



Ministério da
Ciência e Tecnologia



sid.inpe.br/mtc-m19@80/2010/07.26.20.24-TDI

SENSORIAMENTO REMOTO DA TEMPERATURA E DOS FLUXOS DE CALOR NA SUPERFÍCIE DA ÁGUA DO RESERVATÓRIO DE ITUMBIARA (GO)

Enner Herenio de Alcântara

Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Sensoriamento Remoto,
orientada pelos Drs. José Luiz Stech, e João Antônio Lorenzetti, aprovada em 02
de setembro de 2010.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP7W/37TSRJ2>>

INPE
São José dos Campos
2010

PUBLISHED BY:

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

CONSELHO DE EDITORAÇÃO E PRESERVAÇÃO DA PRODUÇÃO INTELLECTUAL DO INPE (RE/DIR-204):**Presidente:**

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

Membros:

Dr^a Inez Staciarini Batista - Coordenação Ciências Espaciais e Atmosféricas (CEA)

Dr^a Maria do Carmo de Andrade Nono - Conselho de Pós-Graduação

Dr^a Regina Célia dos Santos Alvalá - Centro de Ciência do Sistema Terrestre (CST)

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

Dr. Ralf Gielow - Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPT)

Dr. Wilson Yamaguti - Coordenação Engenharia e Tecnologia Espacial (ETE)

Dr. Horácio Hideki Yanasse - Centro de Tecnologias Especiais (CTE)

BIBLIOTECA DIGITAL:

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

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

Deicy Farabello - Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPT)

REVISÃO E NORMALIZAÇÃO DOCUMENTÁRIA:

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

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

EDITORAÇÃO ELETRÔNICA:

Vivéca Sant´Ana Lemos - Serviço de Informação e Documentação (SID)



Ministério da
Ciência e Tecnologia



sid.inpe.br/mtc-m19@80/2010/07.26.20.24-TDI

SENSORIAMENTO REMOTO DA TEMPERATURA E DOS FLUXOS DE CALOR NA SUPERFÍCIE DA ÁGUA DO RESERVATÓRIO DE ITUMBIARA (GO)

Enner Herenio de Alcântara

Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Sensoriamento Remoto,
orientada pelos Drs. José Luiz Stech, e João Antônio Lorenzetti, aprovada em 02
de setembro de 2010.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP7W/37TSRJ2>>

INPE
São José dos Campos
2010

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

Alcântara, Enner Herenio de.

Al16s Sensoriamento remoto da temperatura e dos fluxos de calor na superfície da água do reservatório de Itumbiara (GO) / Enner Herenio de Alcântara. – São José dos Campos : INPE, 2010. xxvi+ 136 p. ; (sid.inpe.br/mtc-m19@80/2010/07.26.20.24-TDI)

Dissertação (Mestrado em Sensoriamento Remoto) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2010.

Orientadores : Drs. José Luiz Stech, e João Antônio Lorenzetti.

1. Limnologia física. 2. Estratificação. 3. Mistura. 4. Fluxo de calor. I. Título.

CDU 528.931:556.15

Copyright © 2010 do MCT/INPE. Nenhuma parte desta publicação pode ser reproduzida, armazenada em um sistema de recuperação, ou transmitida sob qualquer forma ou por qualquer meio, eletrônico, mecânico, fotográfico, reprográfico, de microfilmagem ou outros, sem a permissão escrita do INPE, com exceção de qualquer material fornecido especificamente com o propósito de ser entrado e executado num sistema computacional, para o uso exclusivo do leitor da obra.

Copyright © 2010 by MCT/INPE. No part of this publication may be reproduced, stored in a retrieval system, or transmitted in any form or by any means, electronic, mechanical, photocopying, recording, microfilming, or otherwise, without written permission from INPE, with the exception of any material supplied specifically for the purpose of being entered and executed on a computer system, for exclusive use of the reader of the work.

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

Dra. Eviyn Marcia Leão de Moraes Novo



Presidente / INPE / SJCampos - SP

Dr. José Luiz Stech



Orientador(a) / INPE / SJCampos - SP

Dr. João Antonio Lorenzetti



Orientador(a) / INPE / SJCampos - SP

Dr. Nestor Aldo Campana



Convidado(a) / UNB / Brasília - DF

Dr. Nelson Luís da Costa Dias



Convidado(a) / UFPR / Curitiba - PR

Aluno (a): Enner Herenio de Alcântara

São José dos Campos, 02 de setembro de 2010

“Nenhuma grande vitória é possível sem que tenha sido precedida de pequenas vitórias sobre nós mesmos”.

(L. M. Leonov)

À minha esposa, dedico.

AGRADECIMENTOS

À Tercília Alcântara, pelo amor, companheirismo e apoio incondicional, mesmo em dificuldades extremas.

A meus pais, Agostinho e Joselita, pelo amor, carinho e dedicação.

Aos meus orientadores Dr. José Luiz Stech e Dr. João Antônio Lorenzzetti pela confiança, incentivo e apoio.

À Dr^a Evlyn Novo, mesmo não sendo minha orientadora fez todo o possível, às vezes o impossível, para que eu tivesse oportunidade e que esta tese se tornasse realidade.

Ao Dr. Arcilan Assireu pelas longas conversas sobre a teoria física envolvida nos processos de transferência de calor água-atmosfera. Por contribuir com o desenvolvimento dos algoritmos em Matlab utilizados neste trabalho.

Ao Dr. Waterloo Pereira Filho pela concessão da bolsa de Doutorado por meio do projeto PROCAD-CAPES (processo n° 0258059) durante os anos de 2007 a 2009.

Ao Dr. Cláudio Barbosa pelas informações sobre as correções nos dados de batimetria.

Ao Dr. Xavier Casamitjana da Universidade de Girona, Espanha, e Dr^a Marie-Paule Bonnet do IRD pelas correções, críticas e sugestões sobre a limnologia física e as trocas de calor, as quais possibilitaram a publicação de parte da tese na revista 'Remote Sensing of Environment'.

À Renata Nascimento pela dedicação antes, durante e depois das campanhas de campo.

Ao Fabrício Sanguinetti e Gabriel Pereira pela valiosa contribuição durante as campanhas de batimetria no reservatório.

Ao Ramon de Moraes Freitas por ter desenvolvido o algoritmo para realizar o recorte com o mesmo número de linhas e colunas das 4380 imagens MODIS dos anos de 2003 a 2008 utilizadas neste trabalho.

A todos os funcionários e professores (pesquisadores) do INPE.

Ao Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, por ceder as suas instalações para a realização do Doutorado.

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq), pela concessão da bolsa durante os anos de 2010 a 2011.

À Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP) e ao programa INCT para Mudanças Climáticas pela concessão do auxílio financeiro n° 2007/08103-2 e 08/57719-9, respectivamente.

À FUNAS Centrais Elétricas S.A. e ao INMET pela cessão dos dados meteorológicos.

RESUMO

Sistemas aquáticos respondem continuamente às condições climáticas, as quais variam amplamente no espaço e no tempo. A resposta de cada corpo d'água às condições externas (processos hidrometeorológicos) é revelada em um primeiro momento por meio da sua estrutura térmica. O tamanho do corpo d'água é determinado pelo balanço de entrada e saída de água e a sua temperatura é governada pelo balanço de energia na superfície da água; ambos acoplados à atmosfera. Em resposta às entradas de massa, energia, e *momentum* (precipitação, radiação, e cisalhamento do vento), os corpos d'água retornam à atmosfera calor e umidade, por meio de processos como condução e evaporação. Mudanças globais, regionais ou locais no regime hidrológico e térmico de corpos d'água representam respostas interativas às variações climáticas no suprimento de água e energia. A maioria dos processos químicos, físicos e biológicos em sistemas aquáticos continentais é afetada diretamente pelo regime hidrológico do corpo d'água (por exemplo: profundidade do corpo d'água) e mudanças térmicas (por exemplo: padrão de estratificação), sendo também indiretamente afetado pelas variações climáticas. Entender o sistema reservatório-clima é de fundamental importância no entendimento dos efeitos das mudanças climáticas nos processos limnológicos. Muitas ferramentas têm sido utilizadas para entender esse complexo sistema e seu comportamento ao longo do tempo, tais como modelos numéricos e imagens de satélite. Devido ao avanço na área de sensoriamento remoto com o lançamento de satélites de melhor resolução espacial e temporal, o estudo das variações da temperatura na superfície da água de sistemas aquáticos continentais se tornou uma tarefa mais rotineira e acurada. No entanto, esses estudos utilizando imagens de satélite não explicaram as variações de temperatura observadas na superfície desses corpos d'água. Baseado nisto o objetivo geral deste trabalho é analisar a variabilidade espaço-temporal do campo de temperatura da superfície da água do reservatório hidrelétrico de Itumbiara, GO e determinar os fatores que a modula. A metodologia desenvolvida foi baseada na utilização de imagens de satélite de resolução moderada, as quais permitiram a estimativa do campo de temperatura de 2003 a 2008 durante o dia e durante a noite. Com o campo de temperatura diurno e noturno foi possível estimar a amplitude térmica na superfície da água do reservatório, estudar as anomalias e as variações interanuais. O balanço de calor na superfície da água do reservatório foi calculado tomando como base o campo de temperatura obtido por meio das imagens de resolução moderada. Isto permitiu a construção de séries temporais de temperatura da superfície da água e dos componentes do balanço de calor diurno e noturno. A influência de cada componente do balanço de calor na modulação da temperatura da superfície da água foi obtida por meio da análise de correlação. A identificação dos fluxos mais bem correlacionados permitiu a identificação dos períodos (ciclos) em que um determinado fluxo de calor modulava a temperatura da água, além de sua coerência e fase. Os resultados mostraram o potencial do uso de imagens de satélite no estudo das variações da temperatura de superfície e principalmente na explicação de tais variações. O uso de dados meteorológicos e de temperatura da água em vários níveis, obtidos por estações meteorológicas e bóias de monitoramento automático contribuíram para o melhor entendimento dos processos físicos na camada de mistura do reservatório. Os resultados também permitiram a elaboração de modelos conceituais sobre a termodinâmica da água do reservatório de Itumbiara.

REMOTE SENSING OF TEMPERATURE AND HEAT FLUX IN THE WATER SURFACE OF THE ITUMBIARA RESERVOIR (GO, BRAZIL)

ABSTRACT

Aquatic systems continually respond to climatic conditions that vary over broad scales of space and time. The response of each water body to external conditions (hydro-meteorological processes) is revealed in the first place by the thermal structures present in water body. Water body size is determined by the balance of water inputs and outputs, and lake temperature is governed by the balance of heat inputs and outputs; both coupled to the atmosphere. In response to the inputs of mass, energy, and momentum (precipitation, energy, and wind stress), the water bodies return heat and moisture to the atmosphere through conduction and evaporation. Global, regional, or local change in the hydrological and thermal states of water bodies thus represents interactive responses to climatic variation in the supply of water and energy. Most lacustrine chemical, physical and biological processes are affected directly by lake hydrological (e.g. lake depth) and thermal changes (e.g. seasonal stratification), and are thus indirectly affected by climate variation. Understanding lake-climate system interactions is therefore of fundamental importance in understanding the effects of climate change on limnological processes. Many tools have been used to understand this complex system and their behavior through the time, such as numerical models and satellite imagery. Due to the advances of remote sensing with launch of satellites with better spatial and temporal resolutions, the study of water surface temperature variability in continental water bodies became a more suitable task. However, these studies using satellite imagery do not explain the observed water surface temperature variations. Based on this, the objective of this work is to analyze the spatial-temporal water surface temperature variability of the Itumbiara hydroelectric reservoir (Goiás State, Brazil) and determine their driven forces. The developed methodology was based on the use of satellite imagery of moderate resolution that allow the computation of the water surface temperature from 2003 to 2008 (six years) during the daytime and nighttime. With these temperature data was possible to obtain the thermal amplitude, the anomaly, and interannual variability. The heat balance on the surface water was calculated using the temperature field. This allow the building of time series of water surface temperature and heat flux balance for daytime and nighttime. The influence of each heat flux component with water temperature was evaluated by the coefficient of correlation. The identification of the flux more correlated with daytime and nighttime water temperature allow searching for periods when the correlated flux and water temperature presents a good agreement in time-frequency space. The results show the potential of the use of moderate resolution satellite data to study water surface temperature variability and to explain the main causes of this variability. The use of hydro-meteorological and bulk temperature collected by station and autonomous buoy, respectively, contributed to better understand the physical processes in the mixed depth of the reservoir. Also the results allow elaborating conceptual models for the thermodynamics of the Itumbiara reservoir.

LISTA DE FIGURAS

	Pág.
Figura 2.1: Relação do ângulo de fase entre duas séries temporais.....	21
Figura 3.1: Localização do reservatório de Itumbiara na região central do Brasil (a), no... contexto do estado do Goiás (b) a extensão da área inundada pelo reservatório, topografia e a localização da estação meteorológica e da bóia de monitoramento automático SIMA (c).	23
Figura 3.2: (a) Imagem MSS-Landsat-3 de 11/08/1978 mostrando a área antes da inundação e (b) imagem TM-Landsat-5 de 26/05/2007 mostrando a área inundada. A figura também mostra a localização da barragem e os principais rios.....	24
Figura 3.3: Caracterização climática da área do reservatório de Itumbiara por meio de uma média de 2003 a 2008.....	24
Figura 3.4: Variação média diária (2003-2008) do nível da água (C) no reservatório e sua variação no tempo (t).....	25
Figura 3.5: Rotas planejadas para medidas de profundidade utilizando o ecobatímetro.....	27
Figura 3.6: Informações sobre o dia Juliano e horário de aquisição das cenas (a) e o número de observações das cenas tomadas durante o dia (b) e noite (c) de 2003 a 2008.....	32
Figura 3.7: Esquema utilizado para o cálculo da anomalia por mês de cada ano por pixel: (a) matriz de temperatura da superfície da água por mês dos anos em análise; (b) matriz média e (c) matrizes de anomalia por mês em cada pixel (ij).....	34
Figura 3.8: Esquema de amostragem (3×3) da temperatura média em três estações: (p1) próximo a barragem, (p2) centro do reservatório e (p3) próximo aos rios.....	35
Figura 4.1: Batimetria do reservatório de Itumbiara medida com ecobatímetro.....	41
Figura 4.2: Variação mensal da área (m^2) e volume (m^3) no reservatório.....	42
Figura 4.3: Mudança no conteúdo de calor ($cal\ cm^{-2}\ mês^{-1}$) médio por mês no reservatório de Itumbiara.....	43
Figura 4.4: Mapas do campo de temperatura média mensal para o dia e a noite entre os anos de 2003 a 2008.....	45
Figura 4.5: Estatística descritiva (mediana, mínimo e máximo) obtida por meio dos mapas do campo de temperatura média mensal (Figura 4.4) para o dia (a) e noite (b) entre 2003 a 2008..	46
Figura 4.6: Diferença da temperatura da superfície da água durante o dia e durante a noite de 2003-2008.....	47
Figura 4.7: Dados de média e desvio padrão do campo de temperatura interanual diurno (a) e noturno (c) e histograma mostrando os valores médios mais comuns para o campo de temperatura diurno (b) e noturno (d).....	48
Figura 4.8: Campo de anomalia diurno e noturno considerando o campo de temperatura médio entre os anos de 2003 a 2008, mostrando as estatísticas descritivas (média, máximo e mínimo).....	50
Figura 4.9: Estatística descritiva (mediana, mínimo e máximo) obtida por meio dos mapas do campo de anomalia (Figura 4.8) para o dia (a) e noite (b) entre 2003 a 2008.....	51
Figura 4.10: Anomalia média diurna e noturna obtida por meio do campo de anomalia (Figura 4.8).....	52
Figura 4.11: Dados de média e desvio padrão do campo de anomalia interanual diurno (a) e noturno (c) e histograma mostrando os valores médios mais comuns para anomalia diurna (b) e noturna (d).....	53
Figura 4.12: Temperatura média mensal da superfície da água do reservatório por estação do ano.....	54
Figura 4.13: Dados de média e desvio padrão do campo de temperatura sazonal diurno (a) e noturno (c) e histograma mostrando os valores médios mais comuns para o campo de temperatura diurno (b) e noturno (d).....	55
Figura 4.14: Diferença de temperatura média entre dia e noite para as estações do ano de 2003- 2008.....	56

Figura 4.15: Campo de radiação de onda longa (Wm^{-2}) obtida por meio da média mensal dos anos em análise (2003 a 2008).....	58
Figura 4.16: Estatística descritiva (mediana, mínimo e máximo) obtida por meio dos mapas do campo de radiação de onda longa (Figura 4.15) para o dia (a) e noite (b) entre 2003 a 2008.....	59
Figura 4.17: Variabilidade interanual da radiação de onda longa entre 2003 – 2008 para o dia (a) e noite (b).....	59
Figura 4.18: Campo de fluxo de calor sensível (Wm^{-2}) obtida por meio da média mensal dos anos em análise (2003 a 2008).....	61
Figura 4.19: Estatística descritiva (mediana, mínimo e máximo) obtida por meio dos mapas do campo de fluxo sensível (Figura 4.18) para o dia (a) e noite (b) entre 2003 a 2008.....	62
Figura 4.20: Variabilidade interanual do fluxo de calor sensível entre 2003 – 2008 para o dia (a) e noite (b).....	62
Figura 4.21: Campo de fluxo de calor latente (Wm^{-2}) obtida por meio da média mensal dos anos em análise (2003 a 2008).....	64
Figura 4.22: Estatística descritiva (mediana, mínimo e máximo) obtida por meio dos mapas do campo de fluxo de calor latente (Figura 4.21) para o dia (a) e noite (b) entre 2003 a 2008....	65
Figura 4.23: Variabilidade interanual do fluxo de calor latente entre 2003 – 2008 para o dia (a) e noite (b).....	65
Figura 4.24: Campo de saldo de radiação (Wm^{-2}) obtida por meio da equação 2.4.....	67
Figura 4.25: Estatística descritiva (mediana, mínimo e máximo) obtida por meio dos mapas do campo do saldo de radiação (Figura 4.24) para o dia (a) e noite (b) entre 2003 a 2008.....	68
Figura 4.26: Variabilidade interanual do saldo de radiação entre 2003 – 2008 para o dia (a) e noite (b).....	68
Figura 4.27: Balanço de energia na superfície da água do reservatório para o dia (a) e noite (b) obtido por meio dos campos de fluxos de calor.....	70
Figura 4.28: Avaliação da radiação de onda curta calculada em relação ao observado.....	71
Figura 4.29: Saldo de radiação efetivo para o reservatório de Itumbiara: onde (+) significa ganho de calor e (-) perda de calor.....	73
Figura 4.30: Variação espacial do saldo efetivo de radiação na superfície da água do reservatório.....	74
Figura 4.31: Transectos de saldo efetivo de radiação da barragem à confluência dos rios.....	75
Figura 5.1: Série temporal ($\overline{3 \times 3}$) da temperatura média mensal nas três estações selecionadas para os anos de 2003 a 2008: (a) temperatura da superfície da água diurna, (b) temperatura da superfície da água noturna. Onde: ponto1 = região da barragem; ponto2 = centro do reservatório e ponto3 = confluência dos rios.....	77
Figura 5.2: Ajuste da série temporal de temperatura da superfície da água por meio de séries de Fourier: Produto Dia: (a) ponto 1, (b) ponto 2 e (c) ponto 3 e Noite: (d) ponto 1, (e) ponto 2 e (f) ponto 3.....	80
Figura 5.3: Análise espectral de Fourier das séries temporais da temperatura da superfície da água diurna: (a) ponto 1, (b) ponto 2, (c) ponto 3 e noturna: (d) ponto 1, (e) ponto 2, (f) ponto 3.....	81
Figura 5.4: Espectro de energia da ondaleta: (a) temperatura da superfície da água diurna no ponto 1, (b) temperatura da superfície da água diurna no ponto 2, (c) temperatura da superfície da água diurna no ponto 3, (d) temperatura da superfície da água noturna no ponto 1, (e) temperatura da superfície da água noturna no ponto 2, (f) temperatura da superfície da água noturna no ponto 3. A área hachurada é o cone de influência, onde os efeitos de borda se tornam importantes.....	83
Figura 5.5: Série temporal ($\overline{3 \times 3}$) do saldo de calor efetivo médio mensal nas três estações selecionadas (ponto1= área sob influência da barragem, ponto2= região central do	

reservatório e ponto3= região sob influência dos rios) para os anos de 2003 a 2008.....	84
Figura 5.6: Ajuste da série temporal de saldo de calor efetivo por meio de séries de Fourier: ponto1 (a), ponto2 (b) e ponto3 (c).....	85
Figura 5.7: Análise espectral de Fourier das séries temporais de temperatura: (a) ponto 1, (b) ponto 2, (c) ponto 3.....	87
Figura 5.8: Espectro de energia da ondaleta: (a) saldo de calor efetivo medido no ponto 1, (b) saldo de calor efetivo medido no ponto 2, (c) saldo de calor efetivo medido no ponto 3. A área hachurada é o cone de influência, onde os efeitos de borda se tornam importantes.....	88
Figura 5.9: Avaliação dos modelos estatísticos para estimativa da temperatura da superfície da água do reservatório para os casos dia (a) e noite (b).....	90
Figura 5.10: Ondaleta cruzada entre a série temporal de temperatura da água medida durante o dia e a radiação de onda curta (a) e a coerência e fase (b).....	91
Figura 5.11: Ondaleta cruzada entre a série temporal de temperatura da água medida durante a noite e a radiação de onda longa (a) e a coerência e fase (b).....	92
Figura 5.12: Ondaleta cruzada entre a série temporal de temperatura da água medida durante a noite e o fluxo de calor sensível (a) e a coerência e fase (b).....	93
Figura 5.13: Ondaleta cruzada entre a série temporal de temperatura da água medida durante a noite e o fluxo de calor latente (a) e a coerência e fase (b).....	94
Figura 6.1: Mecanismo convectivo devido ao resfriamento diferencial no reservatório de Itumbiara.....	96
Figura 6.2: Padrão de estratificação e mistura no reservatório de Itumbiara.....	98
Figura 6.3: Variação temporal da temperatura da coluna d'água no reservatório de Itumbiara. Onde Upw = upwelling e Dwn = downwelling.....	99
Figura 6.4: Imagem GOES-10 (região do visível) mostrando a evolução da passagem da frente fria sobre o reservatório: (a) 01 de junho de 2009 às 05:15h; (b) 01 de junho de 2009 às 06:15h; (c) 01 de junho de 2009 às 07:00h; (d) 01 de junho de 2009 às 08:00h; (e) 01 de junho de 2009 às 09:45h e (f) 01 de junho de 2009 às 13:00h. As setas indicam a localização do reservatório.....	100
Figura 6.5: Estrutura termal antes, durante e depois da passagem da frente fria no reservatório.	101
Figura 6.6: Evolução do Número de Lago em função da passagem de uma frente fria no reservatório.....	102
Figura 6.7: Experimento de laboratório mostrando as correntes de densidade: (a) água com temperatura maior (<i>overflow</i>), (b) água com temperatura menor (<i>underflow</i>) e (c) água com temperatura igual (<i>interflow</i>).....	104
Figura 6.8: Diagrama de rosa dos ventos dos dados coletados pela bóia SIMA no período de 28 de março de 2009 a 17 de fevereiro de 2010.....	106
Figura 6.9: Distribuição de turbidez no reservatório de Itumbiara durante o mês de maio (a) e setembro (b).....	107
Figura 6.10: Diferença da temperatura da água medida pelo SIMA (1,5m de profundidade) às 10:00h e 23:00h (a); diferença entre a temperatura do ar e da água; intensidade do vento (c) e umidade relativa do ar (d).....	109
Figura 6.11: Esquema mostrando a região anterior ao ponto de mergulho, no ponto de mergulho e na região onde ocorre a corrente de densidade.....	111
Figura 6.12: Bóia SIMA-II instalado próximo à confluência dos rios no Reservatório de Itumbiara por meio do Projeto INCT para Mudanças Climáticas.....	111
Figura 6.13: Vazão afluyente (m^3s^{-1}) no reservatório de Itumbiara de 2003 a 2008.....	113
Figura 6.14: Variação temporal da evaporação ($mm\ mês^{-1}$) no reservatório de Itumbiara obtidos por meio de um tanque de evaporação classe A.....	116
Figura A1: Modelo conceitual para o período de janeiro a maio (caso dia e noite). Onde: ϕ_s é a radiação de onda curta, ϕ_{ri} é a radiação de onda longa, ϕ_{lf} é o fluxo de calor latente, ϕ_{sf} é o fluxo de calor sensível, ϕ_N é o saldo de radiação, E_v é a evaporação, e é o epilimínio, m é o	

metalímio, h é o hipolímnio, t é a termoclina, δ é aquecimento das camadas adjacentes, upw é a ressurgência, $-S_r$ é a quebra da estabilidade da coluna d'água, C_v é a transferência de água mais fria e densa da região rasa para a profunda e ϕ é a perda de calor nas regiões rasas durante a noite..... 134

Figura A.2: Modelo conceitual para o período de junho a setembro (caso dia e noite). Onde: ϕ_s é a radiação de onda curta, ϕ_{ri} é a radiação de onda longa, ϕ_{lf} é o fluxo de calor latente, ϕ_{sf} é o fluxo de calor sensível, ϕ_N é o saldo de radiação, E_v é a evaporação, δ é aquecimento das mais rasas, IF é uma corrente de densidade intermediária (*interflow*) upw é a ressurgência, Dow é o afundamento de uma massa d'água, ϑ é a convecção turbulenta, C_v é a transferência de água mais fria e densa da região rasa para a profunda e ϕ é a perda de calor nas regiões rasas durante a noite..... 135

Figura A.3: Modelo conceitual para o período de janeiro a maio (caso dia e noite). Onde: ϕ_s é a radiação de onda curta, ϕ_{ri} é a radiação de onda longa, ϕ_{lf} é o fluxo de calor latente, ϕ_{sf} é o fluxo de calor sensível, ϕ_N é o saldo de radiação, E_v é a evaporação, e é o epilimínio, m é o metalímio, h é o hipolímnio, t é a termoclina, δ é aquecimento das camadas adjacentes, C_v é a transferência de água mais fria e densa da região rasa para a profunda e ϕ é a perda de calor nas regiões rasas durante a noite..... 136

LISTA DE TABELAS

	Pág.
TABELA 2.1: Valores dos Coeficientes a e b para descrição da reflexão da radiação solar....	12
TABELA 3.1. Características do Sistema EOS-MODIS.....	31
TABELA 3.2: Funções e propriedades básicas da ondaleta DOG. Fatores de constantes para ψ_0 e $\hat{\psi}_0$ para assegurar a unidade de energia total.....	37
TABELA 4.1: Análise de variância das temperaturas médias mensais para os anos de 2003 a 2008. Onde g.l. é o grau de liberdade, SQ é a soma dos quadrados, QM é o quadrado médio e F é o teste F de Snedecor.....	49
TABELA 4.2: Análise de variância da radiação de onda longa média mensal para os anos de 2003 a 2008. Onde g.l. é o grau de liberdade, SQ é a soma dos quadrados, QM é o quadrado médio e F é o teste F de Snedecor.....	60
TABELA 4.3: Análise de variância do fluxo de calor sensível médio mensal para os anos de 2003 a 2008. Onde g.l. é o grau de liberdade, SQ é a soma dos quadrados, QM é o quadrado médio e F é o teste F de Snedecor.....	63
TABELA 4.4: Análise de variância do fluxo de calor latente médio mensal para os anos de 2003 a 2008. Onde g.l. é o grau de liberdade, SQ é a soma dos quadrados, QM é o quadrado médio e F é o teste F de Snedecor.....	66
TABELA 4.5: Análise de variância do saldo de radiação médio mensal para os anos de 2003 a 2008. Onde g.l. é o grau de liberdade, SQ é a soma dos quadrados, QM é o quadrado médio e F é o teste F de Snedecor.....	69
TABELA 4.6: Fluxos mensais médios (Wm^{-2}) de 2003 a 2008 no reservatório de Itumbiara, onde ϕ_s é a radiação de onda longa, ϕ_{lf} é o fluxo de calor latente, ϕ_{sf} é o fluxo de calor sensível, ϕ_{ri} é a radiação de onda longa, e ϕ_N é o balanço superficial de calor.....	72
TABELA 5.1: Ajuste das series temporais aos senóides.....	79
TABELA 5.2: Ajuste das series temporais de fluxo efetivo de calor aos senóides.....	86
TABELA 5.3: Coeficientes de correlação de Pearson para a temperatura dia e noite contra os fluxos de calor: radiação de onda curta (ϕ_s), radiação de onda longa (ϕ_{ri}), calor sensível (ϕ_{sf}), e calor latente (ϕ_{lf}).....	89

LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

ANOVA	Análise de Variância
ATSR	Along Track Scanning Radiometer
AVHRR	Advanced Very High Resolution Radiometer
COI	Cone de Influência
EEO	Espectro de Energia da Ondaleta
EOS	Earth Observing System
ERTS	Earth Resources Technology Satellite
ETM+	Enhanced Thematic Mapper Plus
GPS	Global Positioning System
MODIS	Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer
NDWI	Normalized Difference Water Index
NE Δ T	Noise-equivalent temperature difference
NOAA	National Oceanic and Atmospheric Administration
SIMA	Sistema Integrado de Monitoramento Ambiental
TC	Transformada Coerência
TCO	Transformada Cruzada de Ondaleta
TF	Transformada de Fourier
TM	Thematic Mapper
TO	Transformada de Ondaletas
T _s	Temperatura de Superfície
T _{skin}	Temperatura de Pele
WCD	World Commission on Dams

LISTA DE SÍMBOLOS

M_λ	Emitância espectral
λ	Comprimento de onda
σ	Constante de Stefan-Boltzmann
ϕ_N	Saldo de energia disponível
ϕ_s	Radiação de onda curta incidente
A	Albedo
ϕ_{ri}	Radiação de onda longa
ϕ_{sf}	Fluxo de calor sensível
ϕ_{lf}	Fluxo de calor latente
H_{SC}	Constante solar
R	Distância relativa entre a Terra e o Sol
θ	Latitude (em graus)
δ	Declinação solar
h_e	Ângulo solar horário (em radiano) no final do período
h_b	Ângulo solar horário (radiano) no início do período
t_{ss}	Horário padrão de pôr-do-sol
t_{su}	Horário padrão para o nascer-do-sol
P_{wc}	Média diária de conteúdo de água precipitável na atmosfera
θ_{am}	Espessura ótica
T_d	Temperatura de ponto de orvalho
R_s	Fração de reflexão da radiação solar na superfície da água
α	Altitude solar (em radiano)
ϕ_{swc}	Fluxo de onda curta para céu limpo
T	Período de uma função seno ou cosseno
A_p e B_p	Coeficientes de Fourier
χ^2	Distribuição Chi-quadrado
$\psi_0(n)$	Função da Ondaleta
Θ	Ângulo de fase
C	Nível da água no reservatório
$\frac{dC}{dt}$	Taxa de variação do nível da água no reservatório
A	Área do reservatório
V	Volume do Reservatório
ζ	Conteúdo de calor no reservatório
t	Temperatura da água
ρ	Densidade da água
C_V	Cálculo da transferência de água da região litoral
H	Profundidade total do reservatório
ϕ	Declividade média do reservatório
L	Comprimento do reservatório
T_C	Tempo em que o resfriamento diferencial age na coluna d'água
w_*	Velocidade convectiva
H_t	Profundidade em que o vento pode misturar um corpo d'água

u_*^3	Índice de mistura do vento
B_k	Coeficiente empírico igual à constante de <i>Von Karman</i>
g	Aceleração da gravidade
C_p	Calor específico da água
F_d	Número modificado de Froude
H_m	Profundidade média do reservatório

SUMÁRIO

	Pág.
1	INTRODUÇÃO..... 1
1.1	Hipótese..... 4
1.2	Objetivos..... 4
2	FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA..... 5
2.1	Sensoriamento Remoto Termal..... 5
2.2	Fluxos de Calor em Sistemas Aquáticos..... 8
2.3	Análise de Séries Temporais..... 14
2.3.1	Transformada de Fourier (TF)..... 15
2.3.2	Transformada de Ondaletas (TO)..... 16
2.3.2.1	Normalização..... 18
2.3.2.3	Função Ondaleta..... 19
2.3.2.4	Cone de influência..... 19
2.3.3	Transformada Cruzada de Ondaleta (TCO)..... 19
2.3.3.1	O Ângulo de Fase da Transformada Cruzada de Ondaleta..... 19
2.3.3.2	Transformada Coerência..... 20
2.3.3.3	Interpretação dos Vetores de Fase..... 20
3	MATERIAL E MÉTODOS..... 23
3.1	Área de Estudo..... 23
3.2	Levantamento Batimétrico..... 25
3.2.1	Interpolação dos Dados de Profundidade Medidos com Ecobatímetro..... 27
3.2.2	Cálculo da Área e Volume do Reservatório no Tempo..... 29
3.3	Dados Medidos In-situ..... 29
3.3.1	Dados de Temperatura da Água, Intensidade e Direção do Vento e Evaporação..... 29
3.3.2	Calor Médio Armazenado por Mês..... 30
3.4	Dados de Sensoriamento Remoto Termal..... 30
3.4.1	Temperatura Média Mensal da Superfície da Água..... 33
3.4.2	Anomalia Média Mensal da Temperatura da Superfície da Água..... 33
3.4.3	Temperatura da Água em Relação à Estação do Ano..... 34
3.5	Estimativa dos Fluxos de Calor na Superfície da Água..... 34
3.6	Análise de Variância (ANOVA) das temperaturas e dos fluxos médios..... 35
3.7	Análise da Série Temporal de Temperatura e do Saldo de Radiação..... 35
3.7.1	Análise Harmônica das Séries Temporais..... 36
3.7.2	Análise Espectral de Fourier das Séries Temporais..... 36
3.7.3	Análise Espectral por Ondaleta das Séries Temporais..... 37
3.8	Modelo Estatístico para Recuperar a Temperatura da Superfície da Água..... 38
3.8.1	Avaliação do Modelo Estatístico..... 39
3.9	Análise de Ondaleta Cruzada, Coerência e Fase..... 39
3.10	Modelo Conceitual Termodinâmico da Água..... 39
4	RESULTADOS: ANÁLISE ESPACIAL DOS DADOS..... 41
4.1	Batimetria e Dinâmica de Área e Volume no Reservatório..... 41
4.1.1	Conteúdo Médio de Calor Armazenado no Reservatório..... 43
4.2	Sensoriamento Remoto da Temperatura da Superfície da Água..... 44
4.2.1	Anomalia da Temperatura Média Mensal..... 49
4.2.2	Análise Sazonal da Temperatura Média da Superfície da Água do Reservatório..... 53
4.3	Sensoriamento Remoto dos fluxos de Calor na Superfície da Água..... 57
4.3.1	Radiação de Onda Longa..... 57
4.3.2	Fluxo de Calor Sensível..... 60
4.3.3	Fluxo de Calor Latente..... 63
4.3.4	Saldo de Radiação..... 66

4.3.5	Balço de Energia na Superfície da Água do Reservatório.....	69
4.3.6	Saldo de Radiação Efetivo.....	72
5	RESULTADOS: ANÁLISE TEMPORAL DOS DADOS.....	77
5.1	Análise de Série Temporal.....	77
5.1.1	Análise da Série Temporal de Temperatura da Superfície da Água.....	77
5.1.1.1	Análise por Transformada de Fourier.....	78
5.1.1.1.1	Análise Harmônica.....	78
5.1.1.1.2	Análise Espectral de Fourier.....	80
5.1.1.2	Análise por Transformada de Ondaleta.....	82
5.1.2	Análise da Série Temporal do Saldo de Radiação Efetivo.....	83
5.1.2.1	Análise por Transformada de Fourier.....	84
5.1.2.1.1	Análise Harmônica.....	84
5.1.2.1.2	Análise Espectral de Fourier.....	86
5.1.2.2	Análise por Transformada de Ondaleta.....	87
5.2.	Modelo Estatístico para Estimativa da Temperatura da Superfície da Água.....	89
5.3	Ondaleta Cruzada, Coerência e Fase.....	90
5.3.1	Temperatura da água medida durante o dia x fluxo de onda curta.....	90
5.3.2	Temperatura da água medida durante a noite x fluxo de onda longa.....	91
5.3.3	Temperatura da água medida durante a noite x fluxo sensível.....	92
5.3.4	Temperatura da água medida durante a noite x fluxo latente.....	93
6	DISCUSSÃO DOS RESULTADOS.....	95
6.1	Varição da Temperatura na Superfície da Água.....	95
6.2	Anomalia na Temperatura da Superfície da Água.....	107
6.3	Varição Sazonal da Temperatura na Superfície da Água.....	108
6.4	Varição Temporal da Temperatura.....	112
6.4.1	Temperatura medida durante o dia.....	112
6.4.2	Temperatura medida durante a noite.....	114
6.5	Fluxo de Calor na Superfície da Água.....	114
6.5.1	Radiação de Onda Longa.....	114
6.5.2	Fluxo de Calor Sensível.....	115
6.5.3	Fluxo de Calor Latente.....	115
6.5.4	Saldo de Radiação.....	117
6.6	Modelo Conceitual Termodinâmico para o Reservatório.....	117
7	CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES.....	119
7.1	Quanto à hipótese da pesquisa.....	119
7.2	Quanto aos objetivos.....	119
7.3	Principais conclusões.....	120
7.4	Principais contribuições do trabalho.....	120
7.5	Recomendações.....	121
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	123
	APÊNDICE A.....	131

CAPÍTULO 1

INTRODUÇÃO

Reservatórios, ou lagos construído pelos homens, têm geralmente a função de estocar água para usos futuros, abastecimento de água, controle de inundação ou geração de energia. A entrada e saída da água por meio da barragem promovem um decréscimo do tempo de retenção de água no reservatório se comparado com um lago com a mesma morfometria (FORD, 1990). Por esta razão, reservatórios são geralmente considerados como corpos d'água intermediários entre rios e lagos, compartilhando algumas características (CASAMITJANA et al. 2003).

De acordo com a comissão mundial sobre barragens (WCD, 2000) até 60% dos 227 maiores rios do mundo foram muitos ou moderadamente fragmentados por barragens, desviados ou canalizados, causando efeitos sobre o ecossistema em geral. Segundo Tundisi (1994) os impactos ambientais mais comuns estão associados ao tamanho da barragem e ao volume do reservatório, tempo de residência e a localização geográfica, dentre os quais podem ser destacados: inundação de áreas agrícolas, alteração do padrão migratório de peixes, perda de fauna e flora aquática, mudança no regime hidrológico, balanço de sedimento, disseminação de doenças, perda de locais históricos e culturais, efeitos sociais e atividade econômica local.

Um dos parâmetros considerado chave para o entendimento da dinâmica de sistemas aquáticos é a temperatura, por ser determinante na manutenção ecológica (HORNE e GLODMAN, 1994). Tal parâmetro também exerce influencia sobre reações químicas e processos biológicos e físicos na água. A variação da temperatura com a profundidade (ocorrência ou não de estratificação térmica), por exemplo, pode ser utilizada para caracterizar a estrutura das características físicas dos reservatórios.

A estratificação de um reservatório é resultado de vários processos físicos os quais distribuem calor da superfície da água para as outras camadas. Estes processos dependem não somente de variáveis meteorológicas como, vento, radiação de onda curta e longa, mas também das características biogeoquímicas do corpo d'água. Por exemplo, a penetração da radiação de onda curta na coluna d'água depende do material particulado na água. Além disto, as diferenças de temperatura entre o ar e a água controlam os fluxos de calor e umidade, que são cruciais para o entendimento do ciclo hidrológico (LINVINGSTONE, 1999; STRAILE et al., 2003).

Uma importante diferença entre lagos e reservatórios é a localização da saída de água. Em lagos naturais, a água geralmente sai da superfície da água, por evaporação, retirada para consumo, etc. Em um reservatório, a saída de água ocorre por um ponto fixo, ou muitos pontos de saída seletivos a diferentes profundidades. Quando existem múltiplas tomadas d'água, cada uma pode produzir

efeitos positivos e negativos, sendo que o resultado final dependerá das particularidades do reservatório em estudo (STRASKRABA, 1986).

A distribuição espacial da temperatura é fundamental para a compreensão do desempenho e do funcionamento dos reservatórios (KIMMEL et al 1990). Alguns autores têm mostrado a importância da tomada d'água em reservatórios na determinação da estratificação termal (MARTIN e ARNESON, 1978; FORD, 1990; CASAMITJANA et al. 2003). Tomadas d'água na superfície geralmente dissipam calor, pois a camada superficial de d'água aquecida é diretamente removida, resultando na preservação da água mais fria e densa no hipolímnio. Por outro lado, tomadas d'água próximo ao fundo têm a tendência de reter calor, isto porque a liberação da água fria do hipolímnio resulta em uma expansão da camada do epilímnio aquecida pela radiação solar (KENNEDY, 1999). A posição da tomada d'água no reservatório pode então, modificar o campo de temperatura da superfície da água.

De forma geral a resposta térmica de um reservatório esta associada com as condições climáticas e meteorológicas que causam e afetam os ciclos sazonais do balanço de energia, e assim a temperatura da superfície da água e a estratificação térmica (LERMAN e IMBODEN, 1995). Fundamentalmente, a temperatura e a estrutura térmica de um sistema aquático são controladas pelas radiações de ondas longas e curtas, fluxos de calor sensível e latente, e as energias associadas às entradas e saídas de radiação do sistema aquático (HENDERSON-SELLERS, 1986).

A retenção de calor em corpos d'água esta relacionada com fatores que influenciam a sua distribuição em sistemas aquáticos, tais como, o trabalho físico realizado pela energia dos ventos, as correntes e outros movimentos da água, a morfometria, perdas e ganhos de água. O que resulta em padrões de sucessão termal e estratificação que influenciam de forma fundamental os ciclos biogeoquímicos, os quais governam por sua vez a produção e a decomposição em sistemas aquáticos (CHAPRA, 1997).

O balanço de calor em um sistema aquático representa, em síntese, a troca de calor com o ambiente circunvizinho (essencialmente a atmosfera). Devido à baixa condutividade térmica da água, a perda de radiação termal é predominantemente um fenômeno superficial, restrito aos primeiros centímetros da superfície do corpo d'água (HENDERSON-SELLERS, 1984; WETZEL, 2001). Os resultados obtidos em estudos de troca de calor entre a atmosfera e a superfície de sistemas aquáticos mostraram que o controle dessa troca é decisivo para as características das massas de água (BELETSKY e SCHWAB, 2001; AMBROSETTI, BARBANTI e SALA, 2002; MCINTYRE et al., 2002; REED, 2003; RODRÍGUEZ-RODRÍGUEZ et al., 2004).

A estrutura termal resultante, a qual varia no tempo e no espaço em relação às condições externas são extremamente importantes para a troca de gases entre a superfície da água e a atmosfera

(AMBROSETTI et al., 2002); mudanças na estrutura térmica de sistemas aquáticos são dirigidas por interações complexas com a atmosfera (ROBERTSON e RAGOTZKIE, 1990).

Modelos numéricos têm sido utilizados para integrar estas complexas interações permitindo a determinação de como mudanças específicas na atmosfera podem alterar a estrutura térmica de corpos d'água. Os modelos numéricos simulam os processos físicos que ocorrem no corpo d'água, sendo desenvolvidos principalmente para examinar mudanças que ocorrem sobre o curso de uma estação (IMBERGER, 1985) e interanuais (BELETSKY e SCHWAB, 2001). Alguns modelos foram desenvolvidos para simular a estrutura térmica de lagos em função das condições meteorológicas ambientais obtidas por estações terrestres (FORD e STEFAN, 1980; OWENS et al., 1986).

Outra ferramenta utilizada para estudar a distribuição da temperatura superficial da água no espaço e sua variabilidade no tempo é o sensoriamento remoto (SCHOTT et al., 2001). Por oferecer uma visão sinótica da superfície da água e a possibilidade de estimar sua temperatura em períodos longos de tempo, alguns pesquisadores conduziram suas pesquisas utilizando imagens de satélite para documentar a temperatura superficial de sistemas aquáticos continentais (SCHWAB et al., 1999; SCHOTT et al., 2001; LI et al., 2001; OESCH et al., 2005; BECKER e DAW, 2005).

Avanços na área de sensoriamento remoto permitem um monitoramento mais acurado dos sistemas aquáticos em geral (ALSDORF e LETTENMAIER, 2003) e sua qualidade em particular (VOS et al., 2003). O uso de sensoriamento remoto no estudo do ciclo da temperatura em sistemas aquáticos de água doce tem crescido nos últimos anos (BUSSIÈRES et al., 2002). A estimativa da temperatura da superfície da água tem sido realizada utilizando o sensor AVHRR (*Advanced Very High Resolution Radiometer*) a bordo dos satélites da série NOAA desde 1979 e do sensor ATSR (*Along Track Scanning Radiometer*) lançado em 1991. O sensor MODIS (*Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer*) a bordo dos satélites Terra e Aqua (lançados em 1999 e 2002, respectivamente) devido a sua resolução temporal tem demonstrado grandes possibilidades no estudo do ciclo térmico de sistemas aquáticos.

Apesar disto, os trabalhos envolvendo o estudo da temperatura da superfície da água de sistemas aquáticos continentais utilizando sensoriamento remoto não tentaram explicar as variações observadas nas imagens em relação aos fluxos de calor e processos físicos associados. O desafio passa a ser então, explicar as variações espaciais e temporais da temperatura na superfície da água obtida por satélite por meio dos fluxos de calor e os principais processos físicos envolvidos.

1.1 Hipóteses

Algumas hipóteses foram formuladas para auxiliar as explicações sobre as variações espaço-temporais da temperatura da superfície da água no reservatório hidrelétrico de Itumbiara (GO):

- O uso de imagens de sensores remotos na estimativa da temperatura da superfície da água medida durante o dia e a noite permite conhecer melhor sua variação no tempo e no espaço, se comparado com os métodos tradicionais?
- O campo de temperatura estimado por meio das imagens de satélite permitirá estimar as trocas de calor entre a superfície da água e a atmosfera?
- Os fluxos de calor calculados por meio do campo de temperatura da água permitirão melhor explicar as variações na temperatura da superfície da água?

1.2 Objetivos

O objetivo principal deste trabalho é analisar a variabilidade espaço-temporal do campo de temperatura da superfície da água do reservatório hidrelétrico de Itumbiara e determinar os fatores que a modula.

Para se alcançar o objetivo principal desta tese os seguintes objetivos específicos são propostos:

- analisar a variabilidade temporal do campo de temperatura de superfície nas escalas diurna, mensal, sazonal e interanual;
- estimar e analisar a variabilidade temporal dos fluxos de calor de superfície nas escalas diurna, mensal, sazonal e interanual;
- avaliar a influência dos fluxos de calor de superfície na variabilidade do campo de temperatura da água;
- construir e analisar as séries temporais de temperatura da água e do saldo de radiação em três regiões representativas (região sobre influência da barragem, região central e confluência dos rios);
- integrar os resultados obtidos na elaboração de um modelo conceitual das variabilidades espaço-temporal do campo de temperatura em resposta aos forçantes principais.

CAPÍTULO 2

FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

2.1. Sensoriamento Remoto Termal

Os fundamentos do sensoriamento remoto termal estão embasados na Termodinâmica Clássica e na Física Quântica (KRUSE, 1963). O problema de se estimar a temperatura de um corpo por meio de sensores remotos é solucionado utilizando as Leis de Kirchhoff e a Lei da Radiação de Planck (SLATER, 1980).

A base fundamental do sensoriamento remoto do infravermelho termal é que toda superfície emite radiação, e sua intensidade depende da temperatura da superfície estudada; assim quanto maior a temperatura, maior é a energia radiante (ROBINSON, 2004). A característica espectral da emissão termal por um corpo de temperatura T (Kelvin) é descrita pela lei de Planck da radiação como:

$$M(\lambda, T) = \frac{C_1}{\lambda^5 [\exp\left(\frac{C_2}{\lambda T}\right) - 1]} \quad (2.1)$$

Onde M é a emitância espectral; $C_1 = 3,74 \times 10^{-8} \text{ W m}^2$, $C_2 = 1,44 \times 10^4 \text{ } \mu\text{m K}$; λ é o comprimento de onda em μm .

Integrando a equação (2.1) em todos os comprimentos de onda (λ) temos a emitância de um corpo negro, que é representado por:

$$M = \sigma T^4 \quad (2.2)$$

Onde $\sigma = 5,669 \times 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$ (constante de Stefan-Boltzmann).

A equação (2.2) representa a radiação de um corpo ideal ou corpo negro porque isto é baseado nos princípios da termodinâmica os quais são aplicáveis se e somente se, a superfície for um emissor perfeito. As propriedades de emissão de uma superfície real são descritas pela emissividade espectral, $\varepsilon(\lambda)$:

$$\varepsilon_\lambda = \frac{E_\lambda}{M_\lambda} \quad (2.3)$$

Onde E_λ é a emitância em um comprimento de onda (λ), de uma superfície real a uma temperatura, T ; M_λ é a emitância espectral (emissor perfeito).

Segundo Slater (1980), existe duas classes de métodos para sua determinação: ativos ou passivos. Os métodos ativos requerem a utilização de instrumentos e possuem um caráter mais experimental voltados para laboratórios. Os métodos passivos procuram estimar a emissividade dos alvos terrestres a partir de uma estruturação teórica, requerendo pouca instrumentação e por isso são geralmente mais utilizados. Em geral, a emissividade das superfícies terrestres é função da temperatura absoluta, composição, teor de umidade e estado físico-químico da superfície.

Norman e Becker (1995) descreveram uma terminologia para a classificação de dois tipos básicos de temperatura: a *Temperatura de Pele* (T_{skin}) e a *Temperatura de Superfície* (T_s). A ' T_{skin} ' é uma temperatura teórica utilizada no sensoriamento remoto como uma aproximação da temperatura verdadeira da superfície. A temperatura Direcional de Brilho, Infravermelha Direcional, Infravermelha Hemisférica, Radiométrica Hemisférica e Direcional são classificadas como T_{skin} , pois consideram somente a temperatura na camada superior da superfície de contato com a atmosfera. As temperaturas Aerodinâmicas e Cinéticas são ditas ' T_s ' porque representam a temperatura real do alvo e obedecem as leis da Termodinâmica Clássica. Apesar disto, geralmente as temperaturas estimadas pelos sensores orbitais, aproximam-se da temperatura real da superfície ' T_s ' (LI et al., 1999).

As medidas da temperatura da água por sensoriamento remoto são realizadas com sensores que detectam radiação termal (3-5 e 8-14 μm) emitida pela camada milimétrica (0.1 mm) da superfície da água. Segundo Robinson (1984) a temperatura T_{skin} é mais representativa da T_s quando a coluna d'água é suficientemente misturada, sem formação de gradientes térmicos com a profundidade.

Alguns fatores podem influenciar nas medidas da T_{skin} , como a emissividade, absorção atmosférica, reflexão e as características da superfície (SMITH e REYNOLDS, 1998). A emissividade descreve as propriedades de absorção e emissão da superfície da água e é expressa como uma razão da emitância da superfície da água a uma dada temperatura e aquela de um corpo negro a mesma temperatura (AVERY e BERLIN, 1992). Devido a água ter uma emissividade próxima a 1 (0,97) e alta inércia termal, é relativamente fácil obter medidas acuradas de T_{skin} . Os efeitos da atmosfera podem ser corrigidos tendo como base o conteúdo de vapor de água e transmissão ao longo da trajetória do sensor ao alvo, mas as reflexões podem complicar as medidas precisas de temperatura, porque os sensores termais medem radiação de onda longa emitida e refletida pela superfície da água.

Desde o lançamento do primeiro satélite ERTS (*Earth Resources Technology Satellite*), em 1972, renomeado mais tarde para Landsat, dados de satélite de alta resolução têm sido utilizados para estudos de processos em águas interiores (Rogers et al., 1976). Estes estudos, na sua maioria, foram mais focados no uso de dados da região do visível (0,4 – 0,7 μm) do que a região do termal (8 –

12 μm). Os dados no visível são utilizados para verificar mudanças na claridade e na cor da água, associados com mudanças na concentração de sedimentos em suspensão ou de clorofila (CHOUBEY, 1998).

Já com o termal, se verificam mudanças na temperatura da superfície da água associadas com ressurgências ou mudanças na circulação (IKEDA e EMERY, 1984; SCHLADOW et al., 2004). Existem muitos motivos do por que da maioria dos estudos estarem focados mais no uso do visível do que no termal. Dentre os quais, esta a maior resolução espacial, maior número de bandas espectrais, e maior razão sinal-ruído do visível em relação ao espectro termal.

O Landsat incluiu o instrumento TM (*Thematic Mapper*), com o objetivo de diminuir as limitações citadas acima, o qual possuía uma única banda no termal (10-11 μm) com resolução espacial de 120 metros e NE Δ T (*noise-equivalent temperature difference*) de $\leq 0,30$ a 280K (BARSÍ et al., 2003). Em 1999, a próxima geração Landsat foi lançada, o qual incluía o sensor ETM+ (*Enhanced Thematic Mapper Plus*). Também com apenas uma banda no termal (10,31 – 12,36 μm), mas com um incremento na resolução espacial (60 metros) e um NE Δ T de 0,22 a 280K (BARSÍ et al., 2003). O lançamento do ETM+ foi seguido pelo lançamento da primeira plataforma EOS (*Earth Observing System*), renomeado para Terra, o qual incluía o radiômetro ASTER (*Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer*) e o MODIS (*Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer*).

O ASTER inclui 5 bandas no infravermelho termal, cada uma com uma resolução espacial de 90 metros e NE Δ T de $\leq 0,3$ K (YAMAGUCHI et al., 1998). O sensor MODIS tem três bandas no infravermelho termal com resolução espacial de 1 Km e NE Δ T de 0,020K (Banda 29; 8,4-8,7 μm), 0,024K (Banda 31; 10,78-11,28 μm) e 0,040K (Banda 32; 11,77-12,27 μm) a 300K (BARNES et al., 1998). Os dados do sensor TM (Landsat) e ASTER (EOS) podem ser adquiridos tipicamente duas vezes a cada 16 dias (uma aquisição durante o dia e outra a noite) a uma dada localização, embora o sensor TM/Landsat não adquira imagens durante a noite, a menos em caso de solicitações especiais. Já o sensor MODIS adquire dados diários devido ao seu ângulo de visada largo (JUSTICE et al. 1998, 2002). O MODIS promove a oportunidade de desenvolver novas aplicações com as imagens do infravermelho termal com o objetivo de endereçar questões científicas chave que não puderam ser respondidas com os instrumentos anteriormente existentes.

De acordo com Steissberg et al (2005) imagens de alta resolução como as do ASTER e TM (ETM+) podem mostrar de forma mais clara processos de transporte na superfície da água do que imagens de resolução moderada (MODIS). No entanto, a frequência temporal das imagens ASTER e TM (ETM+) não é suficiente para, por exemplo, obter informações sobre eventos de ressurgência, os

quais ocorrem em poucos dias; mas podem ajudar na interpretação dos processos observados em imagens termais do sensor MODIS.

Devido à posição das bandas espectrais e alta sensibilidade radiométrica se comparado com os satélites de cor do oceano atualmente em operação, e a relativa facilidade de acesso aos dados, o sensor MODIS tem se tornado um atrativo para aplicações em limnologia (REINART e REINHOLD, 2008).

2.2. Fluxos de Calor em Sistemas Aquáticos

O saldo de energia (ϕ_N, Wm^{-2}) na superfície de lagos e reservatórios incluem radiação solar, radiação que retorna da superfície da água, radiação atmosférica, perda de calor por evaporação e condução. Este saldo pode ser calculado como segue (HENDERSON-SELLERS, 1986):

$$\phi_N = \phi_s (1 - A) - (\phi_{ri} + \phi_{sf} + \phi_{lf}) \quad (2.4)$$

Onde ϕ_N é o saldo de energia disponível, ϕ_s é a radiação de onda curta incidente, A é o albedo da água (=0,07), ϕ_{ri} é o fluxo de onda longa, ϕ_{sf} é o fluxo de calor sensível e ϕ_{lf} é o fluxo de calor latente.

