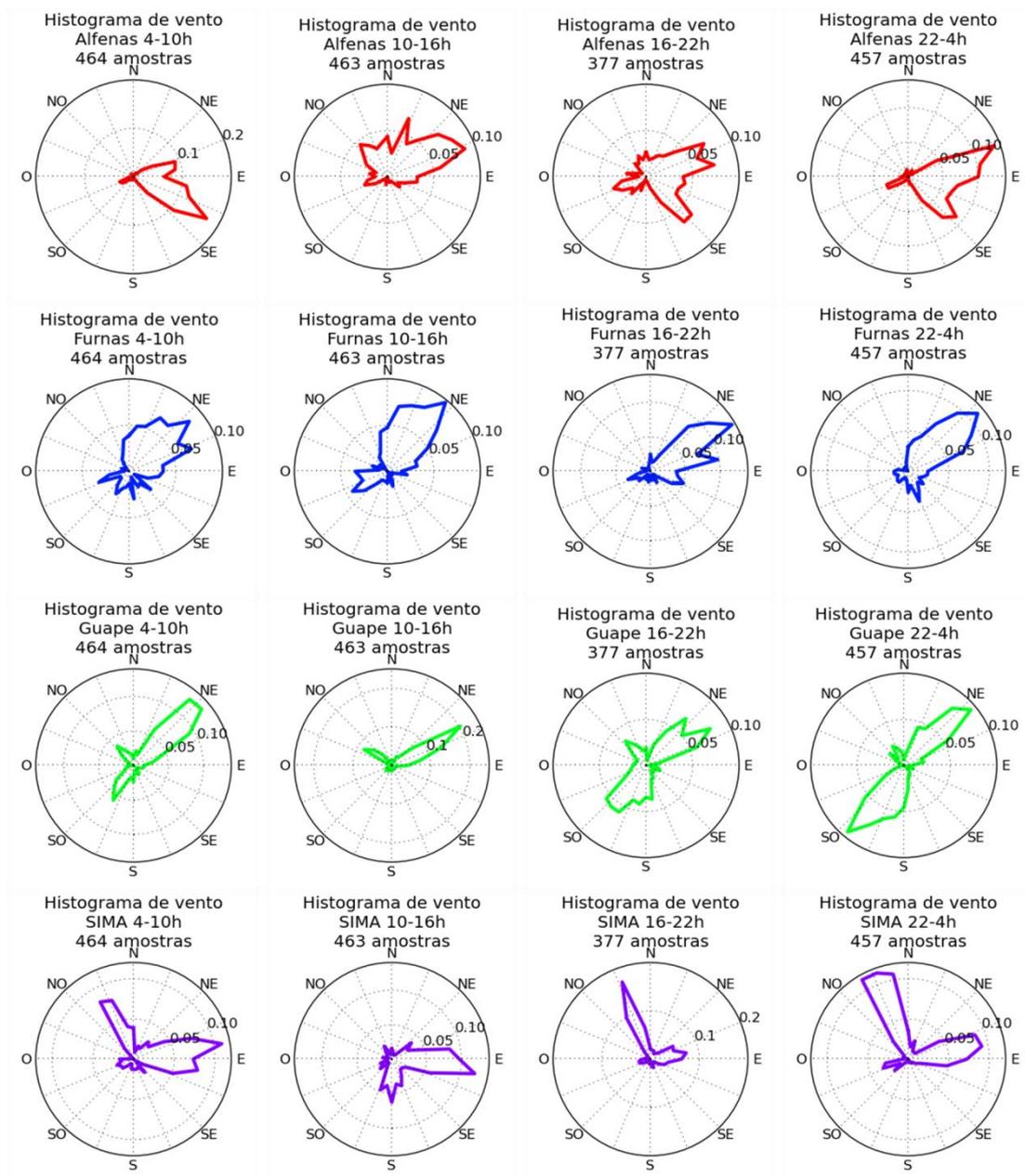


Figura 5.31 - Histogramas direcionais de vento. Em intervalos de 6h, para cada uma das estações, a partir dos dados do período comum às quatro estações.

A análise gráfica da intensidade do vento, em contraste ao aplicado à temperatura e umidade relativa do ar, não demonstra qualquer relação entre as intensidades do vento medidas simultaneamente nos pontos amostrais e na estação SIMA (Figura 5.32). Isto se deve ao comportamento dinâmico e turbulento dos fluxos de vento, apresentando variações de alta frequência temporal. O vento apresenta uma natureza pulsante, podendo apresentar uma calmaria poucos segundos após uma rajada, diferenciando o

vento instantâneo em pontos do reservatório, mesmo que o vento médio horário, diário ou mensal seja semelhante. Portanto, a abordagem mais adequada na análise da variabilidade da intensidade do vento é por médias temporais e estatísticas descritivas, e não pela comparação direta de ventos instantâneos entre dois pontos.

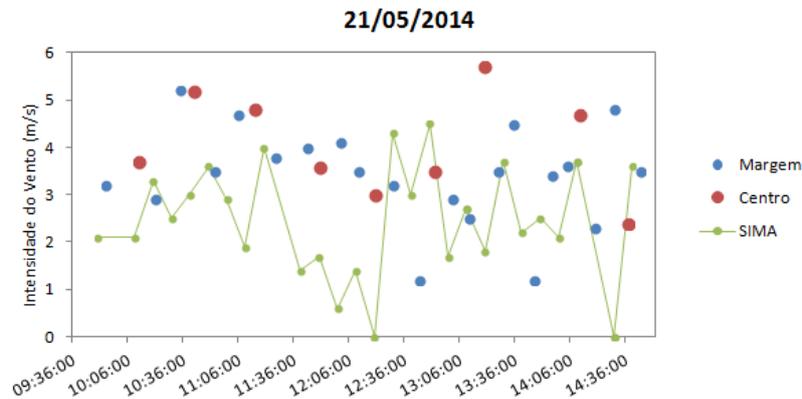


Figura 5.32 - Medições de intensidade do vento obtidas em campo, comparadas aos dados coletados simultaneamente na estação SIMA, para o dia 21/05/2014. Pontos azuis são amostras obtidas nas regiões próximas das margens, e vermelhas, nas regiões centrais do reservatório. Correlação de 0,02, e viés de 1,18. Mesmo que as regiões apresentem regimes de vento semelhantes, a correlação direta entre as séries é pequena, devido a variabilidade de alta frequência.

Para efeito dos cálculos dos fluxos turbulentos de calor, considerando a relativa semelhança entre os parâmetros das funções de densidade de probabilidade dos ventos disponíveis, iremos assumir os dados de vento SIMA como constantes sobre toda a região de estudo.

## 5.7 Balanço de fluxos de calor de superfície

Para avaliar a representatividade dos dados SIMA para o cálculo dos fluxos de calor sensível e latente da região de estudo, os dados de intervalo de 10 minutos da estação SIMA, foram utilizados na estimativa dos fluxos de calor, tendo como temperatura da água o valor medido pela estação a 0,5m de profundidade. Dos fluxos estimados em intervalos de 10 minutos, foram geradas médias mensais para estudo da variação sazonal. Por interrupções imprevistas na manutenção do equipamento, faltaram dados

do mês de Abril, que foram interpolados linearmente entre os meses de Março e Maio. Em segunda etapa, o processo foi repetido para as sete imagens termais disponíveis simultâneas a dados SIMA, agora utilizando os dados de temperatura da água do sensor TIRS para cada pixel de água, e os demais dados coletados pela estação SIMA. Os valores médios de calor sensível e latente estimados em cada imagem foram comparados com os fluxos calculados no intervalo de 10 minutos mais próximo da passagem, utilizando somente os dados SIMA.

Para efeito dos cálculos dos fluxos de calor sensível e latente (Equações 3.19 e 3.20) os dados de temperatura da água entram diretamente no cálculo do fluxo de calor sensível (diferença entre a temperatura da água e do ar), e nos cálculos das pressões de vapor de saturação, usadas no cálculo do déficit de vapor da estimativa do fluxo de calor latente.