Entretanto, a troca de energia também ocorre via precipitação, perda de água por meio da evaporação, reações químicas e biológicas e conversão da energia cinética em termal. Esses termos são suficientemente pequenos para serem considerados (BOLSENGA, 1975; STURROCK et al., 1992; WINTER et al., 2003). Assim, para calcular a troca de calor, é necessário estimar a contribuição de cada componente da equação 2.4.

A radiação de onda curta (ϕ_s) tem origem no Sol e é transmitida para a superfície da Terra. Sua magnitude varia com a altitude solar, com o efeito da umidade da atmosfera e a reflexão da superfície da água. A radiação de onda curta pode ser medida diretamente, utilizando radiômetros. Onde isto não é possível, a radiação de onda curta pode ser estimada pela radiação que atinge a atmosfera terrestre e as condições atmosféricas que afetam a reflexão e a absorção. As condições atmosféricas que afetam a absorção da radiação de onda curta são processos complexos que são descritos com relações empíricas largamente utilizadas (HENDERSON-SELLERS, 1986). A quantidade de radiação solar que chega a superfície da água do reservatório pode ser estimada por (MARTIN E MCCUTCHEON, 1999):

$$\phi_s = H_0 a_t (1 - R_s) C_a \quad (2.5)$$

Onde ϕ_s é o fluxo de radiação de onda curta (Wm^{-2}), H_0 é a quantidade de radiação que chega ao topo da atmosfera (Wm^{-2}), a_t é o termo de transmissão atmosférica, R_s é o albedo ou coeficiente de reflexão, e C_a é a fração da radiação solar que não é absorvida por nuvens.

O fluxo de radiação de onda curta que chega ao topo da atmosfera é estimado por:

$$\phi_0 = \frac{H_{SC}}{r^2} \left\{ \text{sen}\left(\frac{\pi\theta}{180}\right) \text{sen}(\delta) + \frac{12}{\pi} \cos\left(\frac{\pi\theta}{180}\right) \cos(\delta) [\text{sen}(h_e) - \text{sen}(h_b)] \right\} \Gamma \quad (2.6)$$

Onde H_{SC} é a constante solar (1390 Wm^{-2}); r é a distância relativa entre a Terra e o Sol; θ é a latitude (em graus); δ é a declinação solar; h_e é o ângulo solar horário (em radiano) no final do período no qual ϕ_0 é calculado; h_b é o ângulo solar horário (radiano) no início do período no qual ϕ_0 é calculado e Γ é um fator de correção para a exposição diurna ao fluxo de radiação. A distância relativa Terra-Sol é estimada por:

$$r = 1.0 + 0.017 \cos\left[\frac{2\pi}{365}(186 - D_y)\right] \quad (2.7)$$

Em que D_y é o dia do ano (dia Juliano). A declinação solar¹ (δ) é calculada por:

$$\delta = \frac{23.45\pi}{180} \cos\left(\frac{2\pi}{365}(172 - D_y)\right) \quad (2.8)$$

O ângulo horário (em radiano) no início (h_b) e no final (h_e) do período no qual a radiação solar na atmosfera é calculada, é computado por:

$$h_b = \left[\frac{\pi}{12} ((h_r - 1) - \Delta t_s + a12) \right] + b(2\pi) \quad (2.9)$$

e,

$$h_e = \left[\frac{\pi}{12} (h_r - \Delta t_s + a12) \right] + b(2\pi) \quad (2.10)$$

Onde h_r é a hora do dia (de 1 a 24). O coeficiente $a = 1.0$ para $h_r \leq 12$ e $a = -1.0$ para $h_r > 12$. O coeficiente b varia com a magnitude da quantidade de radiação incidente para h_b e h_e . O coeficiente $b = -1$ se a quantidade $[] > 2\pi$, $b = 1$ para $[] < 0$, e $b = 0$ se não.

O parâmetro Δt_s é a fração do incremento de 15° para cada meridiano local a oeste do meridiano padrão para o fuso horário local. No Brasil, os meridianos padrões para o fuso horário local são a

¹ A declinação solar é o ângulo entre a linha que liga o centro da Terra e do Sol e o plano equatorial. Este ângulo muda a todo instante (Iqbal, 1983).

30°, 45°, 60° e 75°. Assim Δt_s é numericamente equivalente à fração de uma hora requerida para o Sol cruzar o céu entre o meridiano padrão e o meridiano local. A longitude do meridiano padrão (L_{sm} , graus) pode ser estimada de um valor inteiro da longitude do meridiano local (L_{lm} , graus) dividido por 15°, o qual é então multiplicado por 15°. A fração do meridiano local a oeste do meridiano padrão pode ser estimada por:

$$\Delta t_s = \frac{E_a}{15} (L_{sm} - L_{lm}) \quad (2.11)$$

Onde: $E_a = -1$ para longitude a oeste e $E_a = 1$ para longitude a leste do meridiano padrão.

Para calcular o fator de correção para exposição diurna Γ (equação 2.6) é necessário computar a hora padrão do nascer e do pôr-do-sol. Uma expressão pode ser obtida para a hora do nascer e do pôr-do-sol por meio da equação de altitude solar α , em radiano.

$$\alpha = \tan^{-1} \left(\frac{\alpha_1}{\sqrt{1 - \alpha_1^2}} \right) \quad (2.12)$$

Onde: $\alpha_1 = \left| \sin \left(\frac{\pi\theta}{180} \right) \sin(\delta) + \cos \left(\frac{\pi\theta}{180} \right) \cos(\delta) \cos(\omega) \right|$ em que ω é o ângulo horário ($\omega = h_e$ ou $\omega = \frac{(h_e + h_b)}{2}$). Para o pôr-do-sol o ângulo horário α é igual a zero, então,

$$0 = \sin \left(\frac{\pi\theta}{180} \right) \sin(\delta) + \cos \left(\frac{\pi\theta}{180} \right) \cos(\delta) \cos(h_e) \text{ ou } \cos(h_e) = - \frac{\sin \left(\frac{\pi\theta}{180} \right) \sin(\delta)}{\cos \left(\frac{\pi\theta}{180} \right) \cos(\delta)}.$$

O qual, utilizando a expressão para o ângulo horário, pode ser resolvido para o horário padrão de pôr-do-sol, t_{ss} :

$$t_{ss} = \frac{12}{\pi} \cos^{-1} \left(- \frac{\sin \left(\frac{\pi\theta}{180} \right) \sin(\delta)}{\cos \left(\frac{\pi\theta}{180} \right) \cos(\delta)} \right) + \Delta t_s + 12 \quad (2.13)$$

e para o nascer-do-sol, t_{su} :

$$t_{su} = -t_{ss} + 2\Delta t_s + 24 \quad (2.14)$$

O fator de correção Γ se torna 1,0 para a hora h_r onde $t_{su} < h_r < t_{ss}$ e 0 durante todos os outros horários.

A radiação que entra na atmosfera é subtraída pelo espalhamento e pela absorção. A fração da radiação que atinge a superfície da água do reservatório, após redução pelo espalhamento e pela absorção, pode ser estimada por (WRE, 1967):

$$a_t = \frac{a_2 + 0.5(1 - a_1 - c_d)}{1 - 0.5R_g(1 - a_1 - c_d)} \quad (2.15)$$

Onde c_d é um coeficiente de poeira atmosférica, que varia de 0,0 a 0,13 (WRE, 1967) e um valor típico de 0,06; e R_g é a refletividade no terreno, o qual sofre influência do tipo de cobertura da superfície (valores de R_g podem ser obtidos em EIKER, 1972); a_1 e a_2 são medias do coeficiente de transmitância atmosférica que variam com o conteúdo de umidade na atmosfera e a espessura ótica². Brown e Barnwell (1987) usaram o coeficiente de reflexão R_s , descrito na equação 2.23, ao invés de R_g na equação 2.15. O coeficiente médio de transmissão atmosférica depois do espalhamento e da absorção é obtido por (EIKER, 1972):

$$a_2 = \exp[-(0,465 + 0,134P_{wc})(0,179 + 0,421 \exp(-0,721\theta_{am}))\theta_{am}] \quad (2.16)$$

e o coeficiente atmosférico médio é obtido por:

$$a_1 = \exp[-(0,465 + 0,134P_{wc})(0,129 + 0,171 \exp(-0,88\theta_{am}))\theta_{am}] \quad (2.17)$$

Onde θ_{am} é a espessura ótica, e P_{wc} é a média diária de conteúdo de água precipitável na atmosfera, e pode ser estimada por:

$$P_{wc} = 0,85 \exp(0,11 + 0,0614T_d) \quad (2.18)$$

Onde T_d é a temperatura de ponto de orvalho (°C), e é calculada de acordo com Chapra (1997):

$$T_d = \frac{237,3}{\frac{17,27}{\ln\left(\frac{e_a}{4,596}\right)} - 1} \quad (2.19)$$

Onde e_a é a pressão de vapor do ar (mmHg), calculado por:

$$e_a = \frac{R_h e_s}{100} \quad (2.20)$$

Onde R_h é a umidade relativa (%) e e_s é a pressão de saturação de vapor (mmHg) obtida por:

$$e_s = 4,596 \exp^{\frac{17,27T}{237,3+T}} \quad (2.21)$$

Onde T é a temperatura do ar (°C).

A espessura ótica θ_{am} é estimada utilizando a elevação do reservatório (Z) e a altitude solar (α):

² Medida da quantidade de matéria opticamente ativa atravessada por um feixe de radiação.

$$\theta_{am} = \frac{\left(\frac{288 - 0,0065Z}{288}\right)^{5,256}}{\text{sen}(\alpha) + 0,15\left(\frac{\alpha 180}{\pi} + 3,855\right)^{-1,253}} \quad (2.22)$$

O albedo ou fração de reflexão da radiação solar na superfície da água R_s é estimada por:

$$R_s = a\left(\frac{180}{\pi}\alpha\right)^b \quad (2.23)$$

Onde α é a altitude solar (em radiano), a e b são coeficientes que dependem da cobertura de nuvens. Valores típicos desses coeficientes são fornecidos na Tabela 2.1.

TABELA 2.1: Valores dos Coeficientes a e b para descrição da reflexão da radiação solar.

Descrição	Fração de cobertura de nuvem (C)	a	b
Nublado	$C > 0,9$	0,33	-0,45
Parcialmente Nublado	$0,5 < C < 0,9$	0,95	-0,75
Disperso	$0,1 < C < 0,5$	2,20	-0,97
Limpo	$C < 0,1$	1,18	-0,77

FONTE: Marciano e Harbeck (1954).

A fração de cobertura de nuvem pode ser calculada como descrito em Reed e Stabeno (2002):

$$C = 1,61\left(1 - \frac{\phi_s}{\phi_{swc}} + 0,0019\alpha\right) \quad (2.24)$$

Onde: ϕ_s é a média diária de fluxo de onda curta observada (Wm^{-2}); ϕ_{swc} é o fluxo de onda curta para céu limpo (Wm^{-2}) e α é a altitude solar ao meio-dia (em graus). No entanto, esta equação para estimativa da fração de cobertura de nuvem (C) depende do fluxo médio diário de onda curta (ϕ_s) o qual só pode ser calculado se já existir o valor de C. O ϕ_{swc} pode ser determinado por meio do modelo de Seckel e Beaudry (1973):

$$\phi_{swc} = A_0 + A_1 \cos \varphi + B_1 \sin \varphi + A_2 \cos 2\varphi + B_2 \sin 2\varphi \quad (2.25)$$

Onde $\varphi = (t-21)(360/365)$ e t é o dia do ano (dia Juliano); $A_0 = -15,82 + 326,87 \cos L$; $A_1 = 9,63 + 192,44 \cos(L+90)$; $B_1 = -3,27 + 108,70 \sin L$; $A_2 = -0,64 + 7,80 \sin 2(L-45)$; $B_2 = -0,50 + 14,42 \cos 2(L-5)$ e L é a latitude.

A fração da radiação de onda curta que passa pelas nuvens (não absorvido) é dada por:

$$C_a = 1 - 0,65C^2 \quad (2.26)$$

A diferença na radiação solar no topo da atmosfera (H_0) *versus* a radiação solar na superfície da água é a radiação absorvida pelas nuvens e pela atmosfera. Esta radiação atmosférica é então refletida em comprimentos de onda mais longos. A radiação atmosférica de onda longa é freqüentemente a maior fonte de calor na superfície da água em dias nublados (IQBAL, 1983).

A magnitude da radiação de onda longa varia diretamente com a umidade atmosférica, mas é afetado em menor grau pelo ozônio, dióxido de carbono e outros materiais (BROWN e BARNWELL, 1987). A radiação de onda longa (ϕ_{ri}) pode ser estimada por meio da equação descrita em Large et. al. (1997) utilizando a lei de Stefan-Boltzmann (SLATER, 1980):

$$\phi_{ri} = \varepsilon\sigma T_s^4 (0,39 - 0,05e_a^{0,5})(1 - \lambda C) + 4\varepsilon\sigma T_s^3 (T_s - T_a) \quad (2.27)$$

Onde ε é a emissividade da água (0,97), σ é a constante de Stefan-Boltzmann ($5,67 \times 10^{-8} \text{ Wm}^{-2}\text{K}^{-4}$), T_s é a temperatura da superfície da água ($^{\circ}\text{C}$), T_a é a temperatura do ar ($^{\circ}\text{C}$), e_a é a pressão parcial de vapor (mb) calculada de acordo com Lowe (1977), C é a fração de cobertura de nuvem e λ é um fator de correção, calculados de acordo com Reed (1977).

A transferência de calor sensível, o transporte de calor devido à convecção e condução é um componente relativamente pequeno do balanço de calor que ainda é pouco entendido (HENDERSON-SELLERS, 1986).

A interação do vento com ondas de superfície do corpo d'água domina o transporte turbulento do calor da superfície enquanto modifica a característica da superfície e o transporte turbulento de calor na água. As ondas de superfície aumentam a área da superfície para troca de calor, enquanto ocorre um aumento da taxa de transporte. O fluxo de calor sensível ϕ_{sf} pode ser estimado por (LARGE et al. 1997):

$$\phi_{sf} = \rho_a c_p c_H \left| \vec{V} \right| (T_s - T_a) \quad (2.28)$$

Onde ρ_a é a densidade do ar (Kgm^{-3}), c_p é o calor específico do ar ($1,005 \times 10^3 \text{ JKg}^{-1}\text{K}^{-1}$), c_H é o coeficiente de troca turbulenta ($1,1 \times 10^{-3}$), $\left| \vec{V} \right|$ é a velocidade do vento (ms^{-1}).

Quando a água evapora, ocorre uma perda de calor pelo corpo d'água, chamada fluxo de calor latente ϕ_{lf} . A quantidade de evaporação é proporcional ao gradiente de pressão de vapor de água

entre a água e a atmosfera. A evaporação é um gradiente entre a pressão de saturação de vapor na temperatura da superfície da água e a pressão de vapor real na temperatura do ar (Lei de Dalton). Sob condições de calmaria, um equilíbrio entre a pressão de vapor da água e o ar imediatamente acima da superfície da água é alcançado rapidamente. A razão de difusão do vapor da camada superficial controla a razão de evaporação. Entretanto, a turbulência induzida pelo vento tanto na água como no ar aumenta o transporte de vapor. Conseqüentemente, a taxa de transferência é uma função da velocidade do vento próximo da superfície da água (TUCCI, 2001).

A relação entre o movimento do vento sobre a superfície da água, a turbulência gerada no ar e na água, e a evaporação é bastante complexa (MARTIN e MCCUTCHEON, 1999). O fluxo de calor latente pode ser estimado como segue (LARGE et al. 1997):

$$\phi_{lf} = \rho_a c_E L \left| \vec{V} \right| \left[e_{sat}(T_s) - r e_{sat}(T_a) \right] \frac{0,622}{\rho_a} \quad (2.29)$$

Onde c_E é o coeficiente de troca turbulenta ($1,1 \times 10^{-3}$), L é o calor latente de evaporação ($2,50 \times 10^6$ J Kg⁻¹), ρ_a é a pressão atmosférica (mb), T_s é a temperatura da água (°C), T_a é a temperatura do ar (°C) e r é a umidade relativa do ar.

2.3. Análise de Séries Temporais

A maioria das áreas de estudo em geociências utiliza medidas obtidas a partir de instrumentação digital com alta sensibilidade e com alta resolução nos domínios temporal, espacial e espectral. Desta forma, as atuais observações *in situ* e métodos sofisticados de processamento, visualização e análise têm gerado séries temporais com alto grau de complexidade e em grande quantidade. Portanto, além das técnicas estatísticas tradicionais (como: análise da autocorrelação e estimativa de momentos a partir de distribuições de densidade de probabilidades e suas respectivas leis de potência) se faz necessária a caracterização de outros parâmetros a partir das flutuações não-lineares, quebras de simetria, memória de médio e alto alcance e regimes intermitentes que podem estar presentes na variabilidade das séries (HEGGER et al., 1999).

Em muitas aplicações as séries temporais podem ser vistas como uma combinação de componentes periódicas ou quase-periódicas os quais são sobrepostos em uma tendência de longo período e ruídos aleatórios de alta frequência. As componentes periódicas são assumidas como sendo fixas, ou que suas amplitudes e fases variam devagar sobre o comprimento de um registro. As tendências parecem incluir um pequeno deslocamento das características do sensor ou um componente de longo período de variabilidade o qual não pode ser resolvido pela série de dados. Os ruídos incluem contribuições aleatórias de um sensor ou instrumento aleatório, assim como componentes frequentes que estão imediatamente fora do intervalo de interesse. A análise de Fourier é um dos

métodos mais comuns de identificação de componentes periódicos em séries temporais quase-estacionárias.

2.3.1. Transformada de Fourier (TF)

A premissa básica da análise de Fourier é de que qualquer comprimento finito, series temporais infinitamente repetidas, $y(t)$, definido sobre um intervalo principal $[0, T]$ pode ser reproduzida utilizando uma soma linear de senos e cossenos, ou séries de Fourier, com a forma:

$$y(t) = \overline{y(t)} + \sum_p [A_p \cos(\omega_p t) + B_p \text{sen}(\omega_p t)] \quad (2.30)$$

Onde \overline{y} é o valor médio da série, A_p e B_p são constantes (os coeficientes de Fourier), e a frequência angular específica, ω_p , são inteiros ($p = 1, 2, 3, \dots$) múltiplos da frequência fundamental,

$\omega_p = 2\pi f_1 = \frac{2\pi}{T}$, em que T é o comprimento total da série temporal.

Seja $y(t)$ uma série temporal contínua de amplitude e duração finitas. Se y é periódico, há um período T como $y(t) = y(t+T)$ para todo t . Ou seja, as funções periódicas são senos e cossenos, as quais possuem importantes propriedades:

- um número finito de coeficientes de Fourier consegue um erro quadrático médio entre o dado original e uma função de ajuste da série temporal;
- as funções são ortogonais, então os coeficientes para uma dada frequência podem ser determinados independentemente.

A obtenção dos coeficientes A_p , se faz pela multiplicação da equação (2.30) pelo $\cos(\omega_p t)$. Utilizando a condição de ortogonalidade para o produto das funções trigonométricas (a qual necessita que os argumentos trigonométricos cubram um número inteiro exato de 2π ciclos sobre o intervalo $(0, T)$), temos:

$$A_p = \frac{2}{T} \int_0^T y(t) \cos(\omega_p t) dt, \quad p = 0, 1, 2, \dots \quad (2.31)$$

e,

$$B_p = \frac{2}{T} \int_0^T y(t) \text{sen}(\omega_p t) dt, \quad p = 0, 1, 2, \dots \quad (2.32)$$

Onde a integral para $p = 0$ na equação (2.31) é igual a $A_0 = 2\bar{y}$, ou seja, duas vezes o valor médio de $y(t)$ para a série. Desde que cada par de coeficientes (A_p e B_p) esteja associado com uma frequência ω_p , a amplitude dos coeficientes fornece uma medida da importância relativa de cada frequência componente de toda variabilidade do sinal. Por exemplo, se $(A_6^2 + B_6^2)^{\frac{1}{2}} \gg (A_2^2 + B_2^2)^{\frac{1}{2}}$ é esperado que exista mais ‘energia espectral’ na frequência ω_6 do que na frequência ω_2 . Aqui, a energia espectral se refere ao quadrado das amplitudes dos coeficientes de Fourier, a qual representa a variância, e conseqüentemente a energia, para uma porção da série temporal.

Os componentes providos pela análise de Fourier podem ser utilizados para a reconstrução de cada valor da série temporal de forma acurada sobre seu intervalo principal. Pelo mesmo princípio, a contribuição relativa que um dado componente possui sobre a variância total da série temporal pode ser mensurada por meio da técnica da análise espectral.

Especificamente, a coleção de componentes de Fourier com amplitudes A_p , B_p forma um periodograma; o qual define a contribuição que cada componente oscilatório ω_p tem sobre a energia total do sinal observado. Assim, é possível utilizar os componentes de Fourier para estimar o espectro de energia (energia por unidade de comprimento de frequência) da série. Desde que A_p e B_p sejam especificados, teremos dois graus de liberdade por espectro estimado derivado dos dados originais.

A análise espectral é utilizada para particionar a variância de uma série temporal como uma função da frequência. A análise espectral é a análise de padrões cíclicos na série temporal. A proposta da análise espectral é a de identificar as flutuações sazonais de comprimentos diferentes, quando nos tipos anteriores de análise, o comprimento sazonal for conhecido (ou suposto) a priori e é incluído em algum modelo teórico de médias móveis ou de autocorrelações.

2.3.2. Transformada de Ondaleta (TO)

Essa sessão trata da fundamentação teórica sobre a Transformada de Ondaleta (TO) com um detalhamento da análise do Espectro de Energia da Ondaleta (EEO). As equações encontradas nessa sessão foram adaptadas para a notação discreta (TORRENCE e COMPO, 1998) por meio das equações contínuas encontradas em Daubechies (1988).

A TO tem sido utilizada para analisar séries temporais que contém energia não-estacionária em diferentes frequências (DAUBECHIES, 1988). Supõe-se uma série temporal, x_n , com igual intervalo de tempo δt e $n = 0 \dots N - 1$. Supõe-se também que esta série temporal possui uma função ondaleta, $\psi_0(n)$, que depende de um parâmetro de tempo adimensional n .

Para ser admissível como uma ondaleta, essa função tem que possuir média zero e estar localizada tanto no tempo como na frequência (FARGE, 1992).

O termo função da ondaleta é utilizado genericamente para se referir a ondaleta tanto ortogonais como não-ortogonais. O termo ondaleta base se refere somente a um conjunto de funções ortogonais. O uso de uma ondaleta de base ortogonal implica no uso da *transformada discreta de ondaleta*, enquanto que uma função ondaleta não-ortogonal pode ser utilizada tanto com a *transformada discreta quanto com a contínua*.

A transformada de ondaleta discreta é utilizada comumente para decomposição e filtragem de qualquer série temporal. Já a transformada contínua é utilizada para visualizar, em um diagrama tridimensional, a relação existente entre as componentes de diferentes frequências em função da escala de tempo do sinal estudado (exemplo: ondaleta de Morlet, e a ondaleta Chapéu Mexicano).

A TO continua de uma seqüência discreta x_n é definida como a convolução³ de x_n com uma versão escalada e transladada de $\psi_0(\eta)$:

$$w_n(s) = \sum_{n=0}^{N-1} x_n \cdot \psi^* \left[\frac{(n'-n)\delta t}{s} \right] \quad (2.33)$$

onde: o * indica o complexo conjugado⁴.

Variando a escala da ondaleta, s , e transladando ao longo do índice de tempo localizado, n , se constrói um gráfico mostrando tanto a amplitude de algumas características *versus* a escala e como essa amplitude varia com o tempo. Entretanto é possível calcular a TO utilizando a equação 2.33, sendo consideravelmente mais rápido fazer os cálculos no espaço de Fourier. Para aproximar-se da transformada contínua de ondaleta, a convolução deve ser realizada N vezes para cada uma das escalas, onde N é o número de pontos na série temporal (KAISER, 1994). Pela escolha de N pontos, o teorema de convolução permite que se faça N convoluções simultaneamente no espaço de Fourier utilizando-se uma Transformada de Fourier Discreta (TFD). A TFD de x_n é :

$$\hat{x}_k = \frac{1}{N} \sum_{n=0}^{N-1} x_n e^{-2\pi i kn / N} \quad (2.34)$$

onde: $k = 0 \dots N - 1$ é o índice de frequência.

³ A notação para a convolução de f e g é $f * g$. Ela é definida como a integral do produto de uma das funções com uma cópia revertida e deslocada da outra. A função resultante depende do valor deste deslocamento.

⁴ Define-se o número complexo conjugado de um número complexo z , representado por z^* , como: $z^* = \text{Re}(z) - i\text{Im}(z)$. Dessa forma, o produto de um número z por seu conjugado z^* é um número real positivo definido, igual a zero se e somente se o número z é zero: $zz^* = x^2 + y^2$.

No limite contínuo, a transformada de Fourier de uma função $\psi(t/s)$ é dada por $\hat{\psi}(s\omega)$. Pelo teorema da convolução, a TO é o inverso da transformada de Fourier do produto:

$$w_n(s) = \sum_{k=0}^{N-1} x \hat{\psi}^*(s\omega_k) e^{i\omega_k n \delta t} \quad (2.35)$$

onde a frequência angular é definida como:

$$\omega_k = \pm \frac{2\pi k}{N\delta t} : k \leq \frac{N}{2} \quad (2.36)$$

Utilizando-se a equação 2.35 e uma rotina padrão da transformada de Fourier, se calcula a TO continua (para uma dada escala s) para todo n simultânea e eficientemente.

2.3.2.1. Normalização

A função ondaleta em cada escala, s , é normalizada para ter energia unitária:

$$\hat{\psi}(s\omega_k) = \left(\frac{2\pi s}{\delta t}\right)^{1/2} \hat{\psi}_0(s\omega_k) \quad (2.37)$$

2.3.2.2. Espectro de Energia da Ondaleta (EEO)

Porque a função ondaleta $\psi(\eta)$ é em geral complexa, a TO $W_n(s)$ é também complexa. A transformada é então dividida em parte real $\Re\{W_n(s)\}$ e parte imaginária $\Im\{W_n(s)\}$, ou amplitude, $|W_n(s)|$, e fase, $\tan^{-1}[\Im\{W_n(s)\}/\Re\{W_n(s)\}]$. Finalmente, se pode definir o espectro de energia da ondaleta como $|W_n(s)|^2$.

2.3.2.3. Função Ondaleta

Um passo crítico na análise de ondaleta é o fato da escolha da função ondaleta, $\psi_0(\eta)$ ser arbitrária. Segundo FARGE (1992) esse problema é verificado na escolha arbitrária de outras transformadas tais como, Fourier, Bessel, Legendre, etc. A escolha da ondaleta de investigação ainda constitui questão aberta na análise do sinal e está relacionada com o problema que se deseja estudar. Assim, desde que sejam conhecidas as características gerais do sinal a ser investigada, a opção pela ondaleta de análise deverá ser efetuada de tal forma que esta possua atributos similares aos do sinal (tais como assimetria ou não, variação brusca ou suave no tempo).

2.3.2.4. Cone de influência

O Cone de Influência (COI) é a região do espectro de ondaleta em que os efeitos de borda se tornam importantes. É definido aqui como o *e-folding time* para a autocorrelação da energia de ondaleta em cada escala.

2.3.3. Transformada Cruzada de Ondaleta (TCO)

A transformada cruzada de ondaleta de duas séries temporais x_n e y_n é definido como $W^{xy} = W^x W^{y*}$, onde $*$ é o complexo conjugado; então a energia da ondaleta cruzada pode ser definida como $|W^{xy}|$ (GRINSTED et al. 2004). O argumento complexo $\arg(W^{xy})$ pode ser interpretado como a fase relativa local entre x_n e y_n no espaço tempo-frequência. A distribuição teórica da energia da ondaleta cruzada de duas séries temporais, P_k^x e P_k^y é dada por (TORRENCE e COMPO, 1998):

$$D\left(\frac{|W_n^x(s)W_n^{y*}(s)|}{\sigma_x \sigma_y} < p\right) = \frac{Z_v(p)}{v} \sqrt{P_k^x P_k^y} \quad (2.38)$$

Onde $Z_v(p)$ é o nível de confiança associado com a probabilidade p para uma função de densidade de probabilidade definida pelo produto da raiz quadrada de duas distribuições χ^2 . A ondaleta cruzada mostra regiões com alta energia entre duas séries temporais.