Os valores das médias mensais dos fluxos de calor latente e calor sensível (daqui em diante simplificados como L e H, respectivamente) para o período estudado, calculados somente a partir dos dados SIMA, são apresentados na Figura 5.33. Como esperado para reservatórios e lagos tropicais, os fluxos de calor latente são sensivelmente maiores do que os fluxos de calor sensível (MACINTYRE et al., 2002; VERBURG; ANTENUCCI, 2010; LORENZZETTI, 2015), com uma razão de Bowen (H/L) média de 0,15 (Figura 5.34).

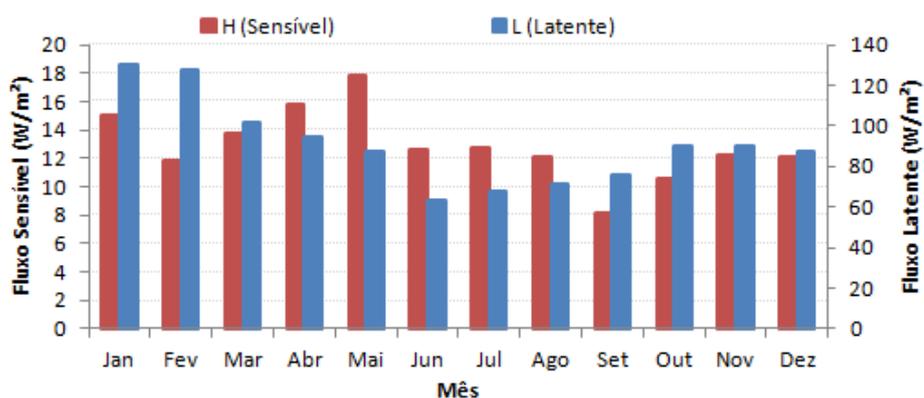


Figura 5.33 - Médias mensais dos fluxos de calor sensível e latente calculados apenas com os dados SIMA de intervalo de 10 minutos. Fluxo Latente médio de  $90,7 \text{ Wm}^{-2}$ . Fluxo Sensível médio de  $12,9 \text{ Wm}^{-2}$ .

Observa-se um aumento relativo do fluxo de calor sensível nos meses de março a julho, tornando a se reduzir entre agosto a fevereiro. A baixa Razão de Bowen (entre 0,10 e

0,21) é comum em reservatórios e superfícies alagadas dominadas pela perda de calor pela evaporação da água da superfície, mais do que a troca de calor por condução térmica (LOFGREN; ZHU, 2000; MOMII; ITO, 2008; ALCÂNTARA, 2010).

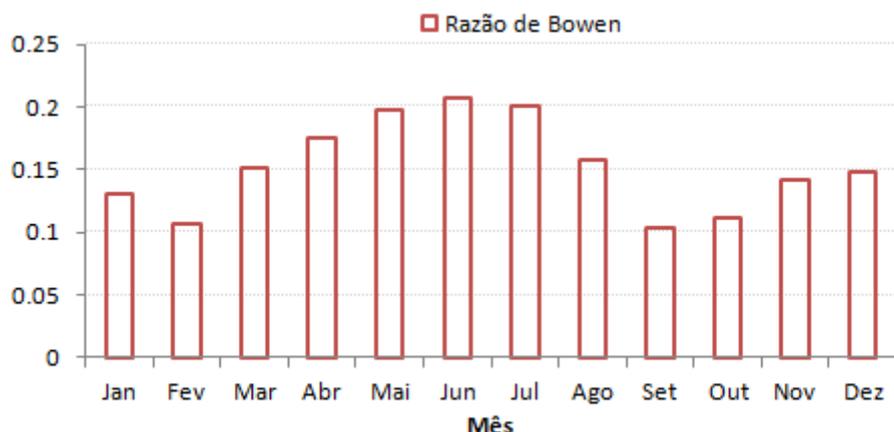


Figura 5.34 - Médias mensais da razão de Bowen (H/L) para o reservatório de Furnas calculadas apenas com os dados SIMA.

Os meses de abril a julho apresentam maior diferença de temperatura entre a água e o ar, favorecendo a troca de calor sensível, enquanto também apresentaram maior umidade relativa (Figura 5.35). Isso explica o aumento da Razão de Bowen nesse período. O mês de janeiro também apresenta grande diferença de temperatura entre água e ar, porém, apresenta baixa Razão de Bowen pelo fluxo de calor latente também elevado.

Alcântara (2010) observou picos de calor latente nos meses de agosto, setembro e outubro (período de primavera) ao estudar o reservatório de Itumbiara, em Goiás, período no qual o reservatório apresentava baixa umidade. Momii e Ito (2008) também observaram maiores fluxos de calor latente no período de primavera (fevereiro a maio) no lago Ikeda, no Japão (31°N). A série mensal obtida para o reservatório de Furnas, a partir de dados entre 2013 e 2014, não apresenta as mesmas feições das obtidas nestes outros trabalhos. A série de médias mensais de temperatura da água do SIMA, obtida em um ano, quando comparada à obtida pelas séries MODIS em 14 anos (vide Figura 5.5), sugere um verão particularmente quente em 2013 e 2014, o que pode explicar a baixa umidade relativa em Janeiro de 2014, neste trabalho, em contraste com o máximo de umidade em Janeiro de 2010, em Itumbiara (Alcântara, 2010).

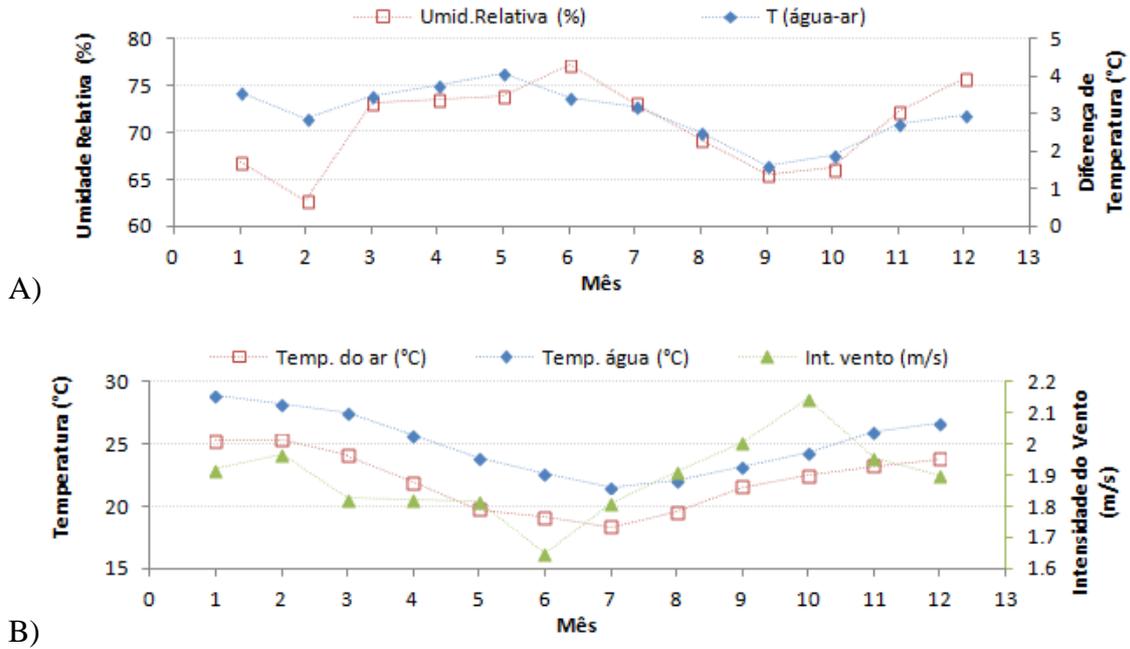


Figura 5.35 - Variabilidade sazonal mensal da umidade relativa, da diferença de temperatura entre água e o ar (A), e das temperaturas do ar e água e intensidade do vento (B).

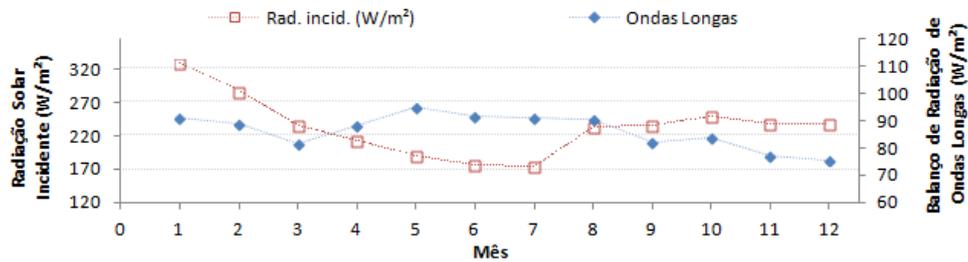


Figura 5.36 - Variabilidade mensal da radiação solar incidente e do balanço de ondas longas excedente (positivo significando calor resultante emitido pelo corpo de água).

Os maiores valores de irradiação solar incidente foram observados no período de verão, e o menor em junho, como é esperado (Figura 5.36). O balanço de ondas longas, por outro lado, apresentou seu valor mínimo em dezembro, e valores máximos em maio e no inverno, em contraste com o observado por Alcântara no reservatório de Itumbiara, com balanço de ondas longas maiores no período de verão, e menores no período de inverno. O balanço de ondas longas toma como positivo o fluxo emitido pela superfície, que depende basicamente da temperatura da superfície da água, e como negativo o fluxo emitido para baixo pela atmosfera, que incide sobre a superfície. Essa última componente depende diretamente da temperatura média atmosférica e aumenta com a

cobertura de nuvens. A temperatura do ar apresentou maior variabilidade mensal do que a temperatura da água, de modo que, no inverno, a queda de temperatura do ar reduz mais a irradiação incidentes sobre a água do que a queda de temperatura da água reduz a radiação emitida pelo corpo de água. Tem-se, portanto, um aumento do balanço de fluxos de onda longa no inverno.

O balanço total (ou fluxo líquido total) mensal, calculado segundo a equação 3.1, apresentou média positiva ( $20,59 \text{ Wm}^{-2}$ ), como no reservatório de Itumbiara (ALCÂNTARA, 2010). A variação temporal de temperatura da água (a 0,5m) ( $dT/dt$ ) apresentou feições semelhantes, sendo alta correlação (0,77) com o balanço total estimado (Figura 5.37).

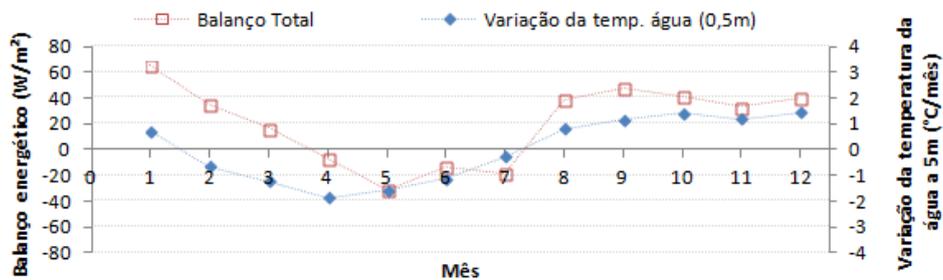


Figura 5.37 - Balanço energético total de superfície, e variação temporal da temperatura da água a 0,5m de profundidade.

Observa-se um balanço negativo no período de abril a junho, e positivo nos demais meses. É de se esperar que, a longo prazo, o balanço térmico do reservatório apresente média nula (sem aquecimento inter-anual), de modo que o período de aquecimento no verão seja próximo em duração e intensidade ao resfriamento observado no inverno. A presença de um balanço de fluxos de superfície positivos sugere a possibilidade de outra forma de troca de calor do reservatório com o ambiente, como, por exemplo, a advecção horizontal e vertical de água fria dos seus afluentes. Também, dado que grande parte do fluxo de ondas curtas que penetra na superfície não é absorvida nas camadas mais superficiais, se propagando para as camadas mais profundas, somente parte do fluxo calculado é de fato usada no balanço de calor da camada mais superficial. Essa parte que efetivamente aquece a camada superficial é denominada de “fluxo efetivo de calor de superfície”. A absorção da radiação solar em uma camada superficial mais fina ou espessa de água, em águas mais turbas ou cristalinas, afeta a distribuição de calor na

coluna de água, alterando a declividade do perfil térmico. Quando o calor solar é absorvido em uma camada superficial mais fina, ocorre maior contraste entre a temperatura na superfície e em profundidade, de modo que o calor na superfície é conduzido ao fundo por mistura turbulenta e condução térmica. Como exemplo, para o reservatório de Manso (LORENZZETTI et al.,2015), no mês de abril, em horário próximo do meio dia, dos  $440 \text{ Wm}^{-2}$  calculados para o fluxo resultante, somente  $107 \text{ Wm}^{-2}$  (cerca de 25%) estariam sendo usados para aquecer a camada superficial; o restante se propagaria para as camadas mais profundas. Assim, é possível que com um fluxo de calor efetivo bem menor que aquele estimado anteriormente, com um maior afluxo de águas mais frias para o reservatório vindas durante o outono e inverno pelos rios afluentes, o balanço total se torne efetivamente negativo entre meados de abril a julho.

O balanço energético líquido de superfície apresentou seus maiores valores no mês de Janeiro ( $65,1 \text{ Wm}^{-2}$ ) e menor no mês de maio ( $-31,3 \text{ Wm}^{-2}$ ), enquanto o trabalho de Alcântara (2010) em Itumbiara, observou mínimo em junho (próximo de  $-30 \text{ Wm}^{-2}$ ) e máximo em janeiro (aproximadamente  $230 \text{ Wm}^{-2}$ ). A amplitude dos valores no presente trabalho foi menor, apresentando balanço negativo somente nos meses de abril e maio.

A colocação da estação SIMA no reservatório, em posição de anomalia próxima de zero (Figuras 4.2 e 5.14), sugere que a temperatura da água medida pela mesma a 0,5m de profundidade se aproxima consideravelmente da temperatura de superfície média da região. Espera-se, portanto, que a intensidade dos fluxos de calor estimados pela estação SIMA sejam semelhantemente representativas do fluxo médio da região.

A comparação entre os fluxos de calor latente e sensível calculados pela temperatura da água no SIMA (0,5m), e pela média das imagens Landsat 8, com correção Barsi e remoção de viés, demonstrou que existe grande correlação entre os fluxos latentes (0,98) e sensíveis (0,90) (Figura 5.38). A alta correlação e pequeno RMSE entre os fluxos latentes são indicativos de que os dados SIMA podem ser utilizados com razoável segurança na estimativa da evaporação da água do reservatório como um todo.

A evaporação média calculada pelos dados SIMA, no período de 02/07/2013 a 10/12/2014 foi de  $3,12 \text{ mm/dia}$ , o que equivale a  $3,12 \text{ Litros m}^2\text{dia}^{-1}$ . Aplicada à área do reservatório de  $1440 \text{ km}^2$ , tem-se a evaporação média de  $4,49 \times 10^6 \text{ m}^3$  de água por dia.

Comparando ao volume total do reservatório de 2,95 bilhões de m<sup>3</sup> (dados do reservatório obtidos da página Eletrobrás/Furnas, disponível em [http://www.furnas.com.br/hotsites/sistemafurnas/usina\\_hidr\\_furnas.asp](http://www.furnas.com.br/hotsites/sistemafurnas/usina_hidr_furnas.asp), acesso em 15/04/2015), tem-se uma evaporação média de 0,15 % de seu volume ao dia, ou 55,6% ao ano.