2.3.3.1. O Ângulo de Fase da Transformada Cruzada de Ondaleta

O conhecimento da diferença de fase entre duas séries temporais é de grande importância para quantificar e qualificar a relação entre elas em termos da propagação de seus ciclos de oscilação. Para isso, é necessário estimar a média e o intervalo de confiança da diferença de fase entre as séries, o que significa usar a média circular da fase sobre regiões com significância estatística maiores que 5% e, que estejam fora do COI, o que quantificará a relação de fase. Entenda-se que 5% de significância estatística equivalem a 95% de confiança estatística.

A média circular, ou ângulo médio de um conjunto de ângulos $(a_i, i = 1 \dots n)$ é definido como segue (ZAR, 1999):

$$am = \arg(X, Y), \text{ com } X = \sum_{i=1}^n \cos(a_i) \text{ e } Y = \sum_{i=1}^n \text{sen}(a_i) \quad (2.39)$$

De acordo com Grinsted et al. (2004) é difícil calcular o intervalo de confiança do ângulo médio, pois as fases dos ângulos não são independentes. O número de ângulos utilizados neste cálculo pode ser aumentado simplesmente com o aumento da resolução. Entretanto, é interessante conhecer o espalhamento em torno da média. Para isto se define o desvio padrão circular como:

$$s = \sqrt{-2 \ln \left(\frac{R}{n} \right)} \quad (2.40)$$

Onde $R = \sqrt{X^2 + Y^2}$. O desvio padrão circular é similar ao desvio padrão linear, variando de zero a ∞ . Os resultados são similares ao desvio linear quando os ângulos estão distribuídos próximos do ângulo médio.

2.3.3.2. Transformada Coerência

A Transformada Coerência (TC) mostra como o próprio nome sugere o grau de coerência entre duas séries temporais, não necessariamente determina a co-variabilidade na energia entre elas. A TC ainda pode ser interpretada como a medida da coerência entre duas ondaletas simples em tempo-frequência. Para o caso de duas séries temporais, esta explica quanto da variabilidade de uma determinada variável pode ser explicada pela variabilidade da outra. De acordo com Torrence and Webster (1998) TC pode ser definida como:

$$R_n^2(s) = \frac{|S(s^{-1}W_n^{xy}(s))|^2}{S(s^{-1}|W_n^x(s)|^2) \cdot S(s^{-1}|W_n^y(s)|^2)} \quad (2.41)$$

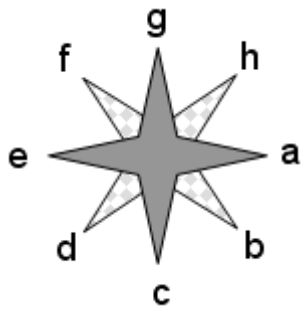
Onde S é o operador de suavização.

Observe que esta definição se assemelha ao tradicional coeficiente de correlação (Pearson), e é interessante pensar na coerência como um coeficiente de correlação localizado em tempo-frequência.

2.3.3.3. Interpretação dos Vetores de Fase

Tanto na TCO, quanto na TC pode-se ver a relação de fase entre as variáveis analisadas, através de vetores que determinam o atraso temporal de resposta de uma série em relação à outra, ou simplesmente, a relação de fase entre ambas. Assim, para uma completa interpretação da diferença de fase entre as séries analisadas, deve-se seguir o diagrama da Figura abaixo que mostra a forma de orientação dos vetores entre duas séries temporais. Uma observação importante é a de que se deve

saber qual série temporal é processada primeiramente, para que seja válido o esquema da Figura 2.1.



- a: série 1 e 2 completamente em fase;
- b: série 2 avançada 45° da Série 1;
- c: série 2 avançada 90° da Série 1;
- d: série 2 avançada 135° da Série 1;
- e: série 1 e Série 2 estão em fase completamente opostas;
- f: série 2 defasada 225° da série 1;
- g: série 2 defasada 90° da série 1;
- h: série 2 defasada 45° da série 1.

Figura 2.1: Relação do ângulo de fase entre duas séries temporais.

Observe ainda que essa relação de ângulo de fase possa ser mais bem explorada para fins de discussão dos resultados transformando o ângulo de fase ou anti-fase em tempo, como segue:

$$f_T = \frac{\Theta T}{360^\circ} \quad (2.42)$$

Onde Θ é o ângulo de fase e T é o período (tempo).

CAPÍTULO 3

MATERIAL E MÉTODOS

3.1. Área de Estudo

O Reservatório Hidrelétrico de Itumbiara (18°25'S, 49°06'W) está localizado no bioma cerrado, na divisa dos estados de Minas Gerais, no Triângulo Mineiro, e Goiás e é formado principalmente pelo represamento dos rios Paranaíba, Araguari e Corumbá. Possui forma dendrítica, com 740 Km² de área inundada, 17,03 bilhões de m³ de volume de água, e aproximadamente 80 m de profundidade máxima durante a cheia, e 70 m durante a seca (Figura 3.1).

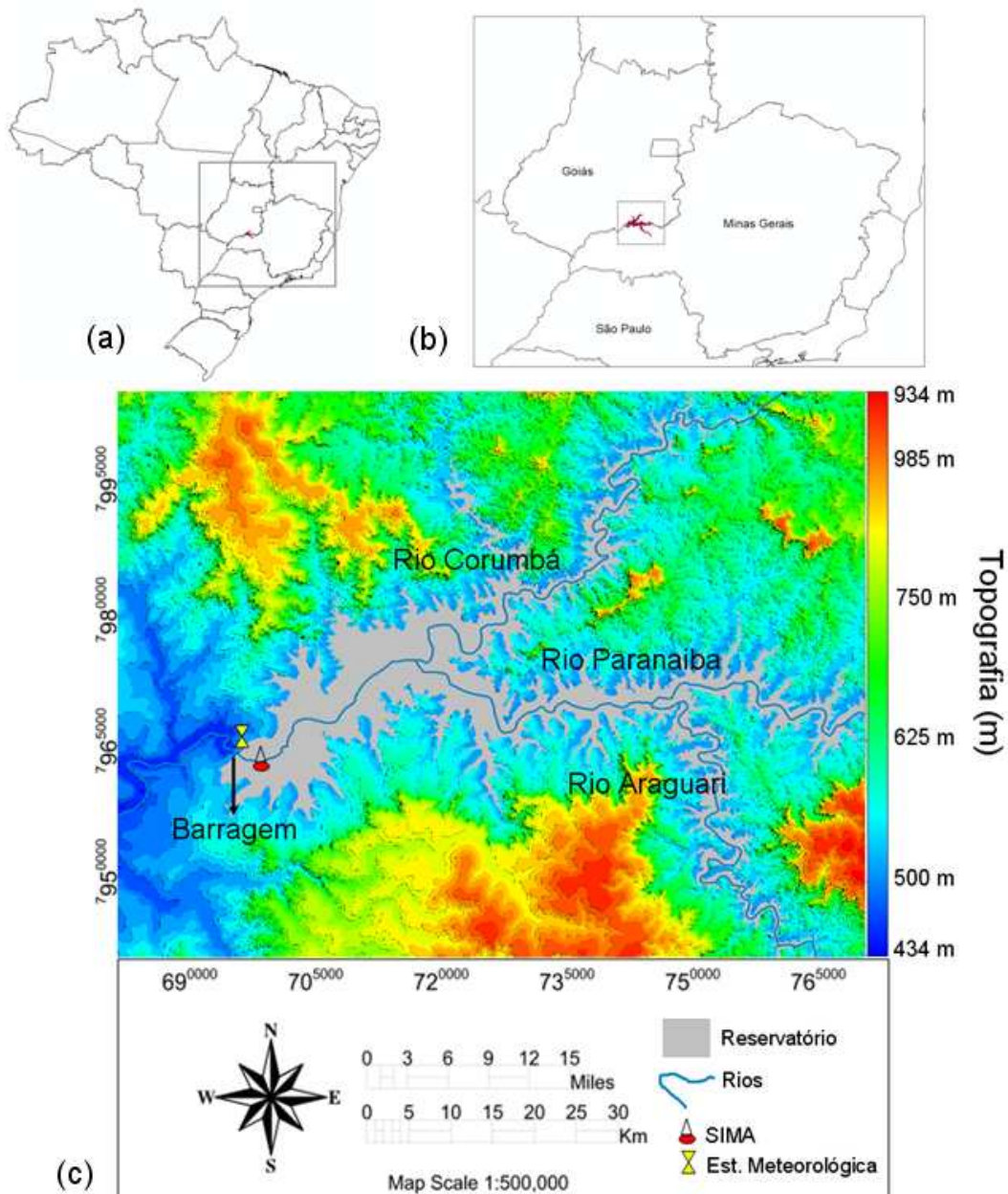


Figura 3.1: Localização do reservatório de Itumbiara na região central do Brasil (a), no contexto do estado do Goiás (b) a extensão da área inundada pelo reservatório, topografia e a localização da estação meteorológica e da bóia de monitoramento automático SIMA (c).

O reservatório foi construído em 1979 e iniciou sua operação em 1980. A figura 3.2 mostra a área do reservatório antes e após a inundação.

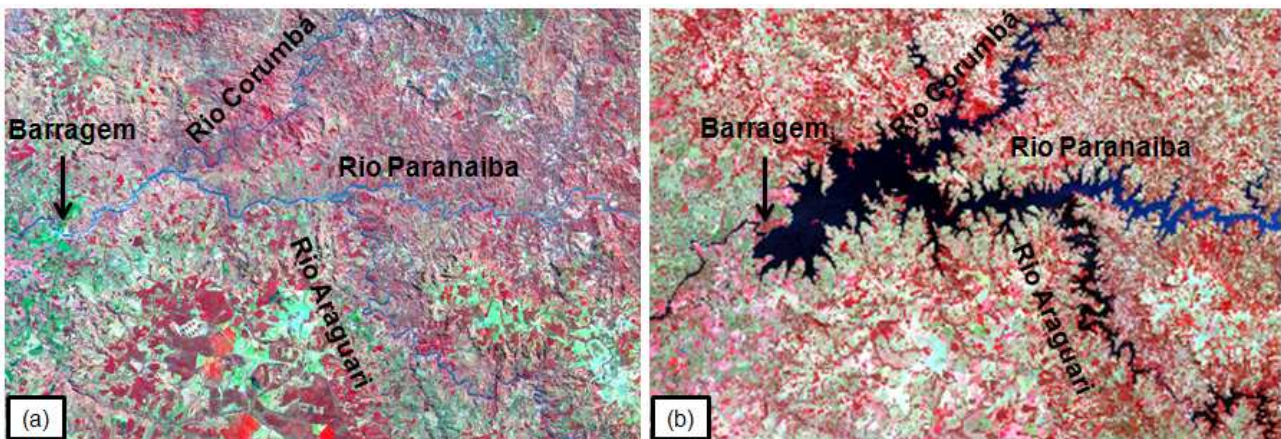


Figura 3.2: (a) Imagem MSS-Landsat-3 de 11/08/1978 (composição B4-B, B5-G, B6-R) mostrando a área antes da inundação e (b) imagem TM-Landsat-5 de 26/05/2007 (composição B2-B, B3-G, B4-R) mostrando a área inundada. A figura também mostra a localização da barragem e os principais rios.

O clima na região do reservatório é caracterizado por uma precipitação que varia de 2mm durante a estação seca (maio – setembro) a 315mm na estação chuvosa (outubro – abril). Durante a estação chuvosa a intensidade dos ventos varia de 1,6 a 2,0 ms^{-1} , podendo alcançar 3,0 ms^{-1} durante a estação seca (Figura 3.3-a). A temperatura do ar durante a estação chuvosa pode variar de 25 a 26,5°C e atingir o mínimo em Junho (21°C) na estação seca. A umidade relativa do ar possui uma variação cujo padrão é similar à temperatura do ar, com uma pequena variação no valor mínimo em setembro (47%); durante a estação chuvosa a umidade pode atingir 80% (Figura 3.3-b).

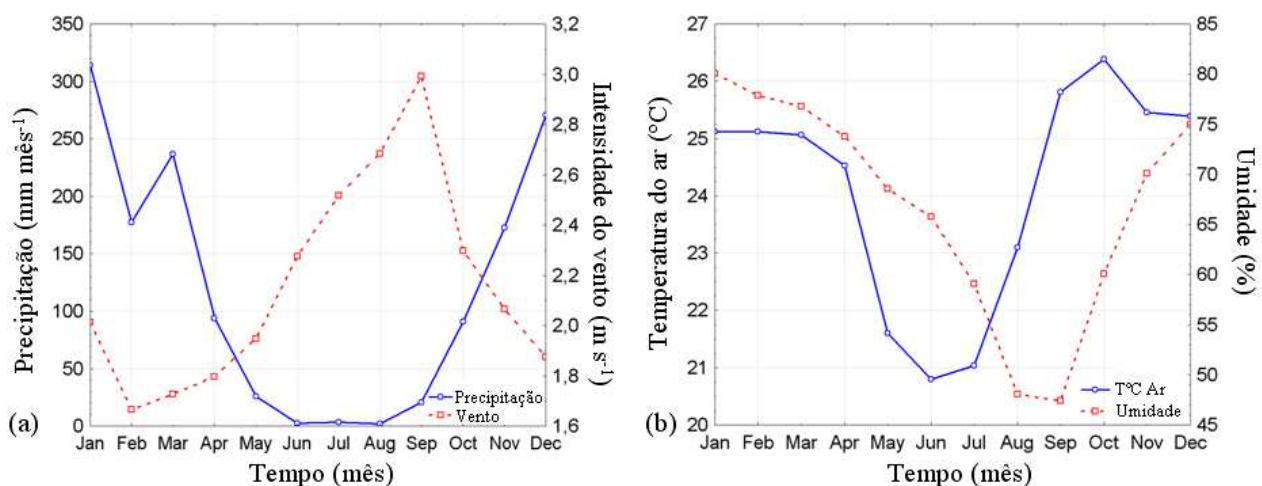


Figura 3.3: Caracterização climática da área do reservatório de Itumbiara por meio de uma média de 2003 a 2008.

Esse padrão hidro-climático e a rotina de operação do reservatório para geração de energia elétrica conduz a variação de nível da água no reservatório, e pode ser visualizado por meio da Figura 3.4.

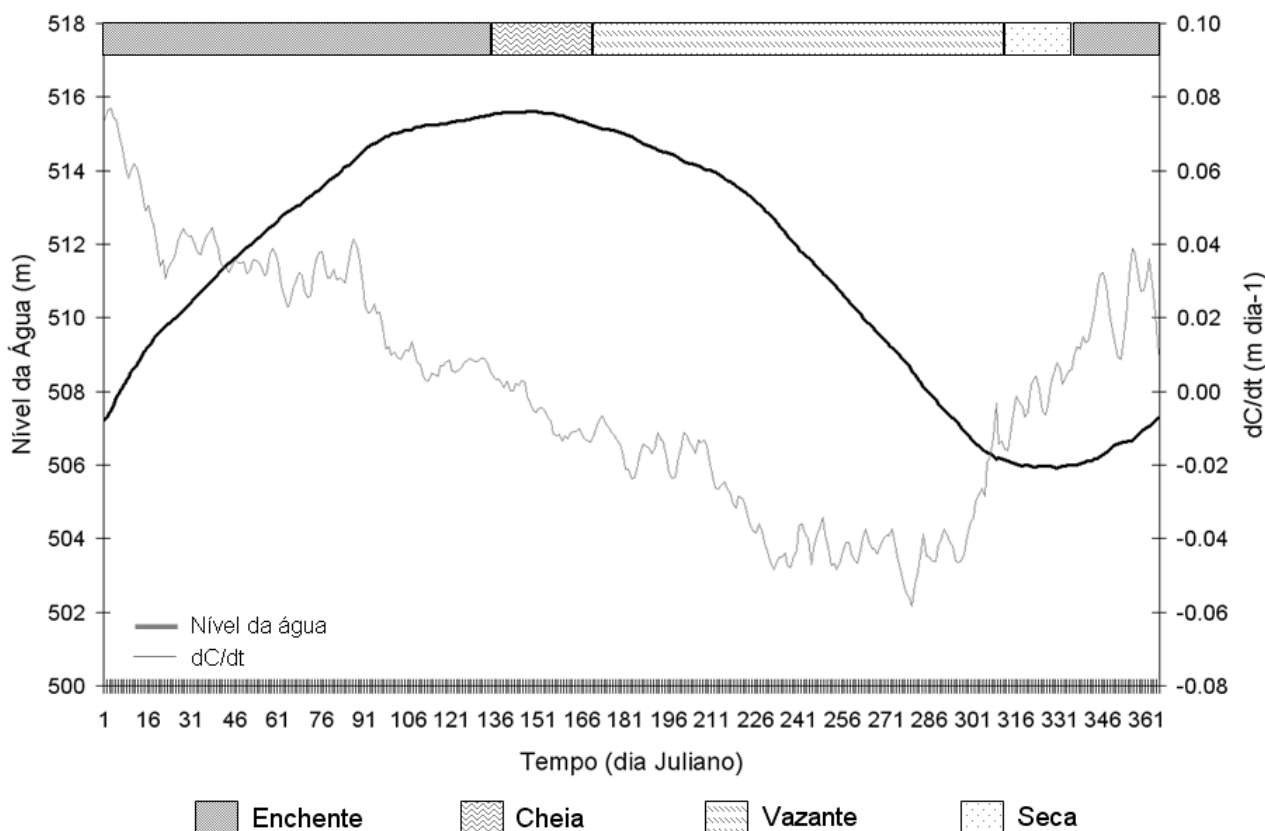


Figura 3.4: Variação média diária (2003-2008) do nível da água (C) no reservatório e sua variação no tempo (t).

Tomando como base a taxa de variação do nível da água no reservatório ($\frac{dC}{dt}$) é possível classificar os estágios da água de acordo com o sugerido por Barbosa et al. (2006). O nível da água começa a subir em dezembro e se estende até maio (com taxa de variação média para o período de $\frac{dC}{dt} = 0,031$ m dia⁻¹); de maio a junho o reservatório atinge o seu máximo de armazenamento de água (taxa de variação de aproximadamente 0,006 m dia⁻¹). Devido ao uso da água armazenada para geração de energia e abastecimento e às taxas de evaporação, o nível da água baixa até novembro (taxa de variação de aproximadamente 0,032 m dia⁻¹) e atinge seu menor nível de armazenamento em dezembro (taxa de variação de aproximadamente 0,023 m dia⁻¹). Esses dados foram úteis na seleção da melhor época para a amostragem de profundidades no reservatório.

3.2. Levantamento Batimétrico

A primeira campanha de campo para amostragem das profundidades no reservatório foi realizada entre 11-15 de maio de 2009, quando o nível da água pode ser considerado máximo (ver Figura 3.4). Como não foi possível cobrir toda a área do corpo principal do reservatório com apenas uma campanha de campo, uma segunda campanha foi realizada entre 11-16 de Agosto de 2009.

O meio convencional de medir a profundidade de corpos d'água é por meio de transectos utilizando cordas graduadas com um peso na ponta, a qual é baixada até o fundo do corpo d'água e sua posição (latitude/longitude) é anotada em conjunto com a profundidade do ponto. Um recente desenvolvimento tecnológico nos levantamentos batimétricos é o uso de um Sonar (*Sound Navigation and Ranging*) montado em uma embarcação, comumente chamado de ecobatímetro; este é acoplado a um GPS (Sistema de Posicionamento Global) podendo operar em duas frequências 50 e 200 KHZ. Estes sistemas têm a opção de gravar automaticamente uma série de dados (x,y,z) em um cartão de memória o qual pode ser facilmente acessado via software proprietário (MERWADE, 2009). A amostragem de profundidade no corpo principal do reservatório foi realizada utilizando um ecobatímetro LMS-525 da marca Lowrance.

Para delimitação do limite entre terra firme e área inundada no reservatório uma cena do sensor TM a bordo do Landsat-5 de 26 de maio de 2007 (período de máximo nível de água no reservatório) foi adquirida. Depois de identificada a época do ano em que o máximo nível de água ocorre, a cena do sensor TM/Landsat-5 da área de estudo foi georreferenciada. Nesta cena foi aplicado o índice NDWI (*Normalized Difference Water Index*, MCFEETERS, 1996) o qual tem como objetivo delimitar o que é água e o que não é; gerando uma máscara de terra. Esta cena TM foi utilizada para a construção das rotas ou malhas de amostragem de profundidades (Figura 3.5).

As rotas apresentadas na Figura 3.5 foram exportadas para o GPS por meio do software GPS TrackMaker. Em campo, de posse do GPS com as rotas e o ecobatímetro montado no barco, foi necessário apenas seguir as rotas e fazer a aquisição das profundidades que eram gravadas automaticamente pelo próprio equipamento por meio de um cartão de memória MMC. Estando esses dados em um formato adequado, o próximo passo é a interpolação.

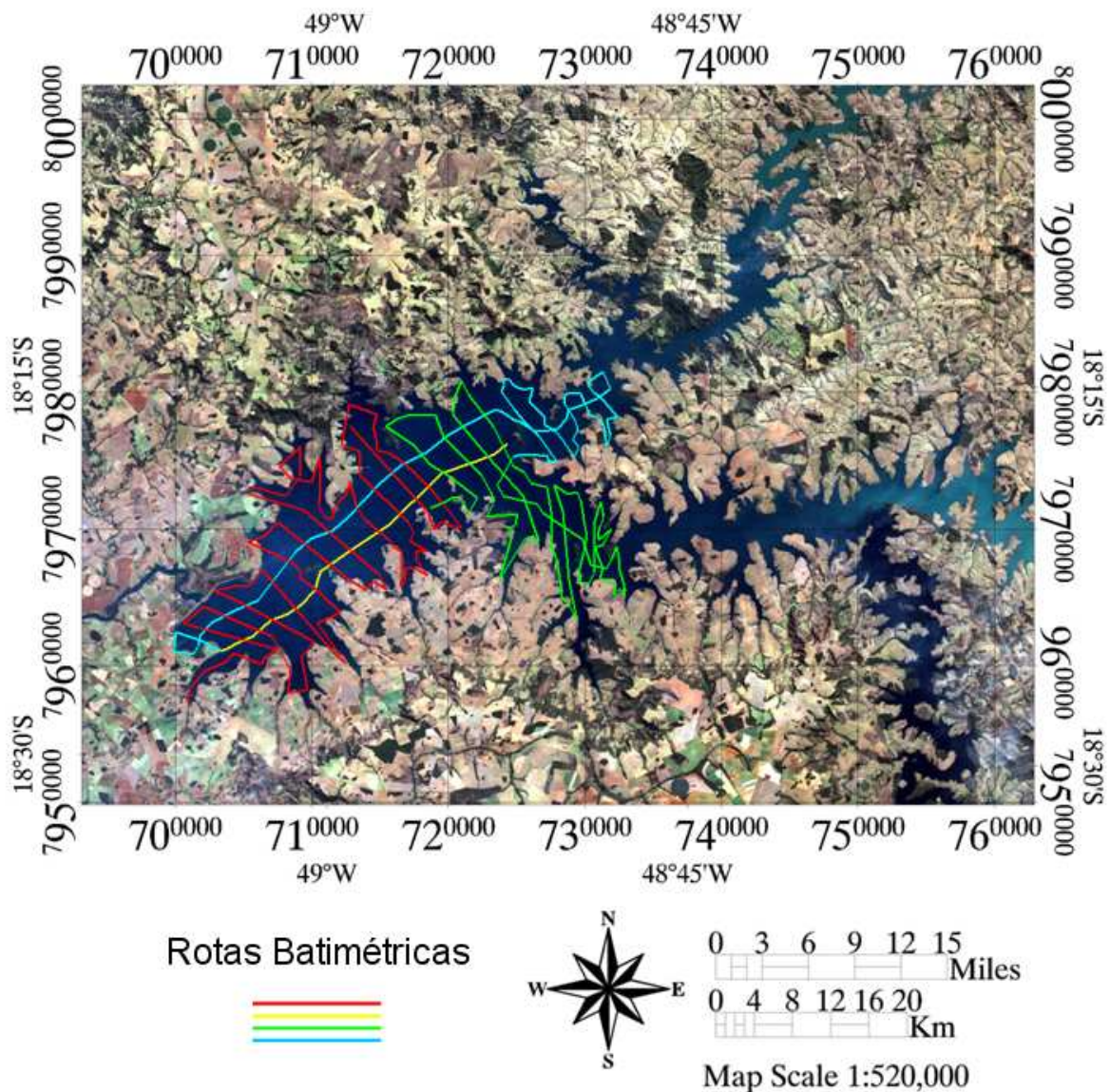


Figura 3.5: Rotas planejadas para medidas de profundidade utilizando o ecobatímetro.

3.2.1. *Interpolação dos Dados de Profundidade Medidos com Ecobatímetro* – a interpolação dos dados de profundidade foi realizada utilizando o algoritmo de Krigagem Ordinária (ISAKS e SRIVASTAVA, 1989) seguindo a metodologia descrita em Merwade (2009).

A Krigagem compreende um conjunto de técnicas de estimação e de predição de superfícies baseada na modelagem da estrutura de correlação espacial. A hipótese implícita no procedimento geoestatístico é que o processo estudado seja estacionário.

A krigagem ordinária é um estimador linear, ou seja, estima um valor em posição espacial não observada segundo uma combinação dos valores de um subconjunto amostral local. A krigagem ordinária possibilita a inferência do atributo, numa posição u , sem a necessidade de se conhecer a média estacionária μ . Sob a condição de que a somatória dos ponderadores da krigagem ordinária $\lambda_{0\alpha}(u)$ é igual a 1, ou seja (Equação 3.1)

$$\sum_{\alpha=1}^{n(u)} \lambda_{0\alpha}(u) = 1 \quad (3.1)$$

Assim, têm-se a seguinte formulação para o estimador de krigagem ordinária (Equação 3.2):

$$z_0^*(u) = \sum_{\alpha=1}^{n(u)} \lambda_{0\alpha}(u) \cdot Z(u_\alpha) \quad (3.2)$$

Onde: $z_0(u)$ é o valor do atributo inferido, por krigagem ordinária, na posição u ; $\lambda_{0\alpha}(u)$ é o valor de ponderação de krigagem ordinária referente à amostra α e a posição u ; $Z(u_\alpha)$ é o valor do atributo na amostra vizinha localizada em u ; $n(u)$ é o número total de amostras vizinhas de uma localização espacial u .

A aplicação dos critérios de mínima variância do erro de estimação e de não tendenciosidade do estimador possibilita o cálculo dos pesos, $\lambda_{0\alpha}(u)$, pela solução do seguinte sistema de equações de krigagem ordinária (Equação 3.3 e 3.4):

$$\sum_{\alpha=1}^{n(u)} \lambda_{0\alpha}(u) C(u_\alpha, u_\beta) + \phi(u) = C(u, u_\beta) \text{ para } \beta = 1, \dots, n(u) \quad (3.3)$$

$$\sum_{\alpha=1}^{n(u)} \lambda_{0\alpha}(u) = 1 \quad (3.4)$$

Onde: $C(u_\alpha, u_\beta)$ é a covariância entre as amostras observadas em u_α e u_β ; $C(u, u_\beta)$ é a covariância entre a amostra observada em u_β e a posição u e; $\phi(u)$ é o multiplicador de Lagrange⁵, necessário

para a minimização da variância do erro e associado com a restrição $\sum_{\alpha=1}^{n(u)} \lambda_{0\alpha}(u) = 1$.

Os passos num estudo empregando técnicas de Krigagem incluem: (a) análise exploratória dos dados; (b) análise estrutural (modelagem da estrutura espacial); (c) interpolação estatística da superfície.

O fundamento teórico da geoestatística baseia-se na associação entre o conceito de ⁶variável regionalizada e os procedimentos estocásticos pelo conceito de função aleatória. A função aleatória considera que os valores associados a cada ponto no espaço são como realizações de um conjunto de variáveis aleatórias cuja dependência espacial é representada pela estrutura de co-variância ou semivariograma espacial. O semivariograma é uma ferramenta básica de suporte as técnicas de

⁵ O multiplicador de Lagrange mede o quanto o valor da função sendo maximizada aumenta quando aumentamos o valor de Z .

⁶ Variáveis regionalizadas são aquelas cujos valores dependem da localização espacial com características intermediárias entre as variáveis puramente aleatórias e as variáveis determinísticas.

krigeagem, pois permite representar quantitativamente a variação de um fenômeno regionalizado no espaço.

O procedimento de ajuste não é direto e automático, como no caso de uma regressão, mas interativo, pois nesse caso o intérprete faz um primeiro ajuste e verifica se foi adequado ao modelo teórico (CAMARGO, DRUCK E CÂMARA, 2004). Os modelos matemáticos mais utilizados para ajustar o semivariograma são: modelo esférico (*Sph*); modelo exponencial (*Exp*); e o modelo gaussiano (*Gau*). No caso das amostras de profundidade o modelo que melhor se ajustou foi o modelo gaussiano, permitindo a interpolação dos dados de profundidade. Os dados interpolados permitiram a estimativa da área e volume do reservatório ao longo de um ano.

3.2.2. *Cálculo da Área e Volume do Reservatório no Tempo* – utilizando a grade de profundidades obtida por meio da sondagem com ecobatímetro e com a cota média (1993-2003) mensal da água do reservatório (ver Figura 3.4), a área foi calculada por meio de rotinas do ArcGIS (ESRI, 2004) e o volume como sugerido por Chapra (1997), como segue:

$$V = \int_{z_0}^{z_m} A(z) dz \quad (3.5)$$

Onde A é a área (m^2) em uma dada profundidade z (m).

3.3. *Dados Medidos In-situ*

3.3.1. *Dados de Temperatura da Água, Intensidade e Direção do Vento e Evaporação*

Dados de temperatura da água em quatro níveis 5, 12, 20 e 40 metros e dados de vento (intensidade e direção) de 28 de março de 2009 a 17 de fevereiro de 2010 foram coletados (a cada 1 hora) por meio de um sistema automático de coleta de dados, denominado SIMA (Sistema Integrado de Monitoramento Ambiental, ver Figura 3.1-c). Este sistema compõe-se de uma bóia toroidal ancorada, instrumentada com sensores meteorológicos, de qualidade da água e uma cadeia de termistores. Os dados são coletados automaticamente e transmitidos via enlace dos satélites brasileiros (SCD-2, CBERS-1 ou CBERS-2, brasileiros, ou da série NOAA, americanos) e de um sistema de recepção dos sinais dos satélites (STEVENSON et al., 1993; STECH et al., 2006).

Os dados de evaporação diária (às 10:30h) foram obtidos por meio de um tanque de evaporação classe A instalado às margens do reservatório, de fevereiro de 2009 a janeiro de 2010.

Com o cálculo da área e volume variando ao longo do tempo e os dados de temperatura da água em quatro níveis obtidos pelo SIMA, foi possível estimar o conteúdo médio de calor armazenado por mês no reservatório.

3.3.2. Calor Médio Armazenado por Mês

O conteúdo de calor (ζ , cal) para um dado volume de água armazenado no reservatório pode ser calculado utilizando a formulação dada por Chapra e Reckhow (1983):

$$\zeta = t\rho CV \quad (3.6)$$

Onde t é a temperatura da água ($^{\circ}\text{C}$), ρ é a densidade da água (gcm^{-3}), C é o calor específico da água ($\text{calg}^{-1}\text{C}^{-1}$), e V é o volume de água (cm^3).

Para transformar a temperatura da água em calor (ζ_H , cal cm^{-2}) é assumido que o volume de um grama de água é 1ml, e que o calor específico da água é $1 \text{ cal g}^{-1}\text{C}^{-1}$ (WETZEL e LIKENS, 2000):

$$\zeta_H = \sum_{z_0}^{z_{MAX}} t_z A_z h_z \quad (3.7)$$

Onde z_0 é a superfície do reservatório, z_m é a profundidade máxima (m), t_z é a temperatura ($^{\circ}\text{C}$) média em cada camada de espessura h_z (cm), com ponto central na profundidade (z) e A_z é a área à profundidade z (cm^2). A obtenção de ζ_H é realizada por meio da multiplicação do volume (cm^3) pela temperatura média ($^{\circ}\text{C}$) em cada camada ($^{\circ}\text{C cm}^3$) dividida pela área superficial do reservatório (cm^2), do qual se obtém o conteúdo calórico em cal/cm^2 . Os dados de temperatura *in-situ* por profundidade serão obtidos por meio de um sistema automático de coleta de dados limnológicos (SIMA, ver Figura 3.1-c para localização).

3.4. Dados de Sensoriamento Remoto Termal

O sensoriamento remoto orbital através de sistemas ópticos, ou seja, que operam na faixa do visível e infravermelho do espectro eletromagnético representa atualmente uma ferramenta importante para estudos em sistemas aquáticos. Existem várias plataformas em operação, oferecendo diferentes opções de resolução espacial, temporal, espectral e radiométrica, de acordo com as necessidades de cada aplicação (JENSEN, 2000). Em especial, pode-se destacar o sensor EOS-MODIS.

O sensor MODIS (*Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer*), a bordo dos satélites EOS-TERRA e EOS-AQUA do programa *Earth Observing System* (EOS) da Agência Espacial Americana (*National Aeronautics and Space Administration* - NASA), reúne um conjunto de características inéditas, que o capacitam para a realização de estudos em diversas áreas do conhecimento.

O satélite TERRA (EOS-AM1) foi lançado em dezembro de 1999, coletando dados a partir de fevereiro de 2000, com o horário de passagem as 10:30h (horário local), e o segundo satélite, AQUA (EOS-PM1), foi lançado em maio de 2002, com horário de passagem no equador por volta de 13:30h (horário local). Neste trabalho foi utilizado o produto de temperatura de superfície do sensor MODIS a bordo do satélite Terra (MOD11A1).

Este sensor foi projetado para satisfazer as necessidades de informação de três campos de estudo diferentes: atmosfera, oceano e terra, com bandas de resolução espectral e espacial selecionadas para atender aqueles requerimentos e para oferecer uma cobertura global quase diária (JUSTICE et al., 2002). As especificações técnicas deste sensor podem ser vistas na Tabela 3.1.

TABELA 3.1. Características do Sistema EOS-MODIS.

Órbita	705 Km, sol-síncrono, quase polar descendente, cruzando o equador às 10:30 e horário local (Terra) e 13:30 (Aqua).
Largura da faixa	2330 km \pm 55° em <i>cross-track</i> .
Bandas espectrais	36 bandas, entre 0,405 e 14,385 μ m com subsistemas de calibração a bordo.
Resolução radiométrica	12 bits
Resolução espacial no nadir	250 m bandas 1 e 2; 500 m nas bandas 3 a 7; 1000 m nas bandas 8 a 36.
Período de Revisita	Diariamente para latitudes norte, acima de 30°. A cada dois dias, para latitudes inferiores a 3°.
Precisão da grade de geolocalização	Dentro de 150 m (1 sigma) no nadir.
Registro banda a banda, para as bandas de 1 – 7.	Dentro de 50 m ao longo da faixa de imageamento. Dentro de 100 m ao longo da direção de imageamento.

Fonte: JUSTICE *et al.*, (1998).

O produto MOD11A1 utilizado neste trabalho foi a versão 5 com processamento L3⁷. A versão V5 foi selecionada por apresentar refinamentos em relação aos seus antecessores, tais como considerar a elevação da área imageada, utilizar máscara de nuvens, remoção de pixels contaminados por nuvens e correção atmosférica (WAN, 2008; WAN e LI, 1997). Além disto, em um estudo conduzido por Oesch et al. (2005) em três lagos da Europa, o produto de temperatura de superfície do MODIS/Terra apresentou menor erro do que o do MODIS/Aqua.

De acordo com Wan et al. (2004) o produto MOD11A1 possui uma acurácia de aproximadamente 1°C no limite de variação de -10 a 50°C. Sendo que os dados de temperatura são tomados durante o dia (~10h30min) e noite (~23h30min). O algoritmo utilizado para a estimativa da temperatura de superfície é:

$$\begin{aligned}
 MODIS_{SST} = & C1 + C2(T31) + C3(T32 - T31)(SST_{guess}) \\
 & + C4(Seccq - 1)(T32 - T31)
 \end{aligned}
 \tag{3.8}$$

⁷ O nível de processamento L3 é um produto geofísico que foi temporalmente ou espacialmente manipulado (Wan, 2008).

Em que T31 e T32 são a temperatura de brilho dos canais 31 e 32 do sensor MODIS, respectivamente; SST_{guess} é um primeiro palpite para a temperatura da superfície e \sec é o secante do ângulo zenital do satélite (q). Este algoritmo distingue o conteúdo de vapor de água entre a baixa e alta atmosfera por meio do uso de dois pares de coeficientes, $C1-C4$, dependendo da diferença de temperatura de brilho entre os canais 31 e 32 do MODIS. Para o produto de temperatura diurno, a interpolação ótima (IO) de Reynolds (REYNOLDS e SMITH, 1994) foi utilizada como um primeiro palpite (SST_{guess}) e o produto de temperatura do infravermelho médio foi utilizado para o produto de temperatura de superfície noturno (OESCH et al. 2005).

Somente as cenas 100% livres de nuvens e ao nadir foram utilizadas; por isto, para o produto dia foram descartadas 1404 cenas e para o produto noite foram descartadas 1717, de um total de 4380 imagens disponíveis durante o dia e noite. A figura 3.6 mostra o horário de passagem do satélite Terra na aquisição dos dados de temperatura dia e noite.

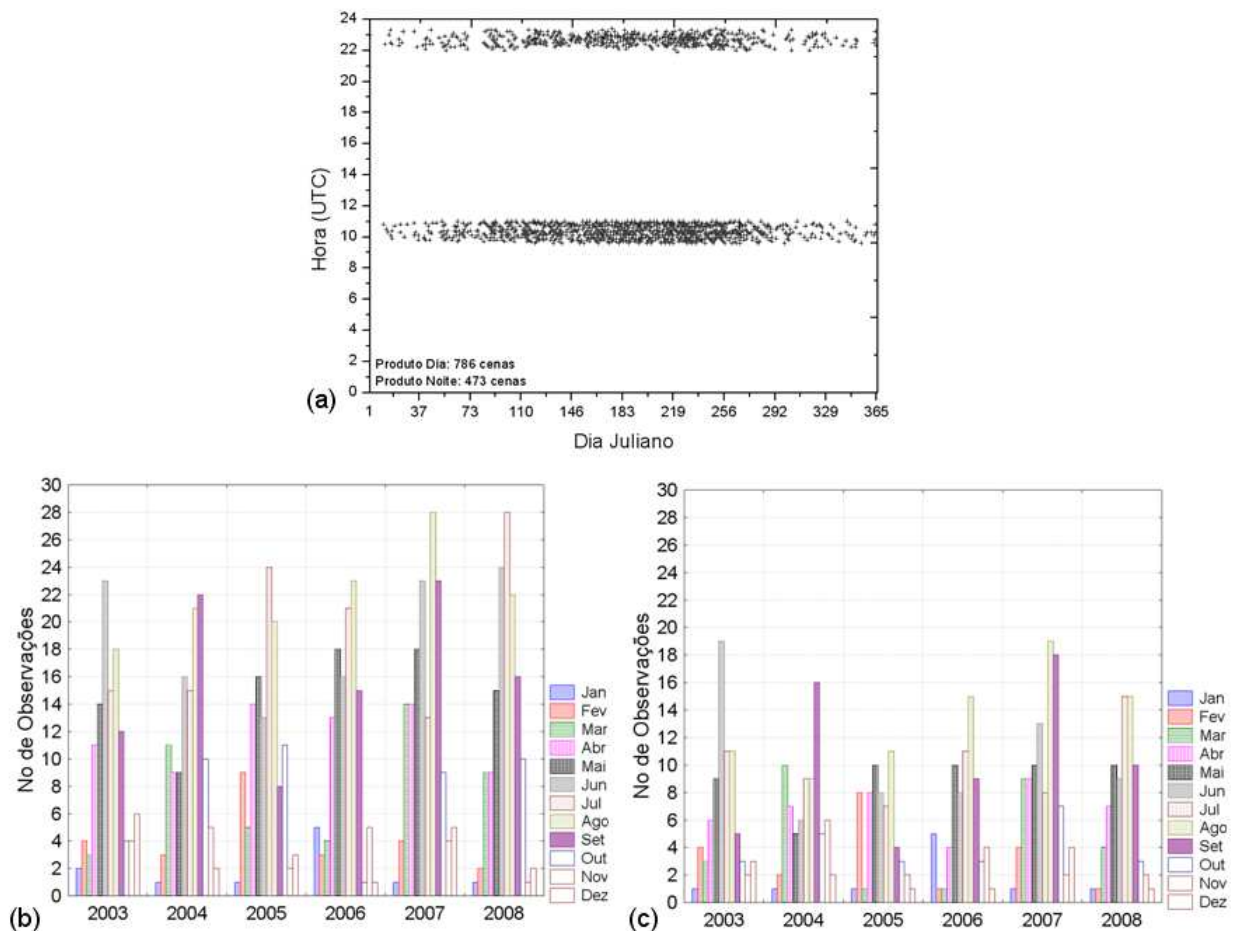


Figura 3.6: Informações sobre o dia Juliano e horário de aquisição das cenas (a) e o número de observações das cenas tomadas durante o dia (b) e noite (c) de 2003 a 2008.

Da Figura 3.6 se pode observar que das 786 cenas (produto dia) e 473 cenas (produto noite) adequadas à análise da temperatura da superfície da água, a maioria esta concentrada nos meses de junho, julho e agosto (período de estiagem) e os meses de janeiro, fevereiro, novembro e dezembro (período de chuva) os meses com menor concentração de cenas.

Estas cenas foram utilizadas para a análise de padrões na temperatura da superfície da água medida durante o dia e a noite, a amplitude térmica, a anomalia, e em relação às estações do ano e para o balanço de calor na superfície da água do reservatório.

3.4.1. Temperatura Média Mensal da Superfície da Água

Mapas de média mensal foram confeccionados para os anos de 2003 a 2008 para o campo de temperatura da superfície da água diurno e noturno. Por exemplo, dos dados diários de temperatura para o produto dia será obtida uma média para o mês de Janeiro de 2003, 2004...2008 e uma nova média dos Janeiros serão obtidas. Assim, estamos interessados na temperatura média mensal destes anos. A estatística descritiva (temperatura máxima, média e mínima) será obtida para cada média mensal, para ambos os produtos dia e noite, além de se obter a amplitude térmica, ou seja, a diferença de temperatura média entre o dia e a noite. Uma avaliação interanual das temperaturas médias também foi realizada. As anomalias também foram computadas com o objetivo de saber quanto cada mês variou em relação a uma média climatológica.

3.4.2. Anomalia Média Mensal da Temperatura da Superfície da Água

A anomalia indica o quanto a temperatura ficou acima ou abaixo de uma média, neste caso da média do campo de temperatura da superfície de 6 anos (2003-2008) de dados (EMERY e THOMSON, 2001). Para tanto a média de cada mês para os seis anos em análise foi obtida em cada pixel. Em seguida cada cena de temperatura da superfície da água em cada mês foi subtraída da média climatológica, como ilustra a Figura 3.7.

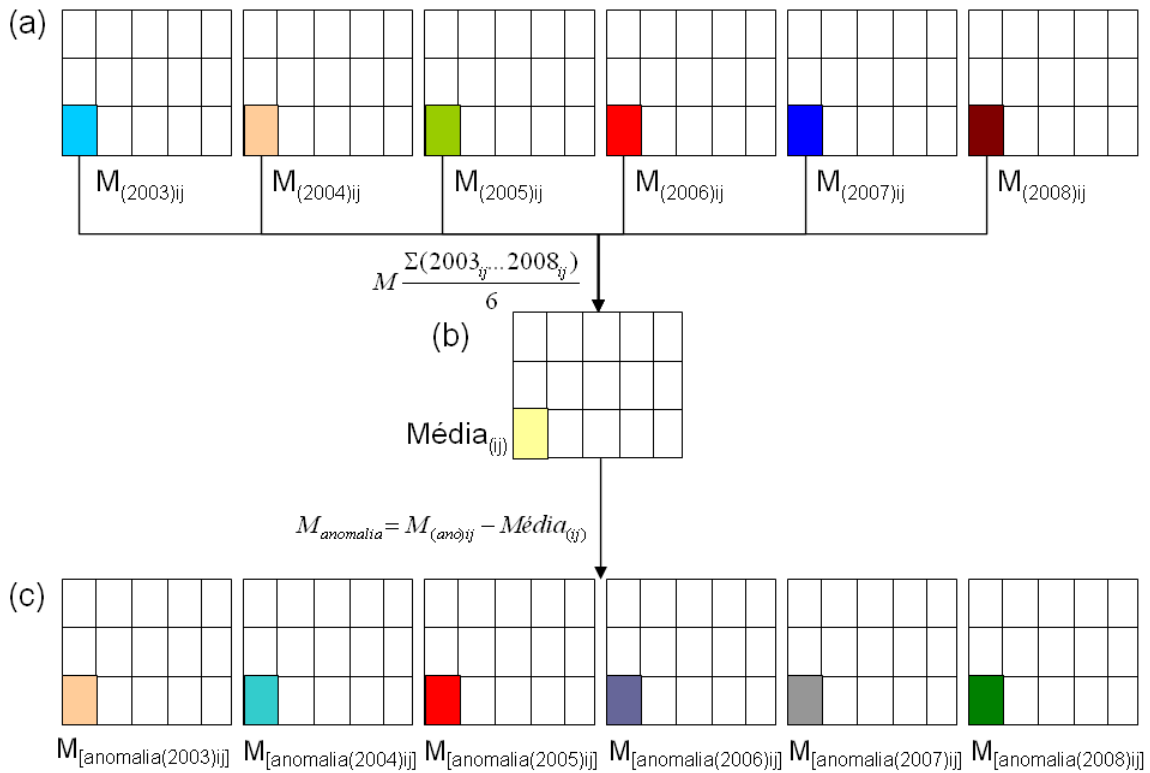


Figura 3.7: Esquema utilizado para o cálculo da anomalia por mês de cada ano por pixel: (a) matriz de temperatura da superfície da água por mês dos anos em análise; (b) matriz média e (c) matrizes de anomalia por mês em cada pixel (ij).

As temperaturas médias também foram analisadas em relação às estações do ano (primavera, verão, outono e inverno), bem como a amplitude térmica (diferença do campo de temperatura dia menos noite).

3.4.3. Temperatura da Água em Relação à Estação do Ano

Uma avaliação da variação sazonal da temperatura da superfície da água do reservatório foi realizada levando-se em consideração os meses em que as estações do ano ocorrem no Brasil. Ou seja, (1) verão [dezembro-fevereiro], (2) outono [março-maio], (3) inverno [junho-agosto] e (4) primavera [setembro-novembro]. Foi computada a média de cada mês e em seguida para cada estação do ano. Este procedimento foi realizado para o campo de temperatura da superfície da água diurno (10h30min) e noturno (23h30min). Ao final foi realizada a subtração entre as temperaturas médias das estações do ano (dia menos noite).

3.5. Estimativa dos Fluxos de Calor na Superfície da Água

A estimativa do balanço de calor entre a superfície da água e a atmosfera foi realizada utilizando o conjunto de equações apresentadas na seção 2.1, seguindo a metodologia descrita em Lofgren e Zhu (2000) e Zapadka et al. (2008). Para tanto, dados meteorológicos foram utilizados para realizar esta

tarefa. Os dados diários de temperatura do ar ($^{\circ}\text{C}$) e intensidade do vento (ms^{-1}) dos anos de 2003 a 2008 foram obtidos por meio da estação meteorológica de Furnas Centrais Elétricas S.A. instalada no reservatório de Itumbiara. Dados de temperatura da água ($^{\circ}\text{C}$) foram obtidos por meio das imagens MODIS para a mesma janela de tempo. Todas as análises realizadas para os dados de temperatura da superfície da água também foram realizadas nos dados de fluxos de calor.

3.6. Análise de Variância (ANOVA) das Temperaturas e dos Fluxos Médios

As temperaturas e os fluxos de calor foram analisados por meio da ANOVA (MAGALHÃES e LIMA, 2005) com o objetivo de verificar se as temperaturas médias variam de um ano para outro. Assim nossa hipótese nula é de que as médias são iguais e nossa hipótese 1 é de que as médias são diferentes, seguindo a seguinte regra: se o teste F de Snedecor apresentar um valor calculado menor do que o tabelado as médias são iguais, caso contrário as médias são diferentes.

3.7. Análise da Série Temporal de Temperatura e do Saldo de Radiação

As séries temporais de temperatura da água (dia e noite) e do saldo de radiação efetivo foram obtidas por meio da seleção de três áreas do reservatório (Figura 3.8). Janelas de 3×3 foram construídas para a amostragem dos dados. As três áreas selecionadas foram: p1 – área próxima à barragem do reservatório; p2 – área central do reservatório e p3 – área sob influência dos rios.

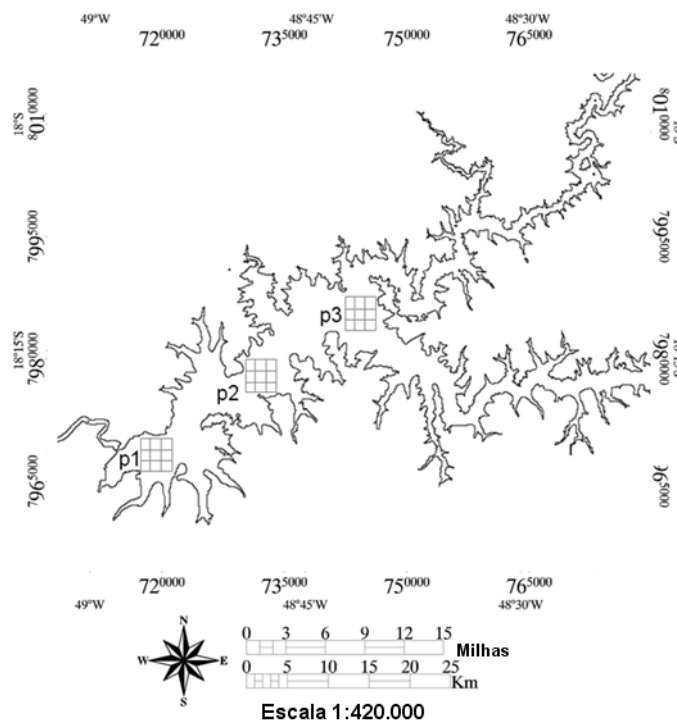


Figura 3.8: Esquema de amostragem (3×3) da temperatura média em três estações: (p1) próximo a barragem, (p2) centro do reservatório e (p3) próximo aos rios.

3.7.1. Análise Harmônica das Séries Temporais

As séries temporais de temperatura da água medidas durante o dia e a noite e o fluxo de calor efetivo serão analisadas por meio da análise harmônica. O objetivo principal da análise harmônica é isolar as componentes periódicas dominantes que explicam a variação dos dados ao longo do tempo.

3.7.2. Análise Espectral de Fourier das Séries Temporais

A análise espectral de Fourier também foi aplicada às séries temporais com o objetivo de encontrar padrões cíclicos de variabilidade nos dados. Encontrar padrões cíclicos em séries temporais permite tentar entender como se dão essas variações e o mais importante, encontrar as razões para esses padrões. No entanto, a análise espectral de Fourier só identifica os padrões, mas não indica onde esses ciclos ocorrem no tempo; para esse fim a análise de Ondaleta é mais indicada. O algoritmo utilizado para a série de Fourier foi o disponível em Press et al. (1992) e compilado no software Matlab 7 (The MathWorks, Inc).

Neste trabalho foi utilizada a janela de *Hamming* de comprimento variável para a suavização do espectro. A escolha da janela com comprimento variável permite ter tamanhos menores para baixas frequências e um aumento progressivo do tamanho da janela para frequências mais altas. A janela de *Hanning* foi empregada como um segundo filtro. Os coeficientes da janela de *Hamming* e *Hanning* são determinados pelas equações abaixo:

$$Ham \min g(k) = 0,54 - 0,46 \cos \left[2\pi \left(\frac{k}{P-1} \right) \right], k = 1 \dots P \quad (3.9)$$

e,

$$Hanning(k) = 0,5 \left\{ 1 - \cos \left[2\pi \left(\frac{k}{P-1} \right) \right] \right\}, k = 1 \dots P \quad (3.10)$$

Onde P é o número total de observações da série e k representa a posição da série de tempo (BLOOMFIELD, 2000).

O intervalo de confiança superior e inferior é estimado por:

$$IC_{\text{inferior}} = \frac{gl}{[c(df, a/2)]} \quad (3.11)$$

e,

$$IC_{\text{superior}} = \frac{gl}{[c(df, 1 - a/2)]} \quad (3.12)$$

Com $a = 1 - \frac{P}{100}$, onde p é o nível de significância ($\alpha = 0,05$), c é a distribuição χ^2 , gl é o número de graus de liberdade.

3.7.3. Análise Espectral por Ondaleta das Séries Temporais

As séries temporais também foram analisadas por meio do espectro de Ondaleta com o objetivo de identificar no espaço tempo-frequência as variações importantes nos dados. O algoritmo utilizado para este fim é o desenvolvido por Torrence and Compo (1998). O algoritmo foi compilado utilizando o software Matlab 7 (The MathWorks, Inc).

Apesar da ondaleta-mãe Morlet ser a mais utilizada em análise de séries temporais, se optou pelo uso da ondaleta contínua DOG (*derivative of a Gaussian*). De acordo com Torrence and Compo (1998) a DOG é uma função real que retorna apenas um único componente e pode ser utilizado para isolar picos ou descontinuidades. Enquanto que funções complexas retornarão informações sobre amplitude e fase e é considerada melhor para estudos de comportamentos oscilatórios. A DOG pode ser definida como:

$$\frac{(-1)^{m+1}}{\sqrt{\Gamma(m + \frac{1}{2})}} \frac{d^m}{d\eta^m} \left(e^{-\frac{\eta^2}{2}} \right) \quad (3.13)$$

Onde m é a ordem da derivada e η é um parâmetro de tempo adimensional. A ondaleta DOG assemelha-se àquela conhecida como ‘Chapéu Mexicano’, também derivado de uma função de densidade de probabilidade Gaussiana. A Tabela 3.2 mostra as características da ondaleta contínua DOG

TABELA 3.2: Funções e propriedades básicas da ondaleta DOG. Fatores de constantes para ψ_0 e $\hat{\psi}_0$ para assegurar a unidade de energia total.

Nome	$\hat{\psi}_0(s\omega)$	⁸ e-folding time τ_s	Comprimento de onda de Fourier λ
DOG ($m = 2$, para Chapéu Mexicano)	$\frac{i^m}{\sqrt{\Gamma(m + \frac{1}{2})}} (s\omega)^m e^{-\frac{(s\omega)^2}{2}}$	$\sqrt{2s}$	$\frac{2\pi s}{\sqrt{m + \frac{1}{2}}}$

Cada um dos $\hat{\psi}_0$ é definido na tabela para se ter:

⁸ e-folding time é o tempo necessário para que a amplitude de uma oscilação aumente ou diminua em um fator e .

$$\int_{-\infty}^{+\infty} |\hat{\psi}_0(\omega')|^2 d\omega' = 1 \quad (3.14)$$

isto é, foram normalizados para se ter uma unidade de energia.

Utilizando estas normalizações, em cada escala s temos:

$$\sum_{k=0}^{N-1} |\hat{\psi}(s\omega_k)|^2 = N \quad (3.15)$$

Onde N é o número de pontos.

Assim, a TO adquire pesos somente pela amplitude do coeficiente de Fourier \hat{x}_k e não pela função wavelet. Se for utilizada a fórmula da convolução (Equação 2.37), a normalização é dada por:

$$\psi\left[\frac{(n'-n)\delta t}{s}\right] = \left(\frac{\delta t}{s}\right)^{\frac{1}{2}} \psi_0\left[\frac{(n'-n)\delta t}{s}\right] \quad (3.16)$$

onde $\psi_0(\eta)$ é normalizado para ter uma unidade de energia.