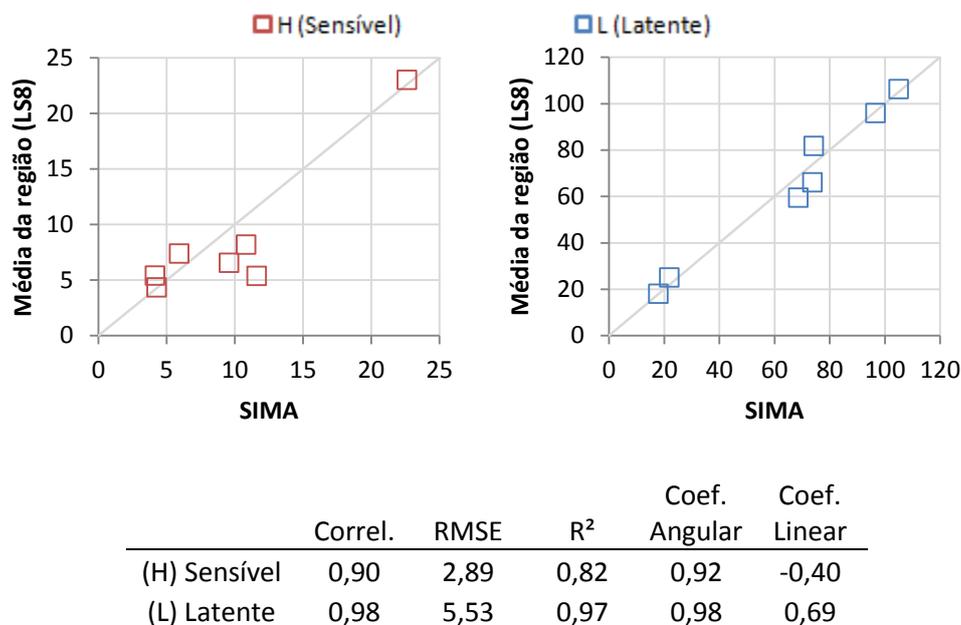


Figura 5.38 - Comparação entre fluxos sensível (esquerda) e latente (direita), calculados utilizando-se temperatura da água no SIMA (intervalo de 10min, profundidade de 0,5m) e as imagens Landsat8. Unidades em Wm<sup>-2</sup>.

A drenagem de água pelas turbinas para geração de energia e perda por evaporação pode ser razoavelmente balanceada pelo acréscimo de água pelos afluentes e precipitação pluviométrica, mantendo o nível do reservatório a longo prazo. Sem entrada alguma de água e mesmo sem geração de energia, o reservatório poderia desaparecer em pouco menos que dois anos apenas devido ao processo de evaporação. Observa-se, portanto, que o reservatório é bastante sensível à perda de água por evaporação, embora a maior retirada de água do mesmo seja para a geração de energia e uso na agricultura.

O ciclo diel dos fluxos de calor, obtidos pelos dados SIMA (Figura 5.39), mostra um máximo de perda por calor sensível entre 6 e 7h, momento de maior diferença de temperatura entre a água e o ar (vide Figura 5.6), com a qual apresenta grande correlação (0,99). O aquecimento do ar até o período das 16h leva a uma queda no fluxo de calor sensível, ocorrendo inversão às 14h, momento em que o ar se torna mais quente

que a água (vide Figura 5.6), e às 18h, quando o ar torna a ser mais frio que a água. O fluxo de calor latente se mostra bastante correlacionado com a intensidade do vento (correlação 0,97) (Figura 5.40), que também apresenta máximo por volta das 11 a 13h, decaindo em intensidade até às 23h e aumentando levemente até as 9h. Essa influência predominante da diferença de temperatura entre água e ar para o calor sensível e do vento sobre a variabilidade diel no fluxo de calor latente é também reportada para o reservatório de Manso; a correlação entre as diferenças de temperatura ar-água com o calor sensível foi de 0,74, e a correlação entre as variações do vento com o calor latente foi de 0,85 (LORENZZETTI et al., 2015).

O horário de passagem das imagens Landsat 8 (10:00h) é próximo do período de máximo fluxo de calor latente, e entre os períodos de máximo e mínimo do fluxo de calor sensível. O fluxo latente médio das imagens Landsat 8 foi de  $106 \text{ Wm}^{-2}$ , enquanto a média diária, pelos dados SIMA, é de apenas  $88 \text{ Wm}^{-2}$ . Os fluxos latentes obtidos pelo uso das imagens Landsat 8, embora sejam coerentes com o fluxo típico do horário de passagem, excedem a média diária em 20%. O fluxo sensível médio calculado pelas imagens foi de  $7,55 \text{ Wm}^{-2}$ , sendo a média diária, estimada pelos dados SIMA, de  $12 \text{ Wm}^{-2}$ . Ou seja, o fluxo sensível obtido pelas imagens é menor que o fluxo médio diário estimado pelos dados SIMA, e também menor que o fluxo típico estimado para o horário das 10h ( $12,3 \text{ Wm}^{-2}$ ).

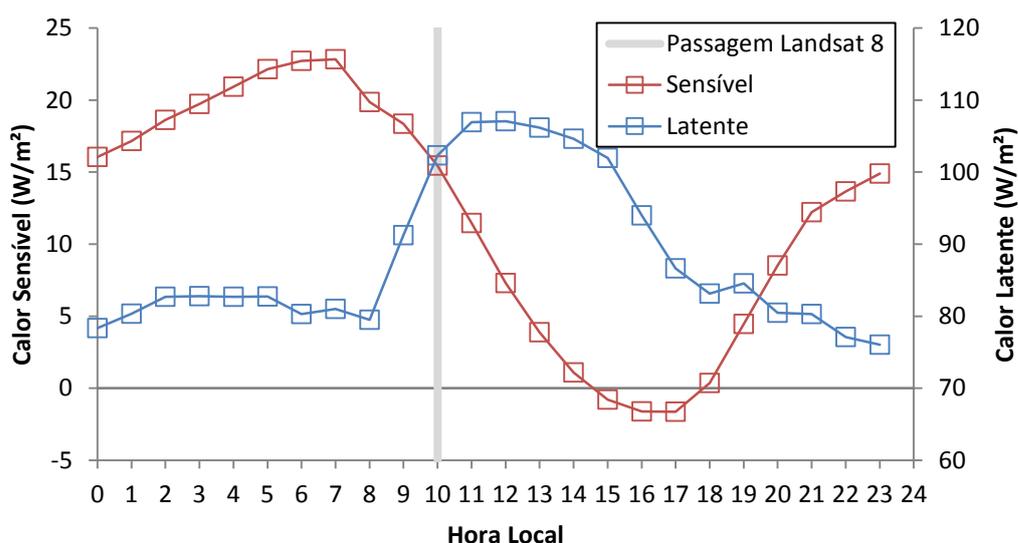


Figura 5.39 - Ciclo diel dos fluxos de calor sensível e latente, estimados pelos dados SIMA em intervalos de 10 min, e processados em médias horárias.

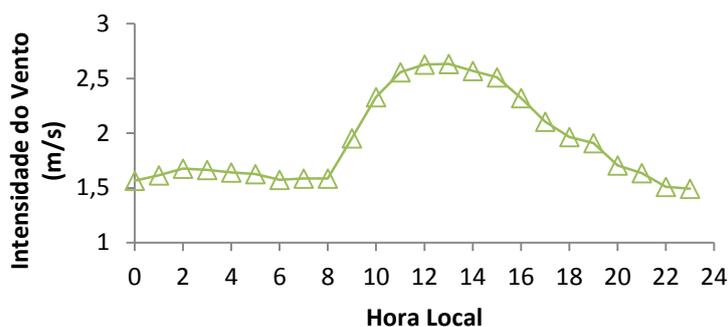


Figura 5.40 - Ciclo diel da intensidade do vento, medida pelos dados SIMA.

A comparação dos fluxos estimados no reservatório de Furnas e em outras publicações (Tabela 5.13) mostra que a magnitude e periodicidade dos valores é mais semelhante ao observado em outros reservatórios e grandes lagos brasileiros (LORENZZETTI et al., 2015 ; ALCÂNTARA, 2010) do que a reservatórios de alta latitude. A razão de Bowen flutua entre valores de 0,05 a 0,8, em alguns casos raros, evidenciando a predominância de fluxos de calor latente (valores típicos entre 2 e 220  $Wm^{-2}$ ) sobre o calor sensível (0 a 70  $Wm^{-2}$ ). O calor latente se mostra frequentemente correlacionado com o vento para os corpos d'água tropicais e à diferença de pressão de vapor entre a água e o ar superficial para aqueles de médias a altas latitudes, enquanto o calor sensível se mostra mais dependente da diferença de temperatura entre o ar e a água, frequentemente apresentando inversões em períodos do dia ou do ano, conforme o ar se torna periodicamente mais quente ou mais frio que a água.

Tabela 5.13 - Comparativo entre fluxos de superfície estimados em lagos e reservatórios diversos. L e H são, respectivamente, os fluxos de calor latente e sensível. LW é o fluxo de ondas longas termais, e Razão de Bowen é a divisão entre H e L. Os lagos Victoria e Tanganyika apresentam medidas específicas para suas regiões norte (N) e sul (S)

	L (W/m <sup>2</sup> )	H (W/m <sup>2</sup> )	LW(W/m <sup>2</sup> )	Razão de Bowen	Influência principal em L/H	Fonte
<b>Reservatório de Furnas</b> (20°40'S)	90,7	12,9	81.8	0.15	Vento/ $\Delta T$	<b>Este trabalho</b>
<b>Reservatório de Manso</b> (14°50'S)	137.7	23.5	71.4	0.17	Vento/ $\Delta T$	Lorenzetti et al. (2015)
<b>Itumbiara</b> (18°25'S)	10-70	0.95 -15.01	~50	~0.175	Vento/ $\Delta T$	Alcântara (2010)
<b>Lago Victoria</b> (0°18'-2°S)	50-100(N) 180-200(S)	0-20 ~10	30-60	0.13(N) 0.05(S)	Vento/Vento	MacIntyre et al. (2002) MacIntyre et al. (2014)
<b>Lago Tanganyika</b> (3.5-9°S)	70-100(N) 180-220(S)	7(N) 10(S)	58(N) 71(S)	~0.05	Vento/-	Verburg e Hecky (2003)
<b>Ross Barnet Res.</b> (32°N)	~100	24	~70	0.34	$\Delta e / \Delta T$	Liu et al. (2009)
<b>Grandes Lagos</b> (41-48°N)	~50	~35	67	0.7	$\Delta e / \Delta T$	Lofgren e Zhu (2000) ; Derecki (1976)
<b>GSL/GBL</b> (62°N/66°N)	~80/~10	70/~8		0.88/0.8	$\Delta e / -$	Rouse et al.(2008) Blanken et al. (2000)
<b>Lago Ikeda</b> (31°14'N)	30-130	5.7-25	70	0.19	Vento / $\Delta T$	Momii e Ito (2008)
<b>Lago Valkea-Kotinean</b> (61°N)	2-25	0-20		0.74	$\Delta e / \Delta T$	Nordbo et al. (2011)

GBL/GSL: Great Bear Lake/Great Slave Lake

## 6 CONCLUSÕES

O balanço dos fluxos de calor de superfície determina o aumento ou diminuição da temperatura das camadas superficiais da água, que é um parâmetro físico fundamental em dinâmicas físico-bio-químicas, como eventos convectivos, solubilidade de nutrientes e desenvolvimento de organismos no corpo de água. Este trabalho teve como objetivo analisar os fluxos de calor de superfície no reservatório de Furnas, em Guapé-MG, pelo estudo da variabilidade espaço-temporal das suas grandezas físicas básicas, isto é, temperatura da água, temperatura do ar, umidade e vento, utilizando-se da combinação de dados *in situ*, coletados por sensores sitiados e expedições em campo, e dados de sensores orbitais TIRS-Landsat8 e MODIS-Terra.

A análise de imagens MODIS no período de 2000 a 2014, das quais foram selecionados 4 pixels representativos sobre o corpo d'água, demonstrou que o reservatório apresenta sazonalidade típica de temperatura da água, com aquecimento no período de verão e resfriamento no inverno, tendo sua máxima temperatura diurna (10h30) em Janeiro (26,0°C) e mínima em julho (21,0°C). As temperaturas máximas e mínimas noturnas (22h40) foram respectivamente em fevereiro (24,0°C) e em Julho (18,5°C). A diferença de temperatura entre o dia e a noite apresenta sazonalidade, com sua maior diferença em Outubro (4,3°C) e menor em Maio (2,1°C). A tendência de resfriamento interanual observada na série do pixel da região de Guapé foi de apenas 0,019°C ao ano, havendo, porém, desvio padrão das médias mensais da ordem de 1,5°C, demonstrando considerável variabilidade interanual, mas sem tendência grande de aquecimento.

Os dados de temperatura da água a 0,5m de profundidade da plataforma SIMA apresentaram climatologia diária (ciclo diel) de média 24°C, com máximo de temperatura da água ocorrendo às 17h (25,4°C) e mínimo às 7h (24,22°C). A diferença entre a temperatura da água e do ar apresenta máximo às 6h (5,7°C, água mais quente que o ar), ocorrendo inversão às 13h, seguida de mínimo às 16h (-1,3°C), com inversão às 18h. A ocorrência diária de temperatura do ar mais quente que a temperatura da água sugere a advecção de ar quente da região de solo para o corpo de água.

As imagens Landsat 8 foram corrigidas por meio de dois métodos: “Barsi”, utilizando equações de transferência radiativa, dados de modelo numérico atmosférico e dados *in situ*; e “Qin”, que estima a influência da atmosfera na faixa do infravermelho termal

empiricamente, por regressão em função de parâmetros meteorológicos da superfície. O algoritmo Barsi apresentou melhores resultados: viés de 1,04°C, com RMSE de 1,21°C, que se reduz para 0,62°C após remoção do viés. O algoritmo Qin apresentou resultado levemente inferior: viés de 1,28°C, RMSE de 1,47°C, que se reduz a 0,72°C após remoção de viés. Os erros obtidos pelas correções são comparáveis ao erro nominal da banda 10 do sensor TIRS, que é tido como próximo de 1°C.

O modelo Qin estima a transmitância e a radiância atmosféricas por equações de regressão do conteúdo de vapor de água na atmosfera e da temperatura média efetiva do ar. Para tal, ele utiliza a umidade, pressão e temperatura do ar em superfície. Tais regressões pressupõem perfis médios, aproximados, que podem não representar a variabilidade natural de cada localidade. Perfis atmosféricos do modelo NCEP, inicialmente destinados ao uso no modelo Barsi, foram no presente trabalho utilizados para obtenção de melhores coeficientes de regressão no modelo Qin. Para a regressão do conteúdo de vapor, o coeficiente exponencial  $\lambda$ , sugerido por Smith (1966) como próximo do valor 2,3, foi ajustado para valores próximos de 4,23, sugerindo um perfil atmosférico mais acentuado. Essa correção permitiu um aperfeiçoamento no viés da correção Qin. A comparação entre a temperatura média atmosférica utilizada em ambos os modelos mostrou que o modelo Qin utiliza temperaturas atmosféricas sobrestimadas em relação à apresentada nos perfis NCEP. Essa sobrestimação da temperatura do ar leva a uma subestimação da temperatura do alvo, compensando o erro na estimativa do conteúdo de vapor de água. Conclui-se que o modelo Qin apresentou resultados não muito inferiores ao modelo Barsi, que foram otimizados pelo auxílio de dados do modelo Barsi. Sem o uso do coeficiente  $\lambda$ , obtido pelos dados do modelo Barsi, o modelo Qin apresentou viés próximo de 3°C.

As imagens Landsat8, depois de corrigidas pelo modelo Barsi, e tendo seu viés removido, permitiu o estudo do campo de temperatura da região de Guapé. Observou-se aquecimento nas margens do reservatório de cerca de 1,5°C acima das regiões profundas, e 1,0°C acima da média da região. As regiões centrais apresentaram maior correlação (0,85) com as temperaturas da água (a 0,5m) obtidas pela estação SIMA, enquanto as regiões de margem apresentaram correlação menor (0,60). As regiões de margem, mais rasas, têm menor capacidade térmica, e ficam mais suscetíveis à mudança de temperatura pela irradiação solar, evaporação e ação do vento. Os braços do

reservatório também apresentaram temperaturas maiores do que o corpo central (+0.5°C), sugerindo, conforme Monismith e Morison (1990) a ocorrência de fluxos de água quente para o corpo central durante o dia. Como o satélite Landsat 8 não adquire imagens à noite, não foi possível observar a ocorrência do fenômeno inverso: resfriamento rápido das margens à noite, o que poderia promover a ocorrência de *downwelling* em direção ao corpo central.

Foi interessante observar que a localização da plataforma SIMA é privilegiada por estar em uma região de anomalia próxima de zero, isto é, a diferença média entre a temperatura na pequena região da plataforma e a temperatura média de toda a região de Guapé é próxima de zero. Isso sugere que as temperaturas medidas na plataforma são frequentemente muito próximas da média do reservatório na região de Guapé. Isso garante uma boa representatividade espacial da temperatura de superfície medida pela plataforma, que, embora não evidencie as heterogeneidades entre margens e centros, é capaz de representar a sua média espacial. A plataforma SIMA foi instalada com objetivos voltados à qualidade da água, e foi colocada em um braço do reservatório onde se exerce atividades de piscicultura, de modo que seu posicionamento não foi premeditado para o uso em estimativas de fluxos de calor. Recomenda-se, portanto, que o posicionamento de estações *in-situ* sejam estudado *a priori*, de modo a maximizar sua representatividade para o fenômeno de interesse.