Para tentar explicar os padrões cíclicos observados por meio da série de Fourier e pela Ondaleta foi necessário obter informações sobre quais fluxos de calor estão mais bem correlacionados com as variações de temperatura da superfície da água durante o dia e durante a noite; para tanto uma análise de correlação foi realizada.

3.8. Modelo Estatístico para Recuperar a Temperatura da Superfície da Água

Utilizando o valor médio mensal dos anos em análise (2003-2008) dos dados de temperatura da água e dos fluxos de calor dia e noite foi aplicado a correlação de Pearson para obter a informação de quais fluxos estão mais bem correlacionados com a variação de temperatura no reservatório. Este procedimento se justifica uma vez que para o cálculo dos fluxos é necessário utilizar dados meteorológicos que são responsáveis pela maior parte dos processos físicos capazes de modificar a temperatura da água. Tendo selecionado os fluxos mais bem correlacionados com a temperatura da superfície da água para os dados medidos durante o dia e noite, uma análise de regressão múltipla foi realizada.

3.8.1 Avaliação do Modelo Estatístico

Em seguida, os modelos desenvolvidos (modelo para a estimativa da temperatura durante o dia e durante a noite) foram avaliados quanto ao seu poder de predição. Para tanto, imagens de temperatura de superfície do sensor MODIS a bordo do satélite Terra (MOD11A1) para o ano de 2009 (produto dia (10:30h) e noite(23:30h)) foram processadas com as mesmas condições das apresentadas na seção 3.3.

3.9. Análise de Ondaleta Cruzada, Coerência e Fase

Tendo sido identificados os fluxos mais bem correlacionados com as variações do campo temperatura da superfície da água diurna e noturna, o próximo passo foi verificar no espaço tempo-frequência as regiões no espectro onde a série de temperatura da água e o fluxo correlacionado apresentavam alta energia. O espectro de coerência indica qual é a coerência existente entre a temperatura da água e o fluxo correlacionado. E com os vetores de fase para indicar se o fluxo esta em fase, anti-fase, adiantado ou atrasado em relação às variações na temperatura da água.

3.10. Modelo Conceitual Térmico da Água do Reservatório

Tomando como base os resultados obtidos com os mapas de temperatura da superfície da água do reservatório, o balanço de calor e os dados limnológicos e meteorológicos *in situ* foi possível idealizar modelos conceituais para a termodinâmica do reservatório. Os modelos foram divididos em três condições térmicas: (1) início da estratificação, (2) mistura da coluna d'água e (3) volta da estratificação da água no reservatório.

CAPÍTULO 4

RESULTADOS: DADOS ESPACIAIS⁹

4.1. Batimetria e Dinâmica de Área e Volume no Reservatório

Os dados de profundidades obtidos por meio da sondagem com ecobatímetro e posteriormente interpolados mostram que próximo da barragem e onde escoava o rio antes da inundação, são os locais mais profundos do reservatório (Figura 4.1).

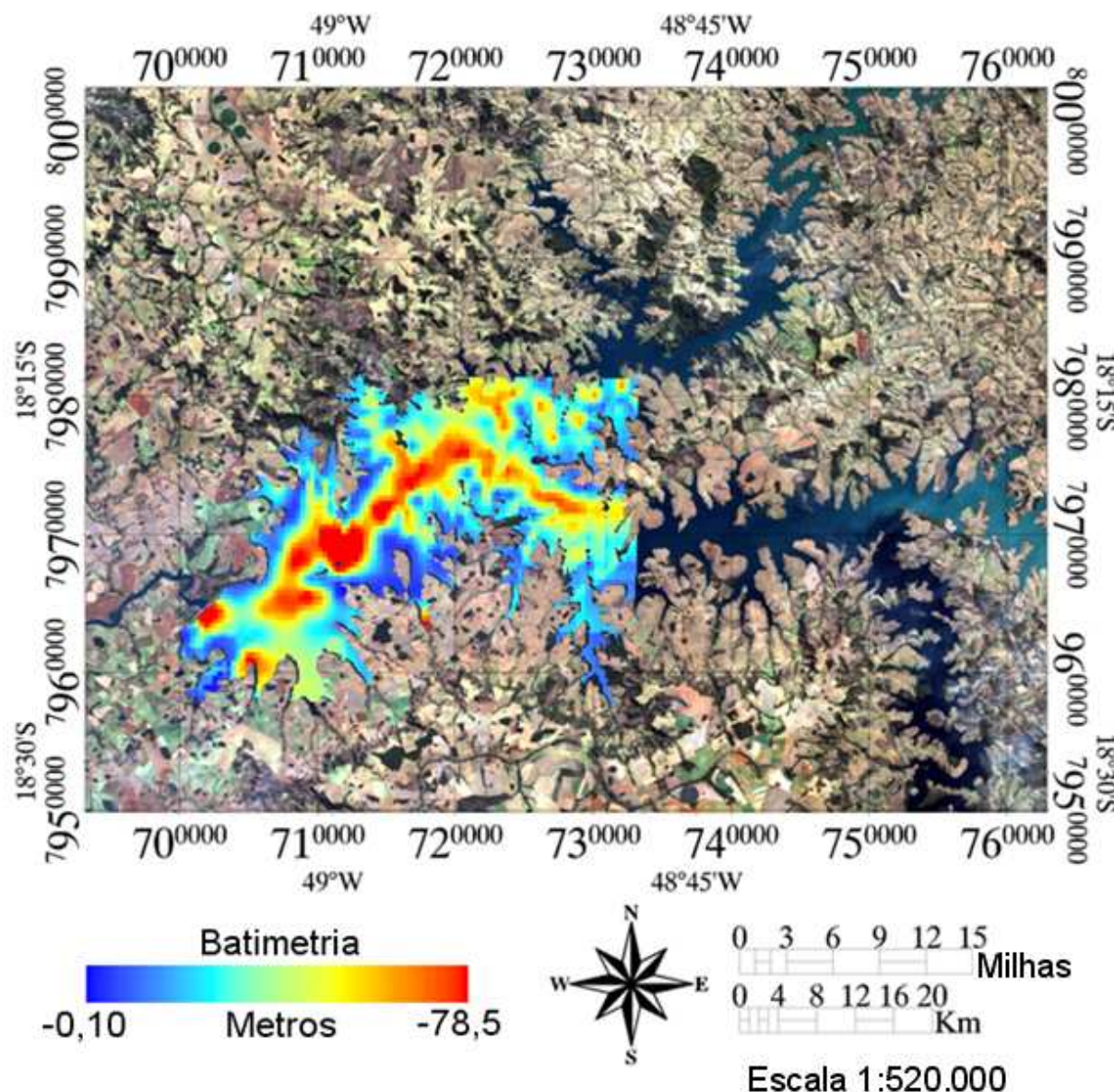


Figura 4.1: Batimetria do reservatório de Itumbiara medida com ecobatímetro.

⁹ Este capítulo está parcialmente publicado em dois periódicos:

- Alcântara, E.; Novo, E.; Stech, J.; Assireu, A.; Nascimento, R.; Lorenzetti, J.; Souza, A. (2010) Integrating historical topographic maps and SRTM data to derive the bathymetry of a tropical reservoir. *Journal of Hydrology*. 389:311-316.

- Alcântara, E.; Stech, J.; Lorenzetti, J.; Bonnet, M.; Casamitjana, X.; Assireu, A.; Novo, E. (2010) Remote sensing of water surface temperature and heat flux over a tropical hydroelectric reservoir. *Remote Sensing of Environment*. 114:2651-2665.

Próximo à barragem foi realizado um processo de dragagem com o objetivo de deixar o local mais profundo para que fosse possível colocar a tomada d'água em uma profundidade desejada (80 metros segundo informações de FURNAS Centrais Elétricas). Como esperado as regiões mais profundas são àquelas onde os rios passavam antes da inundação, caracterizando a região como tendo o formato de vale. Este formato de vale é um dos pré-requisitos para a instalação de uma hidrelétrica, pois permite um maior armazenamento de água. A carta batimétrica também mostra que o rio Paranaíba é mais profundo do que o rio Corumbá.

Na Figura 4.1 é possível observar que a amostragem não foi realizada em toda a extensão dos rios que foram barrados para a construção hidrelétrica. Isto ocorreu principalmente devido ao elevado custo desse tipo de amostragem. No entanto, o corpo principal do reservatório foi devidamente coberto, sendo a região mais importante em área e volume.

Se utilizando de rotinas computacionais foi possível realizar o cálculo da variação de área (m^2) e volume (m^3) ao longo de um ano (Figura 4.2). Neste caso, notar que a variação de cota utilizada neste cálculo foi a obtida por meio de uma média entre os anos de 1993 a 2008.

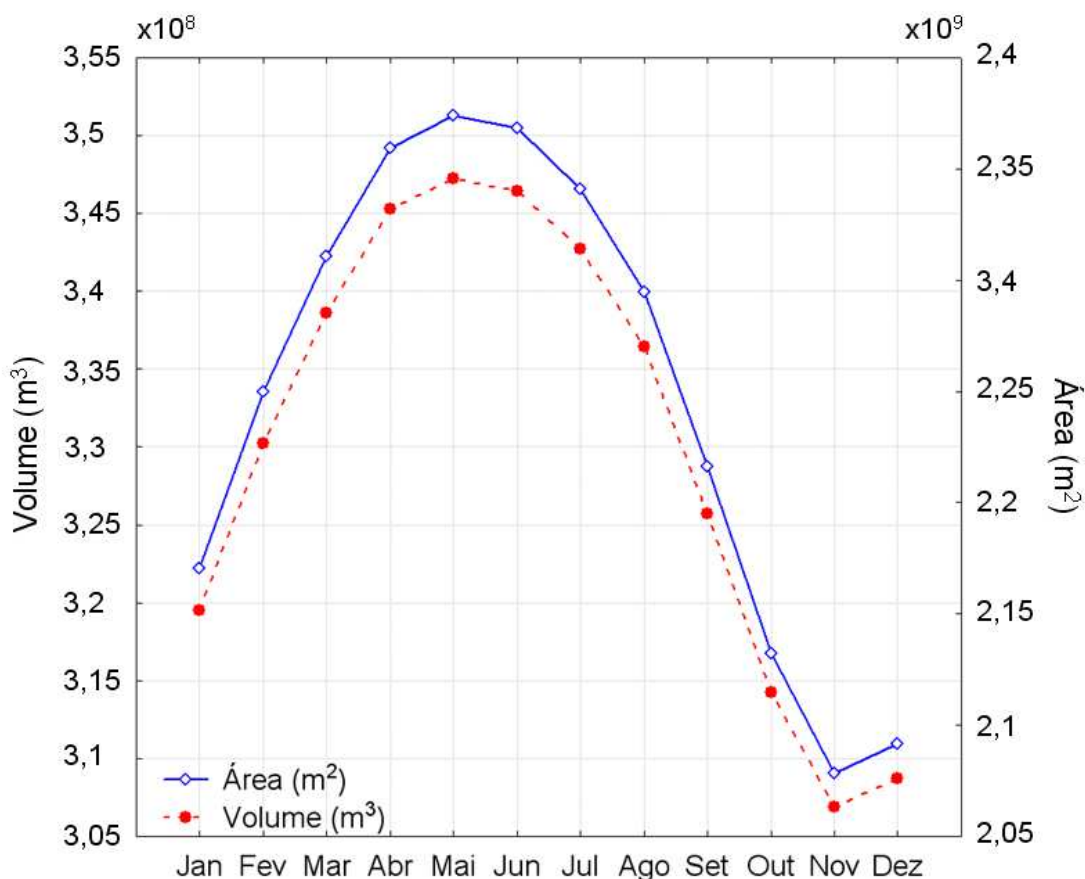


Figura 4.2: Variação mensal da área (m^2) e volume (m^3) no reservatório.

A forma da curva da área e volume segue o mesmo padrão da variação da cota da água no reservatório (Figura 3.4); onde a maior área inundada e volume ocorrem em maio ($351.292.000,00 m^2$ e $2.345.610.660,00 m^3$, respectivamente); e a menor em novembro ($309.020.534 m^2$ e $2.345.610.660,00 m^3$, respectivamente).

2.063.359.995 m³). Este fato mostra que há uma diferença de área e volume entre os períodos de máximo e mínimo no reservatório de 40.345.964,56 m² e 269.393.907,50 m³, respectivamente, ou seja, cerca de 11,49%.

Essas variações de área e volume são de extrema importância para os processos de estratificação e mistura em reservatórios e conseqüentemente na temperatura de superfície resultante (Rodríguez-Rodríguez et al. 2004). Além disto, essas variações auxiliam na estimativa do conteúdo de calor durante o período de um ano.

4.1.1. Conteúdo Médio de Calor Armazenado no Reservatório

Como mostra a Figura 4.3 o conteúdo de calor no reservatório se apresenta inversamente proporcional ao volume armazenado no reservatório (Figura 4.2). O resultado da estimativa do conteúdo de calor no tempo para o reservatório mostrou que o sistema começa a acumular calor de julho (12453,35 cal cm⁻² mês⁻¹) a fevereiro (19618,28 cal cm⁻² mês⁻¹) quando atinge o máximo armazenamento; a partir de março (18561,43 cal cm⁻² mês⁻¹) o sistema começa a perder o calor armazenado atingindo o mínimo de calor no mês de junho (11949,43 cal cm⁻² mês⁻¹). A diferença média entre o mês de maior armazenamento de calor e o menor é de aproximadamente 7668,84 (cal cm⁻² mês⁻¹).

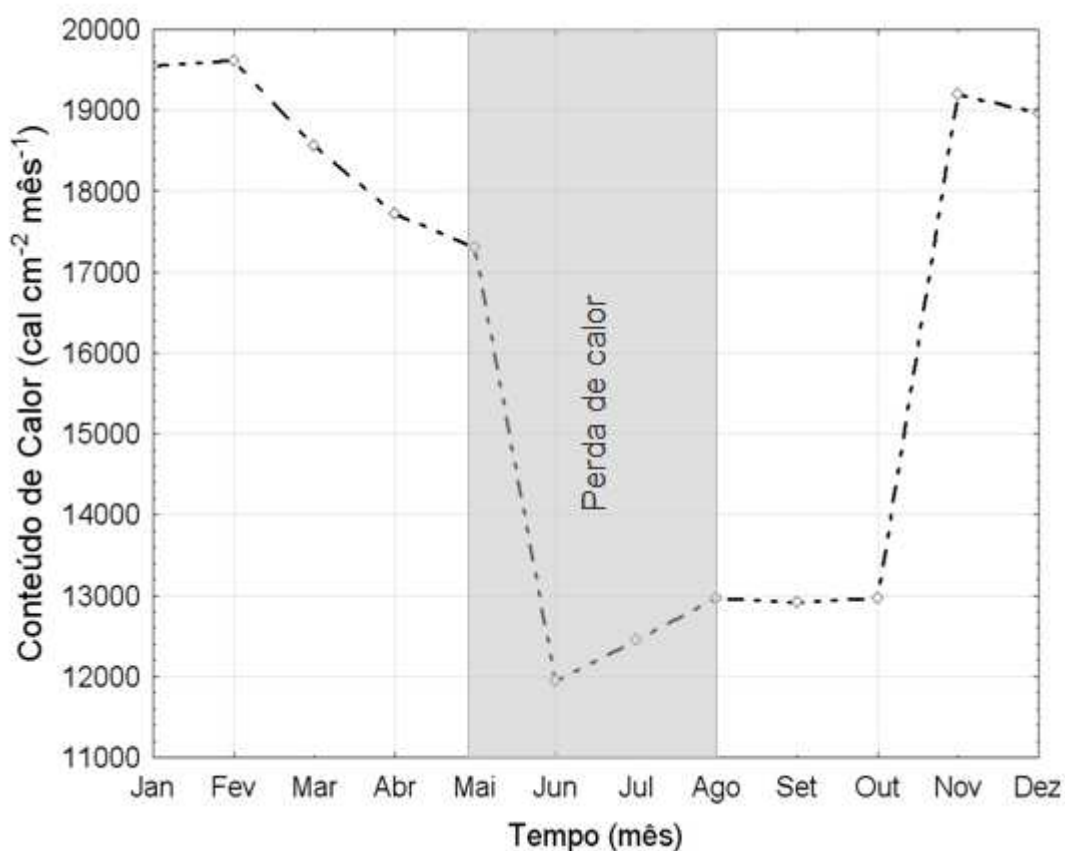


Figura 4.3: Mudança no conteúdo de calor (cal cm⁻² mês⁻¹) médio por mês no reservatório de Itumbiara.

Esse padrão de armazenamento de calor na coluna d'água no reservatório poderá ser melhor verificado por meio do campo de temperatura na superfície da água. Nesse sentido dados do campo de temperatura foram obtidos por meio das imagens MODIS/Terra.

4.2. Sensoriamento Remoto da Temperatura da Superfície da Água

A Figura 4.4 abaixo mostra a distribuição de temperatura média mensal obtida para o dia e a noite no reservatório de Itumbiara. De forma geral as temperaturas para o dia apresentam um padrão onde a temperatura decresce da borda (limite água/terra) para o centro de massa do reservatório (região mais profunda); para a noite o padrão é invertido.

O fato de a temperatura na borda do reservatório ser maior do que o centro durante o dia esta relacionado à baixa profundidade e volume da borda. Essa região com baixo volume permite que a radiação de onda curta proveniente do Sol penetre até o fundo, fazendo com o que toda a camada de água se aqueça. Ou seja, o calor é passado de uma camada a outra, de cima para baixo, tornando com o tempo a temperatura na borda homogênea. Como neste caso a estratificação durante o dia é improvável não correm processos convectivos.

Já a região central do reservatório, onde a profundidade é maior e conseqüentemente maior volume, o aquecimento da água é mais lento uma vez que a massa d'água imediatamente inferior à superfície esta mais fria, ocorre uma condução de calor ou transferência de calor para camadas mais profundas. Isto permite a ocorrência da termoclina, ou gradiente de temperatura com a profundidade. Mas a maior diferença entre a região mais profunda e a borda do reservatório é a influência da terra na transferência de calor para as regiões mais rasas na interface terra/água.

Durante a noite esse processo se inverte, pois a região mais rasa sob influência da temperatura em terra passa a perder calor mais rapidamente, também devido ao seu pequeno volume. Como a terra perde calor mais rapidamente do que a água (devido ao alto calor específico da água) a temperatura da terra será mais baixa do que da água, favorecendo ainda mais a perda de calor da interface terra/água.

No centro do reservatório, a influência da terra é mínima, exercendo maior influência os processos na interface água/atmosfera e dos processos físicos na coluna d'água. Esses processos físicos podem ser as ondas internas, causadas devido a processos convectivos, por exemplo. No entanto, esses processos convectivos são mais comuns quando a coluna d'água deixa de ser estratificada para se tornar misturada. Neste caso alguns parâmetros são importantes na geração desses processos convectivos como a ação do vento agindo na superfície da água.

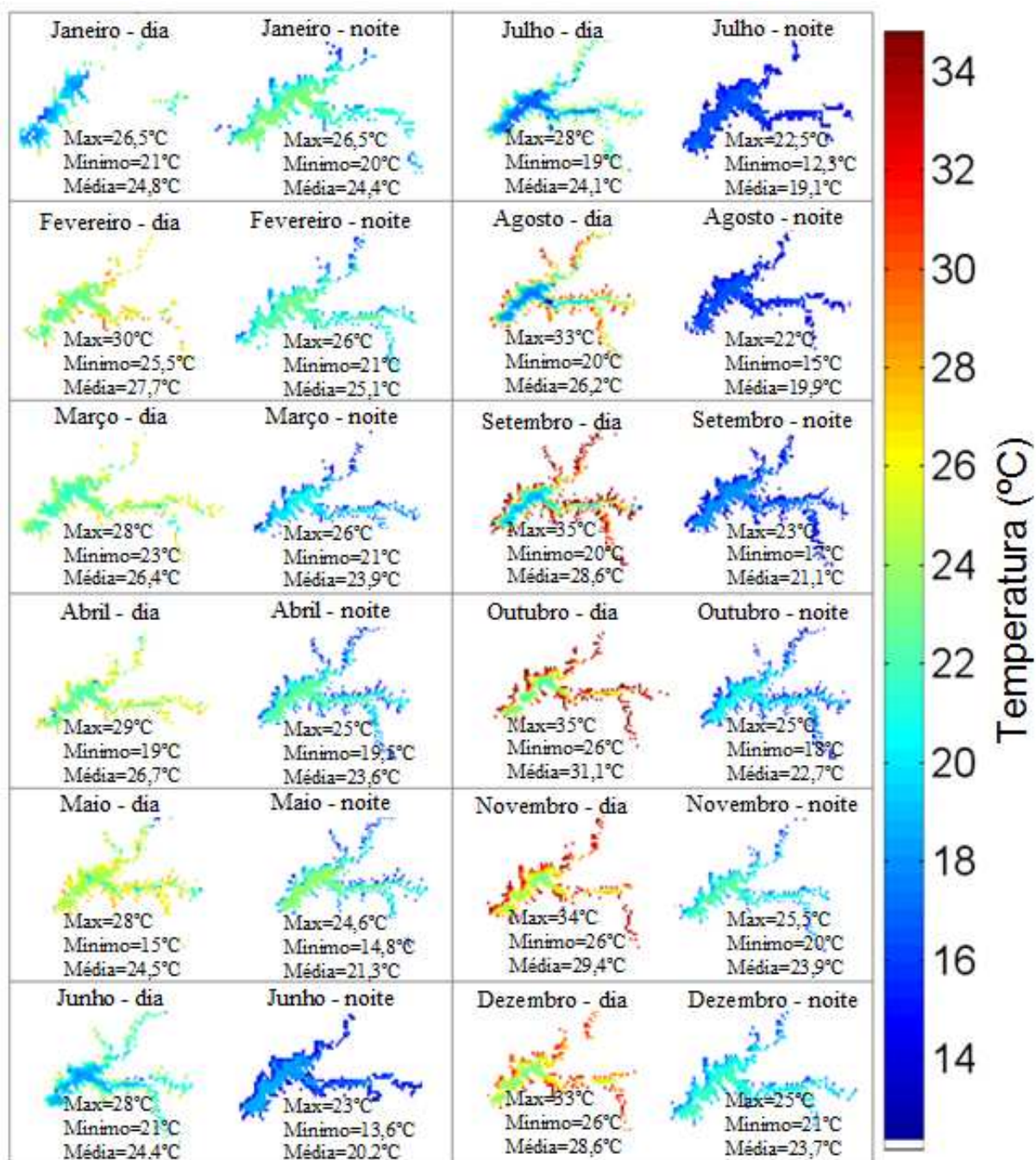


Figura 4.4: Mapas do campo de temperatura média mensal para o dia e a noite entre os anos de 2003 a 2008.

Os mapas do campo de temperatura dia dos meses de abril e maio mostram pequenas áreas na borda (caso do mês de abril) e no centro do reservatório (caso do mês de maio) com temperaturas menores do que as áreas circunvizinhas, mostrando a ocorrência da ressurgência de massas d'água mais frias oriundas de camadas mais profundas para a superfície. Esse tipo de processo em sistemas aquáticos é de suma importância, pois torna disponíveis nutrientes para a coluna d'água. Além disto, a ocorrência deste tipo de processo mostra que houve uma quebra da estabilidade da coluna d'água, o que também contribui para que as camadas mais profundas se tornem mais oxigenadas, com

renovação de massas d'água. Uma estatística descritiva dos mapas de média mensal pode ser verificada na Figura 4.5.

A mediana para a temperatura da água para o dia (Figura 4.5-a) é menor entre os meses de maio (24,53°C) e julho (24,16°C), com subida da temperatura a partir do mês de agosto (26,29°C) até atingir o mês de outubro onde a mediana é a mais alta (31,17°C); no mês de novembro a temperatura da água volta a cair (29,48°C) até o mês de janeiro (24,83°C), subindo em fevereiro (27,75°C) e voltando a cair até atingir os meses mais frios supracitados.

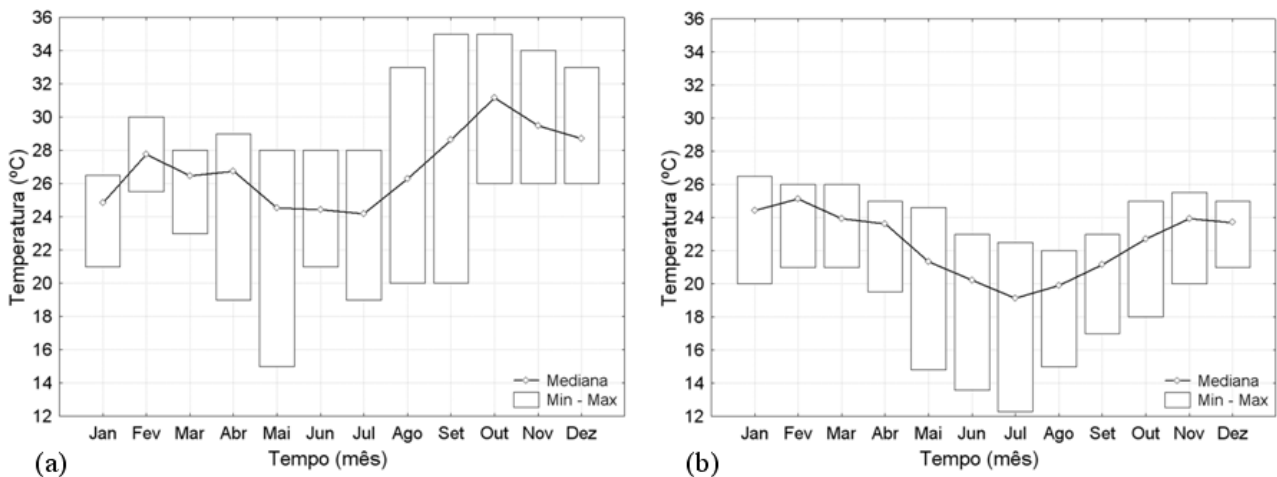


Figura 4.5: Estatística descritiva (mediana, mínimo e máximo) obtida por meio dos mapas do campo de temperatura média mensal (Figura 4.4) para o dia (a) e noite (b) entre 2003 a 2008.

Já para a mediana da temperatura média mensal da superfície da água a noite (Figura 4.5-b) ocorre uma inversão em que a temperatura da água é mais alta em relação ao medido durante o dia. A temperatura da água é mais alta, neste caso, entre os meses de janeiro (24,4°C) e atinge o pico no mês de fevereiro (25,1°C). A partir deste mês a temperatura cai até atingir o seu mínimo (19,13°C) no mês de julho; em agosto a temperatura começa a subir novamente até o mês de novembro (23,93°C) que em seguida volta a decrescer (23,70) em dezembro.

No geral, a única disparidade entre a temperatura da superfície da água durante o dia e a noite é em relação ao mês em que a temperatura da água é mais quente, ou seja, durante o dia é o mês de outubro e em fevereiro durante a noite. Essas diferenças entre a temperatura dia e noite são mais bem evidenciadas por meio da amplitude térmica (Figura 4.6).

Considerando que os valores de temperatura utilizados aqui são uma média mensal de 6 anos (obtidas por meio dos mapas do campo de temperatura mostrados na Figura 4.4), temos que a diferença de temperatura entre o dia e a noite obedece o seguinte padrão: a menor diferença foi observada no mês de janeiro ($\overline{T}_{dia} - \overline{T}_{noite} = 0,41^\circ\text{C}$); a partir deste mês a diferença fica cada vez maior

até atingir o mês de outubro em que ocorre a maior amplitude térmica ($\overline{T_{dia}} - \overline{T_{noite}} = 8,46^{\circ}\text{C}$). Em novembro a amplitude volta a diminuir para cerca de $5,56^{\circ}\text{C}$ e em dezembro para $4,99^{\circ}\text{C}$.