A comparação entre dados do SIMA e de quatro estações meteorológicas da empresa de Eletrobrás/Furnas permitiu observar que a temperatura do ar, intensidade do vento, e umidade apresentam pequena variação ao longo da extensão do reservatório, até mesmo além do corpo de água. As poucas diferenças são mais facilmente explicadas pela diferença de altitude entre as estações de medição do que, propriamente, por alguma variação espacial.

O vento, porém, apresentou diferenças consideráveis em sua direção, demonstrando a dominância de um vento de nordeste sobre toda a região, mas com oscilações diárias na sua direção, e a ocorrência de um vento de norte-noroeste na estação SIMA, sugerindo a ocorrência de canalização do vento no braço onde a estação se encontra.

As expedições de campo não demonstraram variabilidade da temperatura do ar e umidade além do ciclo diário, levando ao aumento da temperatura do ar entre a manhã e

a tarde e o declínio da umidade relativa. Não houve variabilidade notável entre regiões de margens e partes profundas, sugerindo que as grandezas atmosféricas medidas pelo SIMA são razoavelmente representativas de toda a região de Guapé, senão de toda a extensão do reservatório.

Os fluxos de calor calculados pela temperatura da água obtida pelas imagens de satélite e pela plataforma SIMA se mostraram muito semelhantes, sugerindo que os campos de fluxos calor, apesar de apresentar fluxos latentes e sensíveis maiores nas margens, são bem estimados por uma temperatura média medida na estação SIMA.

Os fluxos calculados por médias mensais dos dados SIMA apresentaram fluxo latente médio de  $90 \text{ Wm}^{-2}$ , com máximo em janeiro e mínimo em junho. O fluxo sensível apresentou média de  $12,9 \text{ Wm}^{-2}$ , com máximo em maio e mínimo em setembro. É importante ressaltar que a plataforma SIMA cobre um período pouco maior que um ano, e os fluxos por ela calculados podem refletir anomalias deste período. A Razão de Bowen (*Bowen Ratio*) média foi de 0,15, coerente com os valores observados em outros lagos descritos na literatura, também dominados pela perda de calor por evaporação.

O balanço líquido de calor apresentou média de  $20,6 \text{ Wm}^{-2}$ , com perda de calor nos meses de abril a julho, bem correlacionado (0,77) com a variação de temperatura na superfície do reservatório.

A combinação de dados *in situ* da estação SIMA, trabalhos de campo e estações meteorológicas da empresa Eletrobrás/Furnas, aliadas às imagens MODIS e Landsat 8, permitiram o estudo da variabilidade das grandezas físicas essenciais para as estimativas do fluxos de calor de superfície. A combinação MODIS-Landsat8 permitiu o estudo da variação temporal da temperatura do reservatório, tal como da variação espacial da sua temperatura, pela união da alta resolução temporal das imagens MODIS à alta resolução espacial das imagens Landsat 8. Observou-se que os parâmetros meteorológicos aferidos na estação SIMA são semelhantes àqueles obtidos nas regiões próximas pelo trabalho de campo, e em regiões distantes pelas estações da Embrapa/Furnas, tal como a estação SIMA está em um ponto de temperatura intermediária entre as águas quentes das margens e as águas frias das regiões profundas, de modo que a temperatura medida na estação SIMA é próxima da temperatura média do reservatório. Os fluxos de calor sensível e latente estimados pelas estação SIMA se mostraram muito semelhantes

àqueles estimados pelas imagens Landsat 8, que inclui a variabilidade espacial da temperatura, demonstrando que os dados SIMA podem ser tidos como representativos da média da região. Os valores de fluxos obtidos são comparáveis aos de outros lagos tropicais descritos na literatura, com dominância de perda de calor por evaporação, que chega a 55% do volume total do reservatório ao ano.

Futuros trabalhos podem se dedicar a uma melhor análise dos ciclos sazonais ao longo de toda a extensão do corpo do reservatório, à análise das diferenças entre perfis térmicos do corpo central, braços e margens, e, particularmente, a uma melhor validação da correção atmosférica. O satélite Landsat 8 é razoavelmente novo, e o aumento do acervo de imagens com o tempo fornecerá mais dados, não só para melhor validação das correções, como para melhor análise da variabilidade espacial da temperatura de superfície, e de sua possível sazonalidade. Espera-se que futuras missões invistam em sensores orbitais que ofereçam, simultaneamente, alta resolução espacial (próxima de alguns poucos metros), e alta resolução temporal (revisita quase diária), de modo que facilite o estudo da variabilidade espaço-temporal de pequenos lagos e reservatórios em terra. A variabilidade espaço-temporal do vento ainda é uma questão a ser melhor estudada. Embora a intensidade média do vento seja razoavelmente semelhante entre os sensores, próximos e distantes, utilizados neste trabalho, há indícios da ocorrência de canalização e abrigos de vento, de modo que algumas regiões de margem possivelmente apresentem padrões de vento distintos daqueles dos corpos centrais, que não podem ser analisados com os dados deste trabalho.



## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALCÂNTARA, E. H. **Sensoriamento remoto da temperatura e dos fluxos de calor na superfície do reservatório de Itumbiara (GO)**. 2010. 162 p. (sid.inpe.br/mtc-m19@80/2010/07.26.20.24-TDI) Tese (Doutorado em Sensoriamento Remoto) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos. 2010. Disponível em: <<http://urlib.net/8JMKD3MGP7W/37TSRJ2>>. Acesso em: 30 jun. 2015.
- ALCÂNTARA, E. H.; STECH, J. L.; LORENZZETTI, J. A.; BONNET, M. P.; CASAMITJANA, X.; ASSIREU, A. T.; NOVO, E. M. L. D. M. Remote sensing of water surface temperature and heat flux over a tropical hydroelectric reservoir. **Remote Sensing of Environment**, v. 114, n. 11, p. 2651–2665, nov. 2010.
- BARBOSA, C. C. F.; MORAES NOVO, E. M. L.; MELACK, J. M.; GASTIL-BUHL, M.; FILHO, W. P. Geospatial analysis of spatiotemporal patterns of pH, total suspended sediment and chlorophyll-a on the Amazon floodplain. **Limnology**, v. 11, n. 2, p. 155–166, 3 dez. 2009.
- BARSI, J. A.; BARKER, J. L.; SCHOTT, J. R. An atmospheric correction parameter calculator for a single thermal band earth-sensing instrument. In: IEEE INTERNATIONAL GEOSCIENCE AND REMOTE SENSING SYMPOSIUM (IGARSS 2003), 2003. **Proceedings...** (IEEE Cat. No.03CH37477), v. 5, p. 3014–3016, 2003.
- BARSI, J. A.; SCHOTT, J. R.; PALLUCONI, F. D.; HOOK, S. J. Validation of a web-based atmospheric correction tool for single thermal band instruments. **Proceedings of SPIE**, v. 5882, p. 5882, 58820E (2005), 2005.
- BENALI, A.; CARVALHO, A. C.; NUNES, J. P.; CARVALHAIS, N.; SANTOS, A. Estimating air surface temperature in Portugal using MODIS LST data. **Remote Sensing of Environment**, v. 124, p. 108–121, set. 2012.
- BERVEGLIERI, A.; JUNIOR, M. M.; PITERI, M. A. Aplicação do interpolador krigagem em modelos digitais de terrenos, comparando-se os casos de isotropia e anisotropia. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO -SBSR, 15., 2011, Curitiba. **Anais...** São José dos Campos: INPE, 2011. p. 7222–7229.
- CAI, G.; XUE, Y.; HU, Y.; WANG, Y.; GUO, J.; QI, S. Estimation of heat energy exchange between land and air from MODIS data in poyang lake of Jiangxi Province. In: IEEE INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON GEOSCIENCE AND REMOTE SENSING, 2006, Denver, CO. **Proceedings...** Colorado: Ieee, 2006. p. 608–610.
- CAMARGO, E. C. G.; FUCKS, S. D.; CÂMARA, G. A análise espacial de superfícies. **Análise espacial de dados geograficos**. São José dos Campos: INPE, 2002. p. 38.
- CARA, B. E. D. DE; LUIZ, A. J. B.; NEVES, M. C. Método para expansão de uma série temporal de temperatura da água a partir de dados do sistema automático de monitoramento de variáveis ambientais (SIMA): aplicação em aquicultura no Reservatório de Furnas. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO

- REMOTO - SBSR, 16., 2013, Foz do Iguaçu. **Anais...** São José dos Campos: INPE, 2013. p. 5491–5498.
- CHAPRA, S. C. **Surface Water-Quality Modelling**. New York, NY: Waveland Press, Inc., 1997.
- CHOW, V. T.; MAIDMENT, D. R.; MAYS, L. W. **Applied Hydrology**. New York: McGraw-Hill, 1988.
- COLL, C.; CASELLES, V. A split-window algorithm for land surface temperature from Advanced Very High Resolution Radiometer data: validation and algorithm comparison. **Journal of Geophysical Research**, v. 102, n. D14, p. 16697, jul. 1997.
- CROLEY II, T. E. Verifiable evaporation modeling on the Laurentian Great Lakes. **Water Resources Research**, v. 25, n. 5, p. 781–792, 1989.
- DASH, P.; IGNATOV, A. Validation of clear-sky radiances over oceans simulated with MODTRAN4.2 and global NCEP GDAS fields against nighttime NOAA15-18 and MetOp-A AVHRR data. **Remote Sensing of Environment**, v. 112, n. 6, p. 3012–3029, jun. 2008.
- DONLON, C. J.; MINNETT, P. J.; GENTEMANN, C.; NIGHTINGALE, T. J.; BARTON, I. J.; WARD, B.; MURRAY, M. J. Toward improved validation of satellite sea surface skin temperature measurements for climate research. **Journal of Climate**, v. 15, p. 353–369, 2002.
- EISBERG, R.; RESNICK, R. **Física quântica: átomos, moléculas, sólidos, núcleos e partículas**. 2. ed. Rio de Janeiro: Campus, 1979. 928 p.
- FUNG, I. Y.; HARRISON, D. E.; LACIS, A. A. On the variability of the net longwave radiation at the ocean surface. **Reviews of Geophysics**, v. 22, n. 2, p. 177, 1984.
- GIANNIOU, S. K.; ANTONOPOULOS, V. Z. Evaporation and energy budget in Lake Vegorititis, Greece. **Journal of Hydrology**, v. 345, n. 3-4, p. 212–223, 2007.
- GUEDES, L. P. C.; URIBE-OPAZO, M. A.; JOHANN, J. A.; SOUZA, E. G. DE. Anisotropia no estudo da variabilidade espacial de algumas variáveis químicas do solo. **Revista Brasileira de Ciências do Solo**, v. 32, n. 1, p. 2217–2226, 2008.
- HASSAN, M. Evaporation estimation for Lake Nasser based on remote sensing technology. **Ain Shams Engineering Journal**, v. 4, n. 4, p. 593–604, 2013.
- HENDERSON-SELLERS, B. Calculating the surface energy balance for lake and reservoir modeling: A review. **Reviews of Geophysics**, v. 24, n. 3, p. 625, 1986.
- HORSTMANN, J. Wind retrieval over the ocean using synthetic aperture radar with C-band HH polarization. **IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing**, v. 38, n. 5, p. 2122–2131, 2000.
- HULLEY, G. C.; HOOK, S. J.; SCHNEIDER, P. Optimized split-window coefficients for deriving surface temperatures from inland water bodies. **Remote Sensing of Environment**, v. 115, n. 12, p. 3758–3769, 2011.

- IQBAL, M. **An introduction to solar radiation**. Toronto (ON): [s.n.], 1983.
- JAKKILA, J.; LEPPÄRANTA, M.; KAWAMURA, T.; SHIRASAWA, K.; SALONEN, K. Radiation transfer and heat budget during the ice season in Lake Pääjärvi, Finland. **Aquatic Ecology**, v. 43, n. 3, p. 681–692, 2009.
- JENSEN, J. R. **Sensoriamento remoto do ambiente - uma perspectiva em recursos terrestres**. 2. ed. São José dos Campos: Parêntese, 2009.
- JUSTUS, C. G.; HARGRAVES, W. R.; MIKHAIL, A.; GRABER, D. Methods for Estimating Wind Speed Frequency Distributions. **Journal of Applied Meteorology**, v. 17, p. 350–353, 1978.
- LARGE, W.; DANABASOGLU, G.; DONEY, S.; MCWILLIAMS, J. C. Sensitivity to surface forcing and boundary layer mixing in a global ocean model: Annual-mean climatology. **Journal of Physical Oceanography**, v. 27, p. 2418–2447, 1997.
- LAUNIAINEN, J.; VIHMA, T. Derivation of turbulent surface fluxes - an iterative flux-profile method allowing arbitrary observing heights. **Environmental Software**, v. 5, n. 3, p. 113–124, 1990.
- LENTERS, J. D.; KRATZ, T. K.; BOWSER, C. J. Effects of climate variability on lake evaporation: Results from a long-term energy budget study of Sparkling Lake, northern Wisconsin (USA). **Journal of Hydrology**, v. 308, n. 1-4, p. 168–195, 2005.
- LOFGREN, B. M.; ZHU, Y. Surface energy fluxes on the Great Lakes based on satellite-observed surface temperatures 1992 to 1995. **Journal of Great Lakes Research**, v. 26, n. 3, p. 305–314, 2000.
- LORENZZETTI, J. A. **Princípios físicos de sensoriamento remoto**. 1. ed. São Paulo: Blucher, 2015. 293 p. ISBN 978-85-212-0835-8.
- LORENZZETTI, J. A.; ARAÚJO, C.; CURTARELLI, M. Mean diel variability of surface energy fluxes over Manso reservoir. **Inland Waters**, v. 5, n. 2, p. 155–172, 1 abr. 2015.
- MACINTYRE, S. Climatic Variability, Mixing Dynamics, and Ecological Consequences in the African Great Lakes. In: GOLDMAN, C. R.; KUMAGAI, M.; ROBERTS, R. D. **Climatic Change and Global Warming of Inland Waters: Impacts and Mitigation for Ecosystems and Societies**. 1 ed., Chichester, UK, John Wiley & Sons, Ltd, 2012. p. 496. ISBN: 978-1-119-96866-5
- MACINTYRE, S.; ROMERO, J.; KLING, G. W. Spatial-temporal variability in surface layer deepening and lateral advection in an embayment of Lake Victoria, East Africa. **Limnology and Oceanography**, v. 47, n. 3, p. 656–671, 2002.
- MARQUES, A. P. D. S.; MARCATO JUNIOR, J.; IMAI, N. N.; TACHIBANA, V. M. Aplicação da krigagem ordinária na inferência espacial de plantas aquáticas submersas. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE CIÊNCIAS GEODÉSICAS E TECNOLOGIAS DA GEOINFORMAÇÃO, 6., 2012, Recife. **Anais...** Recife: UFPE, 2012.