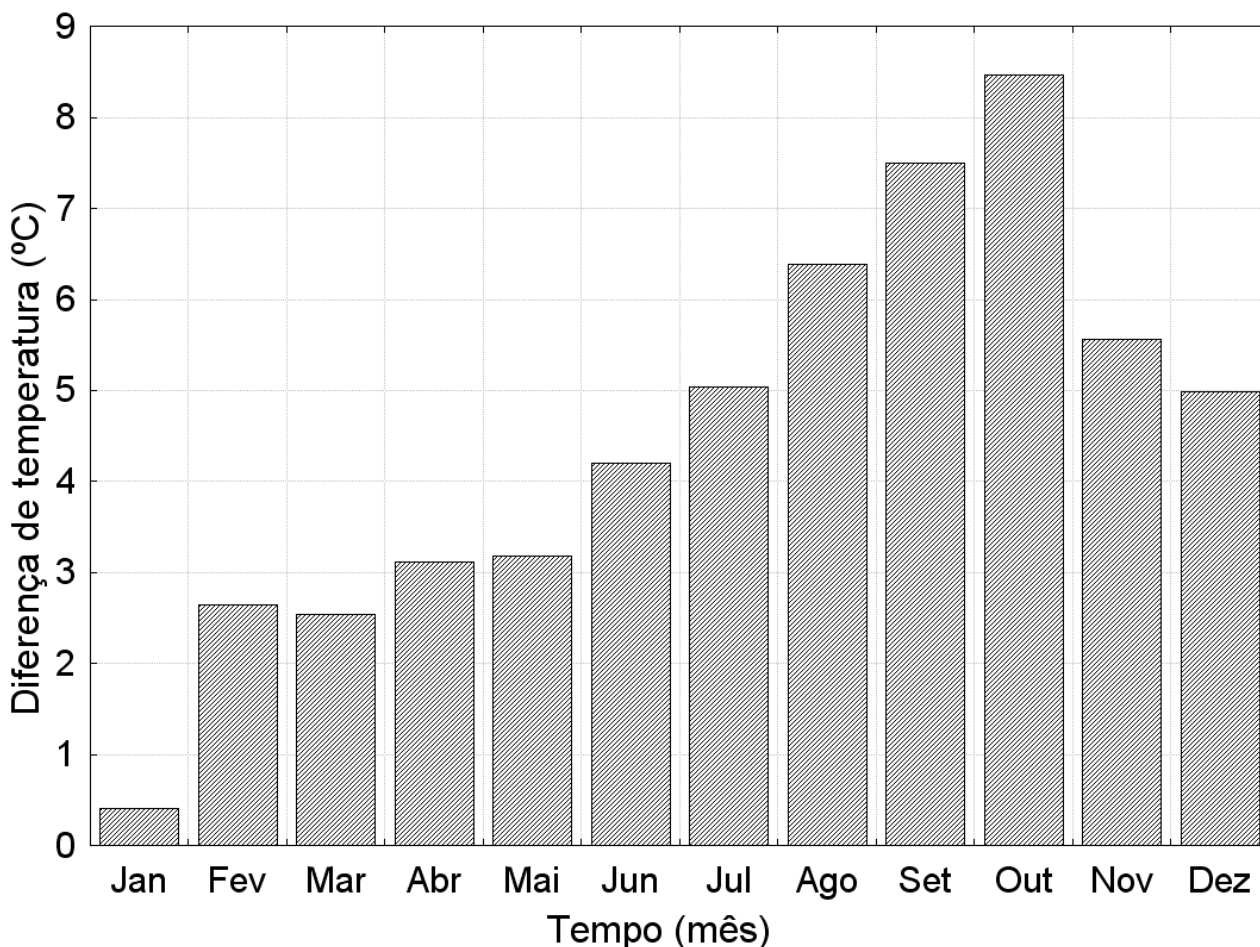


Figura 4.6: Diferença da temperatura da superfície da água durante o dia e durante a noite de 2003-2008.

Observa-se que durante os meses de valor mínimo de temperatura (maio-julho) observados nas Figuras 4.5-a e b a amplitude é alta ($3,18-5,04^{\circ}\text{C}$); e que no caso em que a maior mediana do campo de temperatura noturno que ocorre no mês de fevereiro, a amplitude térmica fica abaixo das mínimas citada acima ($\overline{T_{dia}} - \overline{T_{noite}} = 2,64^{\circ}\text{C}$). Já a maior amplitude térmica observada em outubro coincide com o maior valor de mediana do campo de temperatura diurno (Figura 4.5-a). Assim, há necessidade de verificar se este padrão também é verdadeiro quando se analisa as variações interanuais (Figura 4.7).

Embora o mês de janeiro tenha apresentado a menor amplitude térmica, para a análise interanual do campo de temperatura diurno (Figura 4.7-a) é o mês em que houve a maior variação da temperatura média mensal dos anos em análise, seguido pelos meses de fevereiro, novembro e dezembro. Por outro lado, o mês onde ocorreu a maior amplitude (outubro) a variação interanual ficou abaixo de 2°C . O mês de junho foi o que apresentou menor variação de um ano para outro. Sendo que as

temperaturas entre 23-32°C foram as mais observadas nas médias mensais (Figura 4.7-b); valores abaixo de 23°C e maiores que 32°C apresentaram menor observação.

A variação interanual da temperatura da superfície da água medida durante a noite (Figura 4.7-c), de forma geral, apresentou o mesmo padrão observado nos dados medidos durante o dia; a grande diferença esta na amplitude das variações. Já que os dados de temperatura medidos durante a noite apresentam menor amplitude de variação interanual. O histograma (Figura 4.7-d) neste caso mostra que as médias mensais mais comuns estão entre 19,5 a 21,5°C; e menos comum valores menores que 19°C e maiores que 26°C.

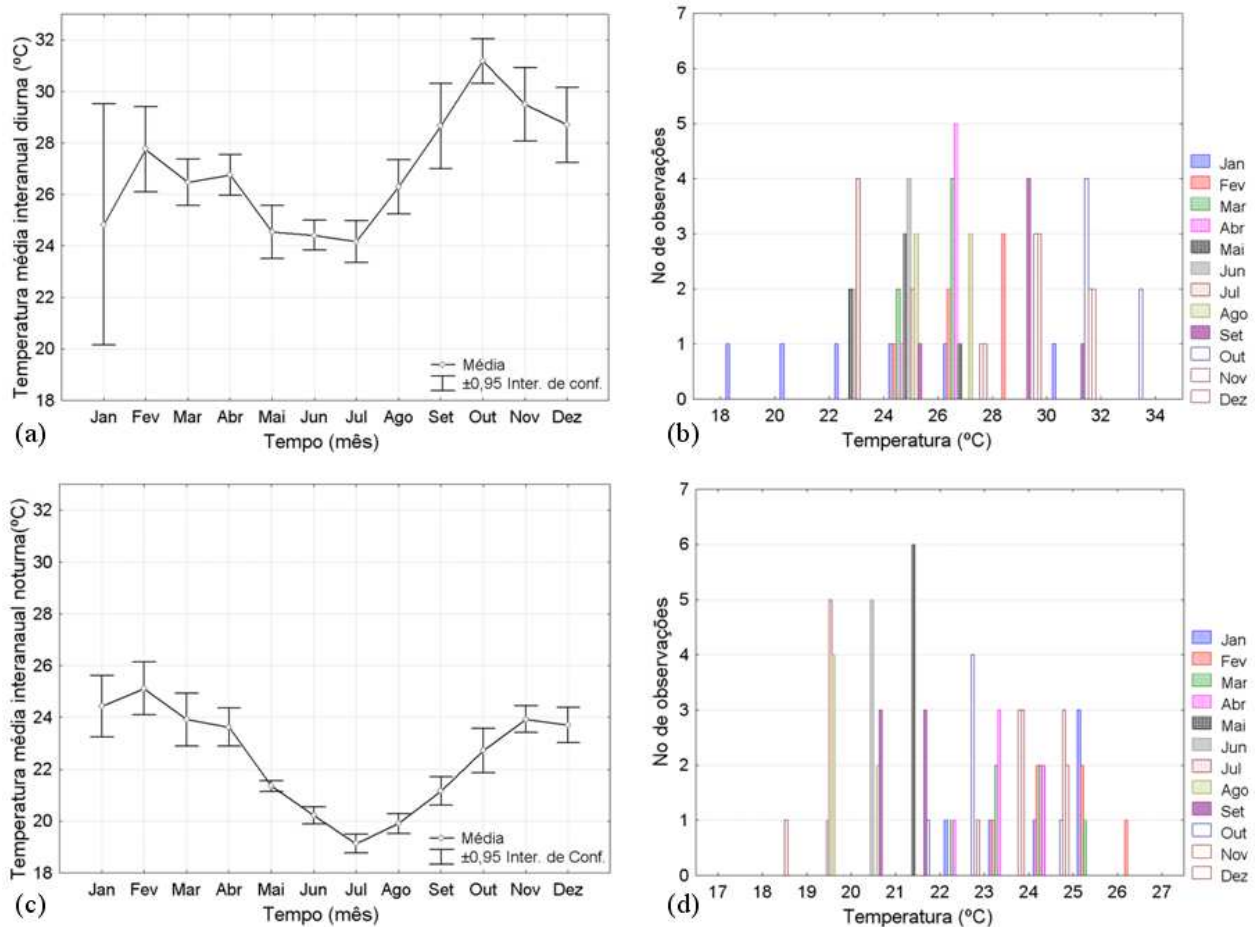


Figura 4.7: Dados de média e desvio padrão do campo de temperatura interanual diurno (a) e noturno (c) e histograma mostrando os valores médios mais comuns para o campo de temperatura diurno (b) e noturno (d).

A Figura 4.7 mostrou a ocorrência da variabilidade interanual, mas é necessário verificar estatisticamente se as temperaturas médias mensais nos anos em análise são iguais ou diferentes; para tanto a análise de variância (ANOVA) foi aplicada aos dados médios.

A análise de variância das temperaturas médias de superfície para o dia e para a noite mostrou que ambas as temperaturas são iguais entre os anos em análise (Tabela 4.1), pois ambos F calculados são menores do que o F tabelado; sendo que para o caso noturno o F calculado é muito menor do

que o crítico se comparado ao F calculado diurno. Isto já era esperado uma vez que os dados mostram que durante a noite existem poucas variações no campo de temperatura superficial.

TABELA 4.1: Análise de variância das temperaturas médias mensais para os anos de 2003 a 2008. Onde g.l. é o grau de liberdade, SQ é a soma dos quadrados, QM é o quadrado médio e F é o teste F de Snedecor.

Temperatura DIA	g.l.	SQ	QM	$F_{\text{calculado}}$	$F_{\text{crítico}}$
Entre grupos	5	17,49	3,49	0,47	2,35
Dentro de grupos	66	485,59	7,35		
Total	71	503,09			

Temperatura NOITE	g.l.	SQ	QM	$F_{\text{calculado}}$	$F_{\text{crítico}}$
Entre grupos	5	1,23	0,24	0,05	2,35
Dentro de grupos	66	289,47	4,38		
Total	71	290,47			

Isto mostra que as variações interanuais são tão pequenas que estatisticamente as médias dos anos em análise são iguais. Para melhor entender os padrões espaço-temporais do campo de temperatura da superfície da água do reservatório uma análise das anomalias foi realizada. Os mapas de anomalia permitem verificar o quanto cada pixel variou em relação a uma média, neste caso, a média dos seis anos em análise; é como se fosse verificado qual é a tendência de variação, se é para mais ou para menos.

4.2.1. Anomalia da Temperatura Média Mensal

Em relação à anomalia (Figura 4.8) de forma geral, o mês de janeiro apresentou anomalias positivas, ou seja, temperaturas médias mensais acima da média dos janeiros de 2003 a 2008. Sendo que para as anomalias positivas diurnas ocorrem mais nas bordas do reservatório e para a noite ocorrem mais ao centro. Já em fevereiro as anomalias se apresentam como negativa próxima à barragem e próxima a zero nas imediações dos rios; para a temperatura diurna e em grande parte do reservatório para a noturna.

No mês de março ocorreu no corpo principal do reservatório uma intercalação entre anomalias positivas e próximas a zero no mapa diurno e no caso do noturno, a anomalia positiva foi dominante na maior parte do reservatório. No mapa diurno para o mês de abril houve um gradiente de anomalia bem definido, ou seja, anomalias positivas na borda e passando a negativa à medida que se aproxima do centro do reservatório. No caso noturno essas anomalias ficam próximas de zero. A anomalia dia para o mês de maio apresenta locais distintos no reservatório onde é negativa, e para

grande parte esta anomalia é próxima de zero. Para o noturno o centro do reservatório é levemente positivo com as bordas apresentando anomalia próxima de zero. Pequena diferença deste padrão é observada nos meses de junho, julho e agosto.

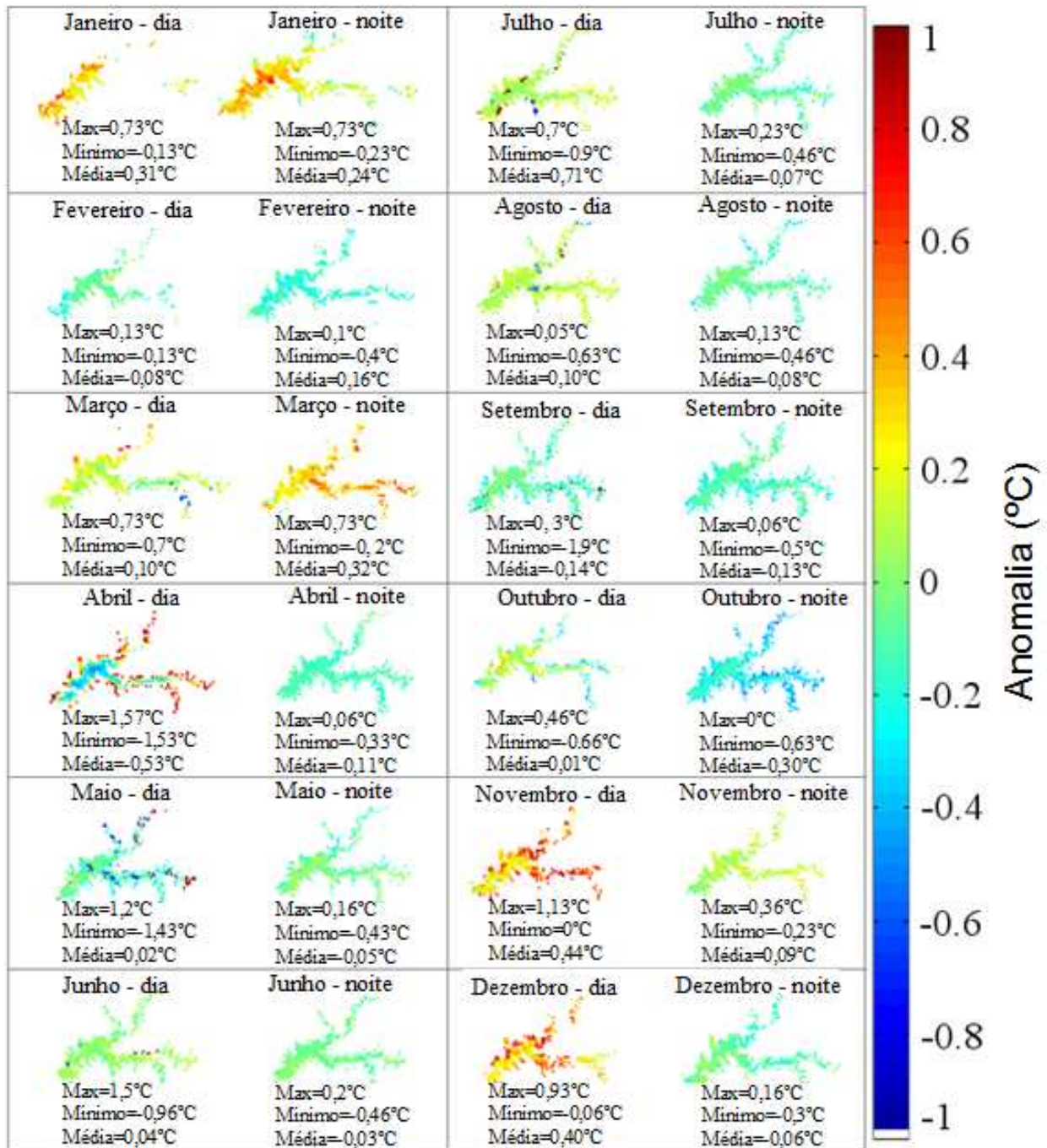


Figura 4.8: Campo de anomalia diurno e noturno considerando o campo de temperatura médio entre os anos de 2003 a 2008, mostrando as estatísticas descritivas (média, máximo e mínimo).

O mês de setembro mostra anomalias diurnas e noturnas variando de forma mais comum de zero a negativa com pequenas áreas com anomalias positivas. Outubro mostra anomalia diurna positiva no corpo central do reservatório e anomalias próximas a zero nas proximidades da barragem e nos braços dos rios; no caso noturno não ocorrem anomalias positivas, e a ausência de anomalia é mais

comum no centro do reservatório com anomalias negativas para as outras regiões. Novembro e dezembro compartilham o mesmo padrão de anomalia diurna, ou seja, anomalias positivas na maior parte do reservatório, decrescendo da borda para o centro. E no caso noturno ocorrem anomalias positivas no braço dos rios em novembro e no corpo principal do reservatório em dezembro. Anomalias negativas ocorrendo próxima à barragem (novembro) e no braço dos rios (dezembro).

Quando as estatísticas descritivas do campo de anomalia diurnas são analisadas (Figura 4.9-a) se verifica que a mediana fica próxima a zero, com pouca variação a não ser no mês de janeiro onde existe uma tendência mais acentuada a ocorrência de anomalia positiva. Os maiores valores de anomalias positivas foram observados nos meses de abril (4,60°C), junho (5,10°C) e julho (4,72°C); por outro lado as maiores anomalias negativas foram observadas nos meses de janeiro (-3,00°C), outubro (-2,88°C) e novembro (-2,77°C).

O padrão de variação observado Figura 4.8-a também é observado nos dados de anomalia noturna (Figura 4.9-b). Com a ressalva de que para a anomalia noturna as amplitudes positivas e negativas são menores do que as observadas durante o dia.

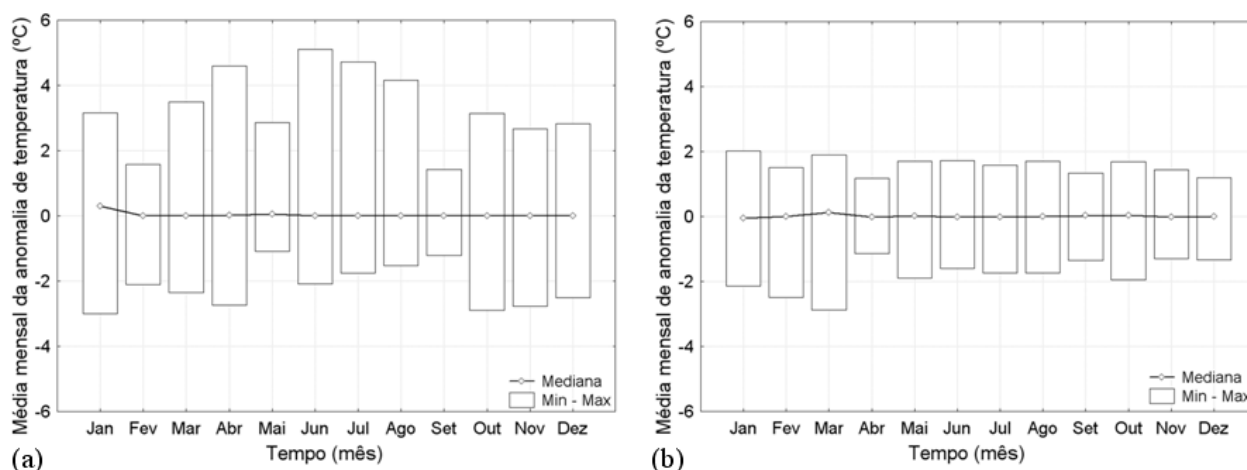


Figura 4.9: Estatística descritiva (mediana, mínimo e máximo) obtida por meio dos mapas do campo de anomalia (Figura 4.8) para o dia (a) e noite (b) entre 2003 a 2008

A Figura 4.10 mostra em detalhes a evolução da anomalia média mensal para a temperatura de superfície para os dados diurnos e noturnos. No caso diurno as anomalias tenderam a ser positivas, ou seja, as temperaturas dos meses em média tenderam a serem maiores do que a média dos seis anos; as anomalias negativas só ocorreram nos meses de setembro e novembro.

No caso noturno, o mês de março apresentou o maior valor de anomalia positiva em relação aos outros meses do ano; sendo que as anomalias negativas apareceram em quatro meses (março, agosto, setembro e outubro). O mês de maio apresentou uma anomalia positiva em ambos, mostrando que de fato neste mês as temperaturas médias tenderam a serem maiores do que a média dos seis anos em análise.

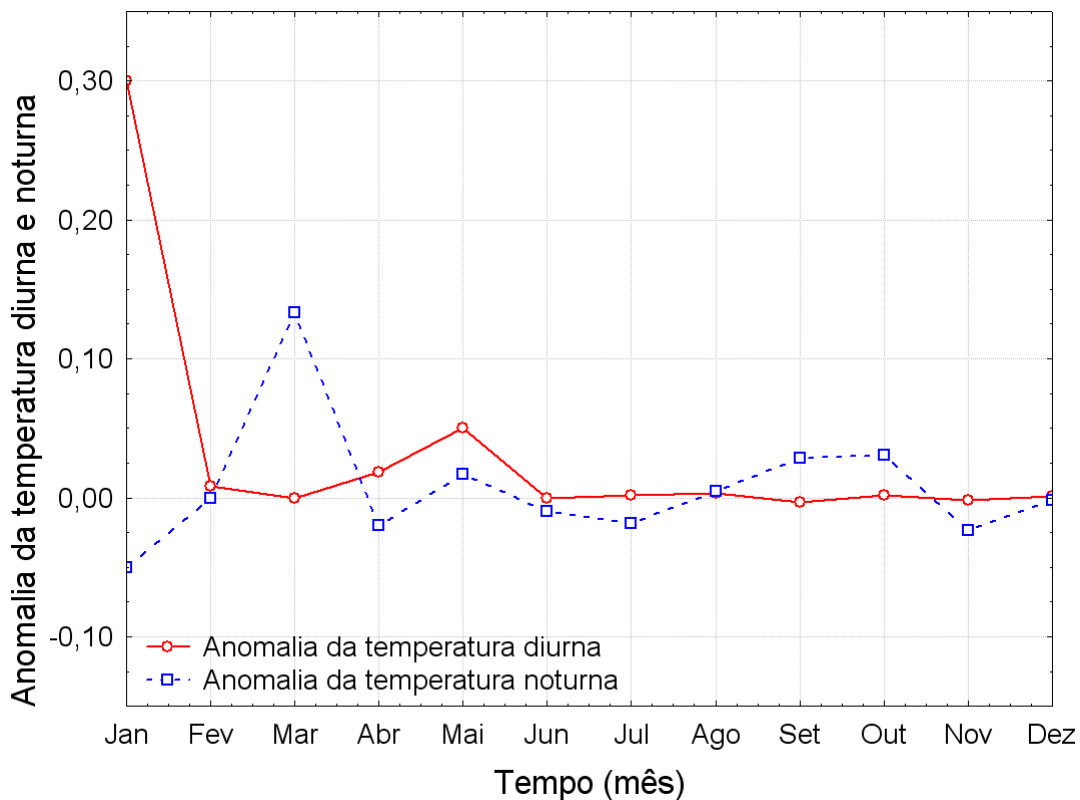


Figura 4.10: Anomalia média diurna e noturna obtida por meio do campo de anomalia (Figura 4.8).

Na avaliação da variação de anomalia diurna interanual observa-se que janeiro e setembro são os meses onde ocorreram as maiores variações (Figura 4.11); sendo que a menor variação observada foi no mês de junho.

Parece haver um padrão neste caso, onde as maiores variações se estendem de setembro a janeiro e menores de fevereiro a agosto. O histograma das anomalias médias mensais diurnas (Figura 4.11-b) mostra haver um equilíbrio entre as anomalias negativas e positivas, sendo que anomalias de $\pm 2,0^{\circ}\text{C}$ são as mais frequentes; o mês de agosto apresentou o maior número de observações com anomalias negativas menores que $-1,00^{\circ}\text{C}$.

Os dados de anomalia média mensal noturna (Figura 4.11-c) apresentam o mesmo padrão observado na variação interanual diurnos (Figura 4.11-a), porém com a amplitude de variação é menor ($\pm 2,0^{\circ}\text{C}$). A única diferença observada é que a menor variação interanual foi em maio ao invés de junho como observado nos dados diurnos. O histograma (Figura 4.11-d) das anomalias noturnas mostra que as maiores frequências de anomalias estão entre $\pm 1,00^{\circ}\text{C}$.

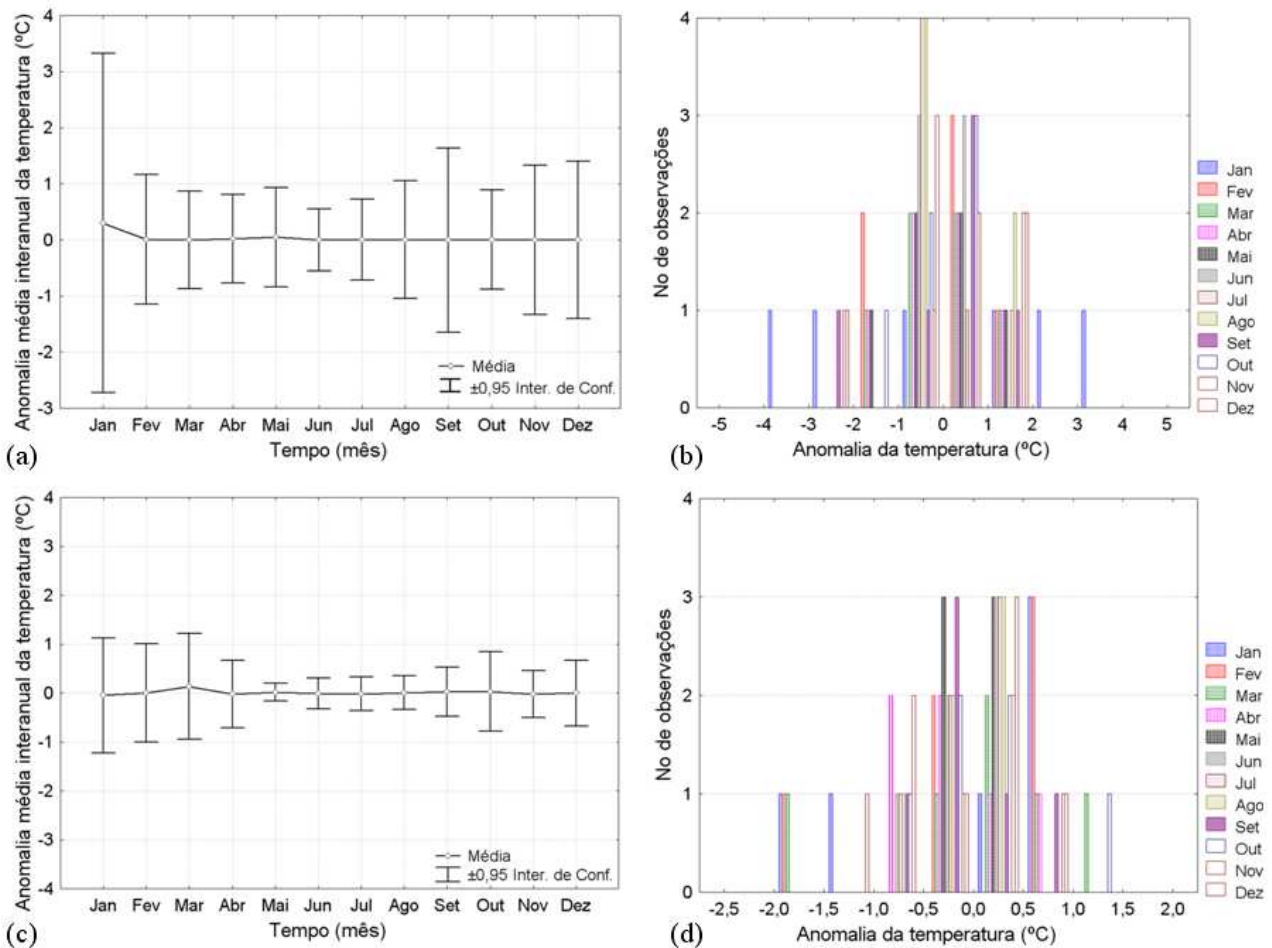


Figura 4.11: Dados de média e desvio padrão do campo de anomalia interanual diurno (a) e noturno (c) e histograma mostrando os valores médios mais comuns para anomalia diurna (b) e noturna (d).