- MARTIN, J. L.; MCCUTCHEON, S. C. **Hydrodynamics and transport for water quality modeling**. Boca Raton (FL): CRC Press, 1999.
- 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, n. 7, p. 1425–1432, 1996.
- MELESSE, A. M.; ABTEW, W.; DESSALEGNE, T. Evaporation estimation of rift valley lakes: comparison of models. **Sensors**, v. 9, n. 12, p. 9603–9615, 2009.
- MOMII, K.; ITO, Y. Heat budget estimates for Lake Ikeda, Japan. **Journal of Hydrology**, v. 361, n. 3-4, p. 362–370, 2008.
- MONISMITH, S. G.; MORISON, M. L.; IMBERGER, J. Convective motions in the sidearm of a small reservoir. **Limnology and Oceanography**, v. 35, n. 8, p. 1676–1702, 1990.
- MURRAY, F. W. On the computation of saturation vapor pressure. **Notes and Correspondence**, v. 6, p. 203–204, 1967.
- OTTONI, A. B.; FERREIRA, A. C.; NETO, C. N.; SILVA, F. DAS G. B. DA; SILVA, D. D. S. Análise da influência dos grandes reservatórios hidrelétricos no regime de chuva e nas características da economia hídrica de uma bacia degradada : estudo de caso do reservatório da usina hidrelétrica de Furnas no Rio Grande / MG. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE RECURSOS HÍDRICOS, 19., 2011, Maceió. **Anais...** Maceió: ABRH, p. 1–20, 2011.
- PEETERS, F.; LIVINGSTONE, D. M.; GOUDSMIT, G.-H.; KIPFER, R.; FORSTER, R. Modeling 50 years of historical temperature profiles in a large central European lake. **Limnology and Oceanography**, v. 47, n. 1, p. 186–197, 2002.
- PETERS, W. S.; SUMMERS, G. W. **Análise estatística e processo decisório**. São Paulo: Editora da Universidade de São Paulo, 1973. 689 p.
- PETERSON, E. W.; HENNESSEY JR., J. P. On the use of power laws for estimates of wind power potential. **Journal of Applied Meteorology**, v. 17, p. 390–394, 1977.
- QIN, Z.; KARNIELI, A.; BERLINER, P. 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, n. 18, p. 3719–3746, jan. 2001.
- REED, R. K. On estimationg insolation over the ocean. **Journal of Physical Oceanography**, v. 7, p. 482–485, 1977.
- REES, W. G.; JAMES, S. P. Angular variation of the infrared emissivity of ice and water surfaces. **International Journal of Remote Sensing**, v. 13, n. 15, p. 2873–2886, out. 1992.
- ROUSE, W.; OSWALD, C.; BINYAMIN, J.; BLANKEN, P.; SCHERTZER, W. M.; SPENCE, C. Interannual and seasonal variability of the surface energy balance and

temperature of central great slave lake. **Journal of Hydrometeorology**, p. 720–730, 2003.

ROZENSTEIN, O.; QIN, Z.; DERIMIAN, Y.; KARNIELI, A. Derivation of land surface temperature for Landsat-8 TIRS using a split window algorithm. **Sensors (Basel, Switzerland)**, v. 14, n. 4, p. 5768–80, jan. 2014.

SCHERTZER, W. M. Heat balance and heat storage estimates for Lake Erie, 1967 to 1982. **Journal of Great Lakes Research**, v. 13, n. 4, p. 454–467, jan. 1987.

SCHERTZER, W. M.; ROUSE, W. R.; BLANKEN, P. D.; WALKER, A. E. Over-lake meteorology and estimated bulk heat exchange of Great Slave Lake in 1998 and 1999. **Journal of Hydrometeorology**, v. 4, p. 649–659, 2003.

SIMA, S.; AHMADALIPOUR, A.; TAJRISHY, M. Mapping surface temperature in a hyper-saline lake and investigating the effect of temperature distribution on the lake evaporation. **Remote Sensing of Environment**, v. 136, p. 374–385, set. 2013.

SMITH, S. Wind stress and heat flux over the ocean in gale force winds. **Journal of Physical Oceanography**, v. 10, p. 709–726, 1980.

SMITH, W. L. Note on the Relationship Between Total Precipitable Water and Surface Dew Point. **Notes and Correspondence**, v. 5, n. 5, p. 726–727, 1966.

SOBRINO, J. A.; JIMÉNEZ-MUÑOZ, J. C.; PAOLINI, L. Land surface temperature retrieval from LANDSAT TM 5. **Remote Sensing of Environment**, v. 90, p. 434–440, 2004.

STRONG, C.; MABERLY, S. C. The influence of atmospheric wave dynamics on interannual variation in the surface temperature of lakes in the English Lake District. **Global Change Biology**, v. 17, n. 6, p. 2013–2022, 20 jun. 2011.

TUCKER, W. Heat fluxes from Lake Ontario: further verification of lake thermal model. **Water Resources Research**, v. 18, n. 1, p. 77–82, 1982.

USGS.. **Landsat Mission Calibration Notices**. Disponível em: <[http://landsat.usgs.gov/calibration\\_notices.php](http://landsat.usgs.gov/calibration_notices.php)>. Acesso em: 1 abr. 2014.

VALLET-COULOMB, C.; LEGESSE, D.; GASSE, F.; TRAVI, Y.; CHERNET, T. Lake evaporation estimates in tropical Africa (Lake Ziway, Ethiopia). **Journal of Hydrology**, v. 245, 2001.

VENÄLÄINEN, A.; FRECH, M.; HEIKINHEIMO, M.; GRELLE, A. Comparison of latent and sensible heat fluxes over boreal lakes with concurrent fluxes over a forest: Implications for regional averaging. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 98-99, p. 535–546, 1999.

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**, v. 115, n. D11, p. D11109, 8 jun. 2010.

VINER, A. B. Resistance to mixing in New Zealand lakes. **New Zealand Journal of Marine and Freshwater Research**, v. 18, p. 73–82, 1984.

WAN, Z.; DOZIER, J.; MEMBER, A. A generalized split-window algorithm for retrieving land-surface temperature from space. **IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing**, v. 34, n. 4, p. 892–905, 1996.

YALE. **Yale guide to landsat 8 image processing**. . New Haven, 2013. Disponível em: <[http://www.yale.edu/ceo/Documentation/Landsat 8 image processing.pdf](http://www.yale.edu/ceo/Documentation/Landsat%208%20image%20processing.pdf)>.

YU, Y.; PRIVETTE, J. L.; PINHEIRO, A. C. Evaluation of split-window land surface temperature algorithms for generating climate data records. **IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing**, v. 46, n. 1, p. 179–192, 2008.

ZENG, X.; ZHAO, M.; DICKINSON, R. E. Intercomparison of bulk aerodynamic algorithms for the computation of sea surface fluxes Using TOGA COARE and TAO Data. **Journal of Climate**, v. 11, p. 2628–2645, 1998.

ZHENGJUN, W.; JIANMING, H.; GUISEN, D. Use of satellite imagery to assess the trophic state of Miyun Reservoir, Beijing, China. **Environmental pollution**, v. 155, n. 1, p. 13–9, set. 2008.

## APÊNDICE A – Equações de estabilidade atmosférica

O parâmetro  $\zeta$ , dado pela equação (A.1):

$$\zeta = \frac{z}{L} \quad (\text{A.1})$$

onde  $L$  é o comprimento de estabilidade de Obukhov, é utilizado para estimar as funções de estabilidade  $\Psi_M$  e  $\Psi_E$ , que por sua vez são utilizados para estimar os coeficientes de arrasco, troca de calor latente e sensível, respectivamente  $C_D$ ,  $C_E$  e  $C_H$ .

As funções  $\Psi_M$  e  $\Psi_E$  são dependentes da estabilidade atmosférica, e possuem equações diferentes conforme o valor de  $\zeta$ .

Para  $\zeta > 0$ , que representa atmosfera estável,  $\Psi_M$  e  $\Psi_E$  são dados pelas equações A.2

$$\Psi_M = \Psi_E = -5 \zeta \quad (\text{para } 0 < \zeta < 0,5) \quad (\text{A.2a})$$

$$\Psi_M = \Psi_E = 0,5 \zeta^{-2} - 4,25 \zeta^{-1} - 7 \ln(\zeta) - 0,852 \quad (\text{para } 0,5 < \zeta < 10) \quad (\text{A.2b})$$

$$\Psi_M = \Psi_E = \ln(\zeta) - 0,76\zeta - 12,093 \quad (\text{para } \zeta > 10) \quad (\text{A.2c})$$

Quando  $\zeta < 0$ , que representa atmosfera instável, os coeficientes são dados pelas equações A.3.

$$\Psi_M = 2 \ln[(1 + X)/2] + \ln[(1 + X^2)/2] - 2 \arctan X + \pi/2 \quad (\text{A.2a})$$

$$\Psi_E = 2 \ln[(1 + X^2)/2] \quad (\text{A.2b})$$

onde  $X$  é uma função de  $\zeta$ , dada pela equação A.3

$$X = (1 - 16 \zeta)^{1/4} \quad (\text{A.3})$$

No processo iterativo de Verburg e Antenucci (2010),  $L$  é usado para calcular  $\zeta$ , seguido de  $\Psi_M$  e  $\Psi_E$ , que são utilizados novamente cálculo de  $C_D$ ,  $C_E$  e  $C_H$ , conforme as equações descritas no capítulo 4 deste trabalho.