4.2.2. Análise Sazonal da Temperatura Média da Superfície da Água do Reservatório

A análise sazonal da temperatura da água para o verão mostra que tanto durante o dia quanto a noite existe um padrão, onde o centro do reservatório apresenta temperatura mais alta, e nos braços dos rios ocorrem temperaturas mais baixas (Figura 4.12). A diferença média entre a temperatura diurna e noturna no verão é de $0,67^{\circ}\text{C}$.

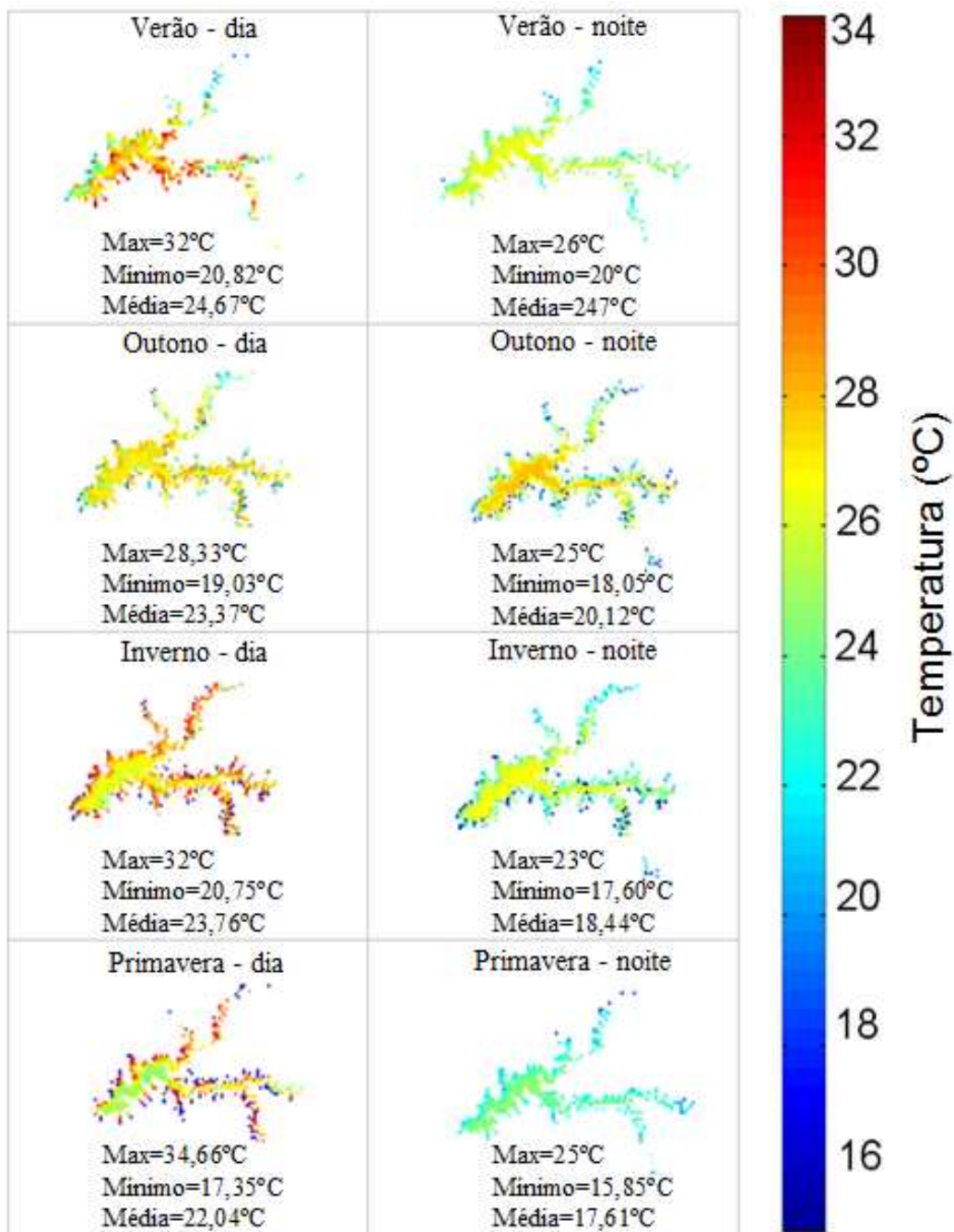


Figura 4.12: Temperatura média mensal da superfície da água do reservatório por estação do ano.

No outono, de forma geral as temperaturas diurnas ficam mais baixas em todo o reservatório, sendo que é possível observar regiões no centro onde ocorrem águas mais frias. No caso noturno, a estratificação horizontal é bem definida, sendo possível verificar que a temperatura da água decresce do centro do reservatório para as bordas; a amplitude térmica média é de até 3,25°C.

Durante o inverno, os mapas de temperatura diurna mostram áreas na superfície com temperatura bem definida, podendo ser facilmente classificada; onde as temperaturas nas bordas são mais quentes do que as do centro do reservatório. Durante a noite as bordas ficam mais frias, mas o

centro continua mais quente. Em média a temperatura diurna no inverno é mais alta do que a noturna aproximadamente 5,32°C.

Na primavera, a estratificação horizontal diurna se torna mais evidente do que nas outras estações mostrando massas d'água mais frias na porção noroeste do reservatório; e ligeiramente mais quente na porção sudeste. A temperatura noturna mostra o mesmo padrão, porém com as temperaturas mais baixas, em média 4,43°C.

A Figura 4.13 mostra a variação interanual da temperatura média mensal para as estações do ano para o dia (a) e noite (c) e os respectivos histogramas com as temperaturas mais frequentes (b, d). No caso diurno (Figura 4.13-a), durante o verão e a primavera foram as estações do ano em que as variações interanual foram mais pronunciadas do que outono e inverno; sendo que o inverno foi a estação que apresentou menor variação.

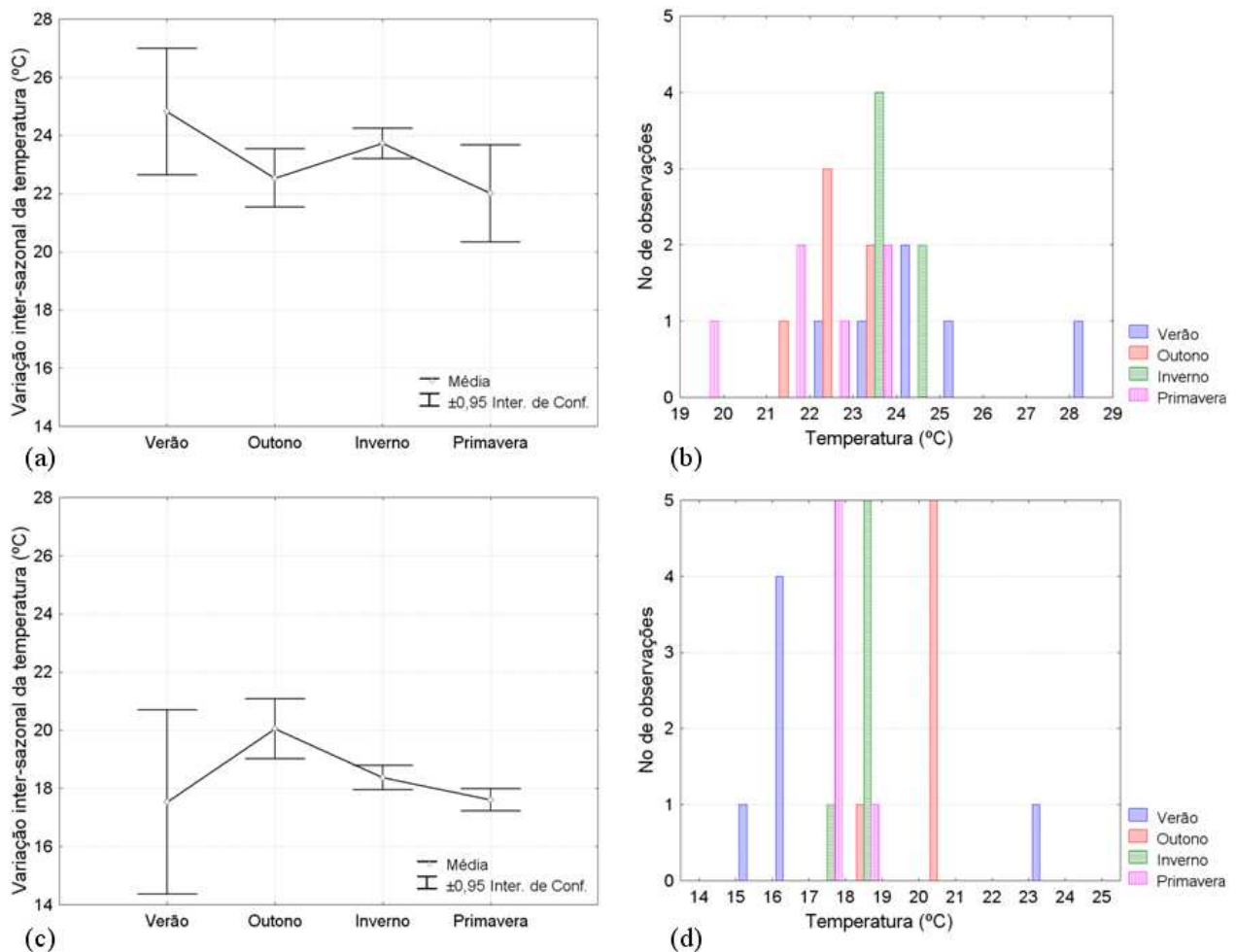


Figura 4.13: Dados de média e desvio padrão do campo de temperatura sazonal diurno (a) e noturno (c) e histograma mostrando os valores médios mais comuns para o campo de temperatura diurno (b) e noturno (d).

O histograma de observações das temperaturas interanual do dia (Figura 4.13-b) mostra que as temperaturas médias mais comuns estão entre 22-24,5°C; sendo que para o inverno devido sua baixa variação interanual o número de observação em 23,8°C foi de 4 em 6 anos analisados.

A variação interanual para o caso noturno mostra que o verão continua sendo a estação com maior variação (diferença entre a maior temperatura registrada e a menor = 7,92°C), seguida pelo outono (2,73°C). E a menor variação ficou na estação do inverno (1,03°C). O histograma da temperatura noturna (Figura 4.13-d) mostra não haver um espalhamento das temperaturas médias nos anos analisados, ou seja, as temperaturas ficaram concentradas principalmente em 17,8°C, 18,8°C e 20,5°C (5 observações de 6 anos de análise; primavera, inverno e outono respectivamente) e 16,4°C (4 observações de 6 anos de análise; verão). A amplitude térmica das estações do ano será analisada por meio da Figura 4.14.

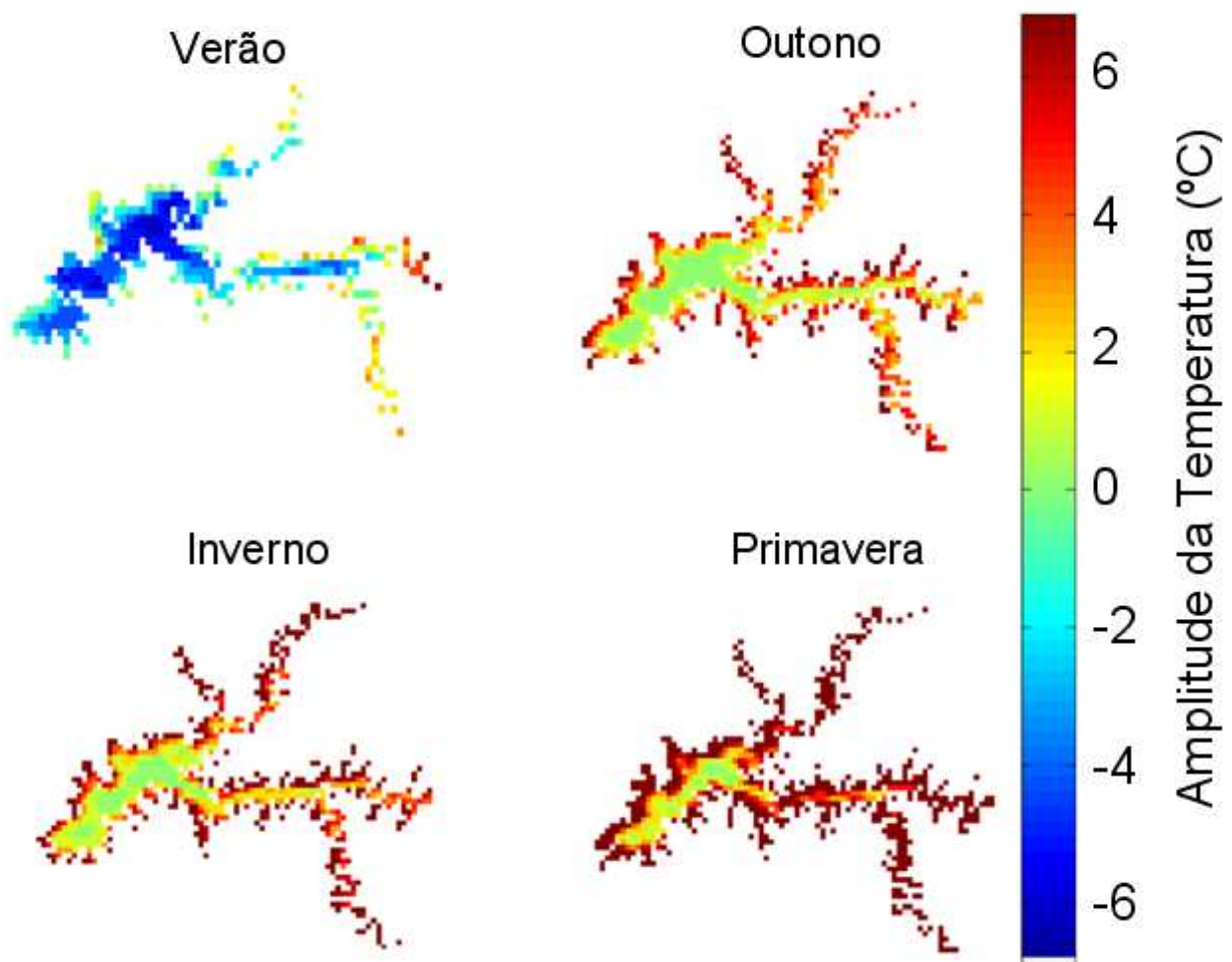


Figura 4.14: Diferença de temperatura média entre dia e noite para as estações do ano de 2003-2008.

A amplitude térmica para o verão é negativa, ou seja, a temperatura medida durante o dia é menor em média até 6°C em relação à noite (Figura 4.14). Apenas no braço dos rios e na borda ao norte do reservatório essa relação é inversa, com amplitude positiva (~5°C). No outono, inverno e primavera a tendência geral é de amplitudes positivas, ou seja, temperaturas maiores durante o dia e menores durante a noite, as quais diminuem da borda para o centro do reservatório. Amplitudes negativas

ocorrem em pequenas porções próximas aos rios (porção noroeste). É esperado que estas amplitudes negativas ocorram apenas no verão e não em outras estações; deve-se pesar que a primavera é uma estação de transição para o verão e que essas amplitudes negativas podem ocorrer.

Grande parte destas variações e anomalias pode estar relacionada à variação no balanço de calor entre a superfície da água e a atmosfera e por isto o próximo tópico mostrará mapas e gráficos com dados de cada fluxo de calor e por fim o balanço para a superfície da água do reservatório.

4.3. Sensoriamento Remoto dos fluxos de Calor na Superfície da Água

4.3.1. Radiação de Onda Longa

A Figura 4.15 apresenta os mapas de média mensal de radiação de onda longa sobre a água do reservatório de Itumbiara. Por meio dos mapas dois padrões podem ser destacados: (1) durante o dia a radiação de onda longa é maior do que durante a noite e (2) regiões mais rasas, ou seja, interface água-terra apresenta valores de radiação onda longa mais elevada. O limite de variação desta radiação observado nos mapas diurnos e noturnos foi de 13 a 180 Wm^{-2} .

Pode-se observar que durante o dia as regiões mais rasas (região litorânea) apresentam valores mais elevados de onda longa se comparado ao centro do reservatório. Este padrão é invertido durante a noite.

Por meio do cálculo das estatísticas descritivas (média, máximo e mínimo) dos mapas de radiação de onda longa foi possível verificar a evolução anual durante o dia (Figura 4.16-a) e noite (Figura 4.16-b). No gráfico relativo ao dia existe a tendência de aumento entre janeiro a julho com pico em agosto ($110,84 \text{ Wm}^{-2}$); após isto os valores de onda longa começam a decair de setembro a janeiro.

No tocante à noite, os valores de radiação de onda longa são menores que os do dia, apresentando algumas semelhanças. Os meses de janeiro a março conservaram o mesmo padrão observado no gráfico relativo ao dia, ou seja, janeiro e março apresentaram um leve decaimento em relação a fevereiro. Outra semelhança é que os meses de maio a julho se apresentam como os meses onde a radiação de onda longa é maior do que nos outros meses. No entanto, o mês de máxima radiação de onda longa nos dados noturnos ocorre em junho ($74,24 \text{ Wm}^{-2}$) ao invés de agosto.

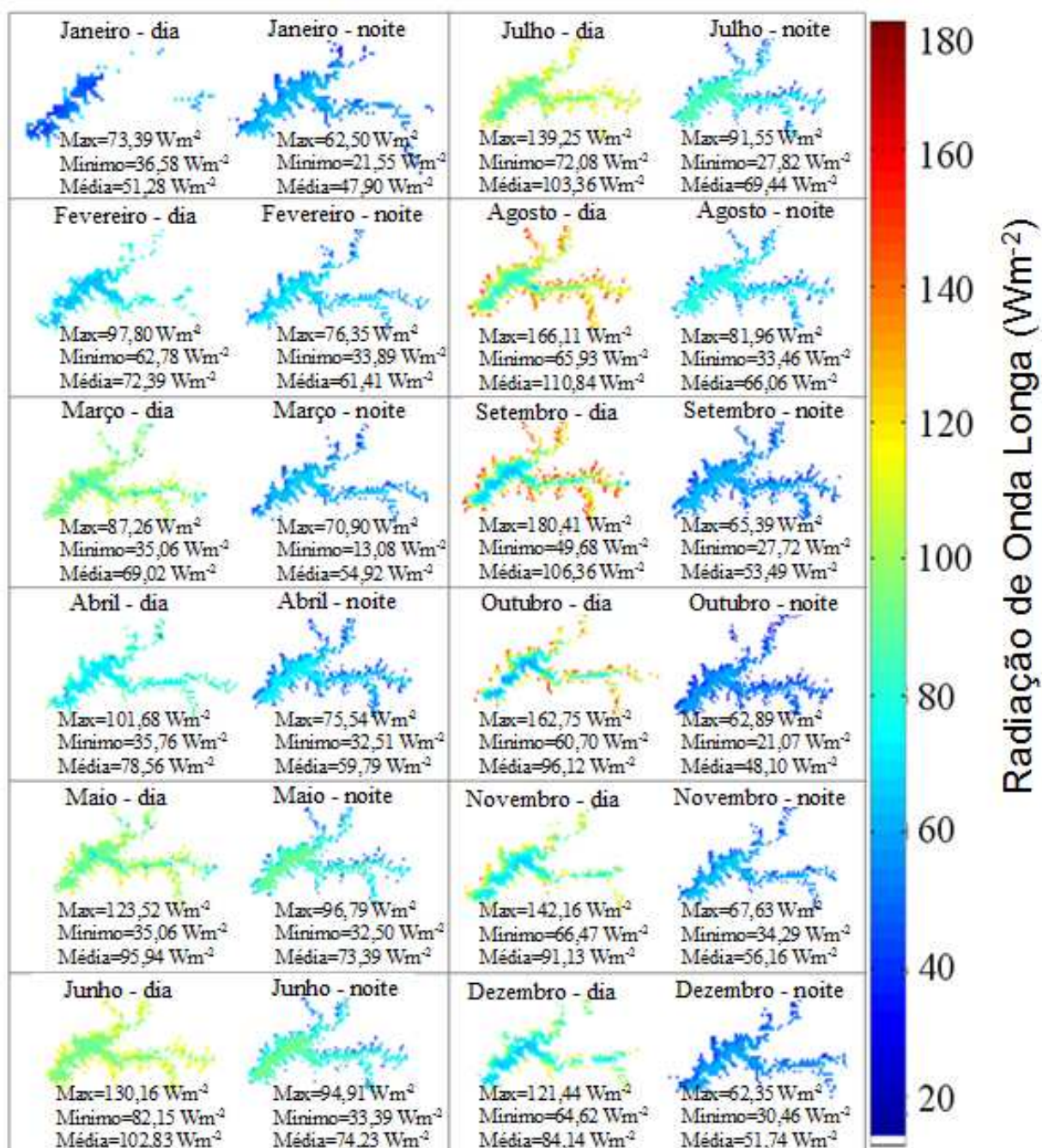


Figura 4.15: Campo de radiação de onda longa (Wm^{-2}) obtida por meio da média mensal dos anos em análise (2003 a 2008).

Os valores médios de máxima e mínima radiação para o caso dia mostram que apesar de uma tendência dos valores de média, podem ser similares quanto aos valores mínimos. Este é o caso dos meses de março a maio onde as médias mostram uma tendência de aumento da radiação de onda longa, mas os valores mínimos são muito próximos ($35,06$; $35,76$ e $35,06 Wm^{-2}$ respectivamente). Isto também ocorre no caso noturno, mas entre os meses de abril a junho ($32,51$; $32,50$ e $33,39 Wm^{-2}$ respectivamente).

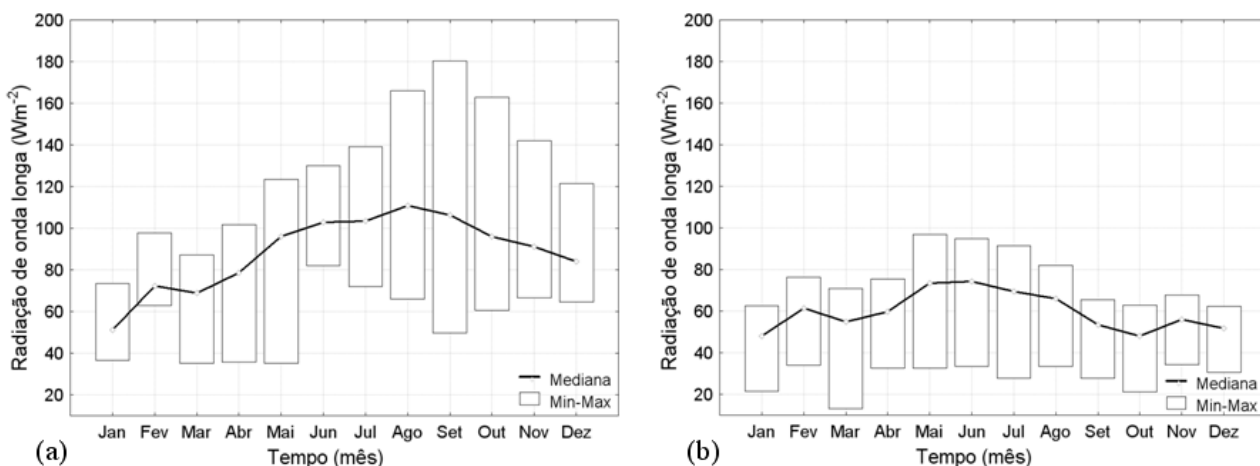


Figura 4.16: Estatística descritiva (mediana, mínimo e máximo) obtida por meio dos mapas do campo de radiação de onda longa (Figura 4.15) para o dia (a) e noite (b) entre 2003 a 2008.

A análise das médias interanuais da radiação de onda longa para os anos em análise (Figura 4.17) mostra que janeiro, tanto caso dia (Figura 4.17-a) quanto noite (Figura 4.17-b), apresenta a maior variação interanual; sendo que no caso noite esta variação foi mais acentuada. Para o caso dia a menor variação interanual foi observada em abril e para noite em julho.

Outros meses em que houve uma variação interanual de até $30 Wm^{-2}$ ocorreram em março, maio, setembro e novembro (dia) e março, maio, e dezembro (noite). Os outros meses apresentaram pequenas variações.

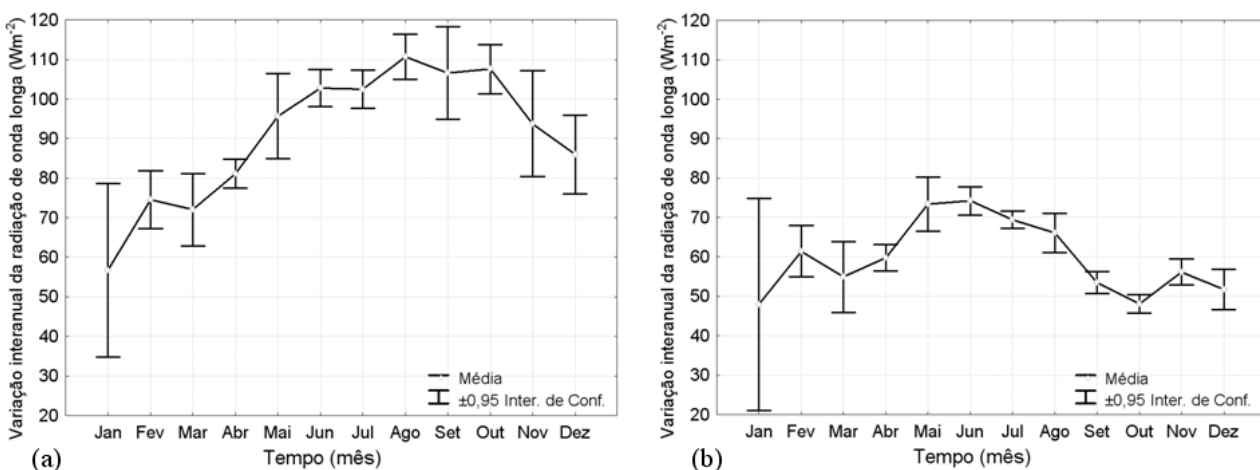


Figura 4.17: Variabilidade interanual da radiação de onda longa entre 2003 – 2008 para o dia (a) e noite (b).

A análise de variância da radiação de onda longa média para o dia e para a noite mostrou que ambas as radiações médias não são iguais entre os anos em análise (Tabela 4.2), pois ambos F calculados são maiores do que o F tabelado; sendo que para o caso noturno o F calculado é muito menor do que o F calculado diurno.

TABELA 4.2: Análise de variância da radiação de onda longa média mensal para os anos de 2003 a 2008. Onde g.l. é o grau de liberdade, SQ é a soma dos quadrados, QM é o quadrado médio e F é o teste F de Snedecor.

Temperatura DIA	g.l.	SQ	QM	$F_{\text{calculado}}$	$F_{\text{crítico}}$
Entre grupos	11	18823,32	1711,21	17,74	1,95
Dentro de grupos	60	5784,50	96,40		
Total		24607,82			

Temperatura NOITE	g.l.	SQ	QM	$F_{\text{calculado}}$	$F_{\text{crítico}}$
Entre grupos	11	5687,74	517,06	6,86	1,95
Dentro de grupos	60	4520,84	75,34		
Total	71	10208,59			

Aplicando a equação 2.28 nos mapas de temperatura média mensal foi possível obter também a variação do fluxo de calor sensível na superfície da água do reservatório; a apresentação dos resultados segue abaixo.

4.3.2. Fluxo de Calor Sensível

O fluxo de calor sensível para os mapas de média mensal dia e noite apresentaram uma variação de -38 a 50 Wm^{-2} . De forma geral, o fluxo de calor durante o dia é maior do que durante a noite (Figura 4.18).

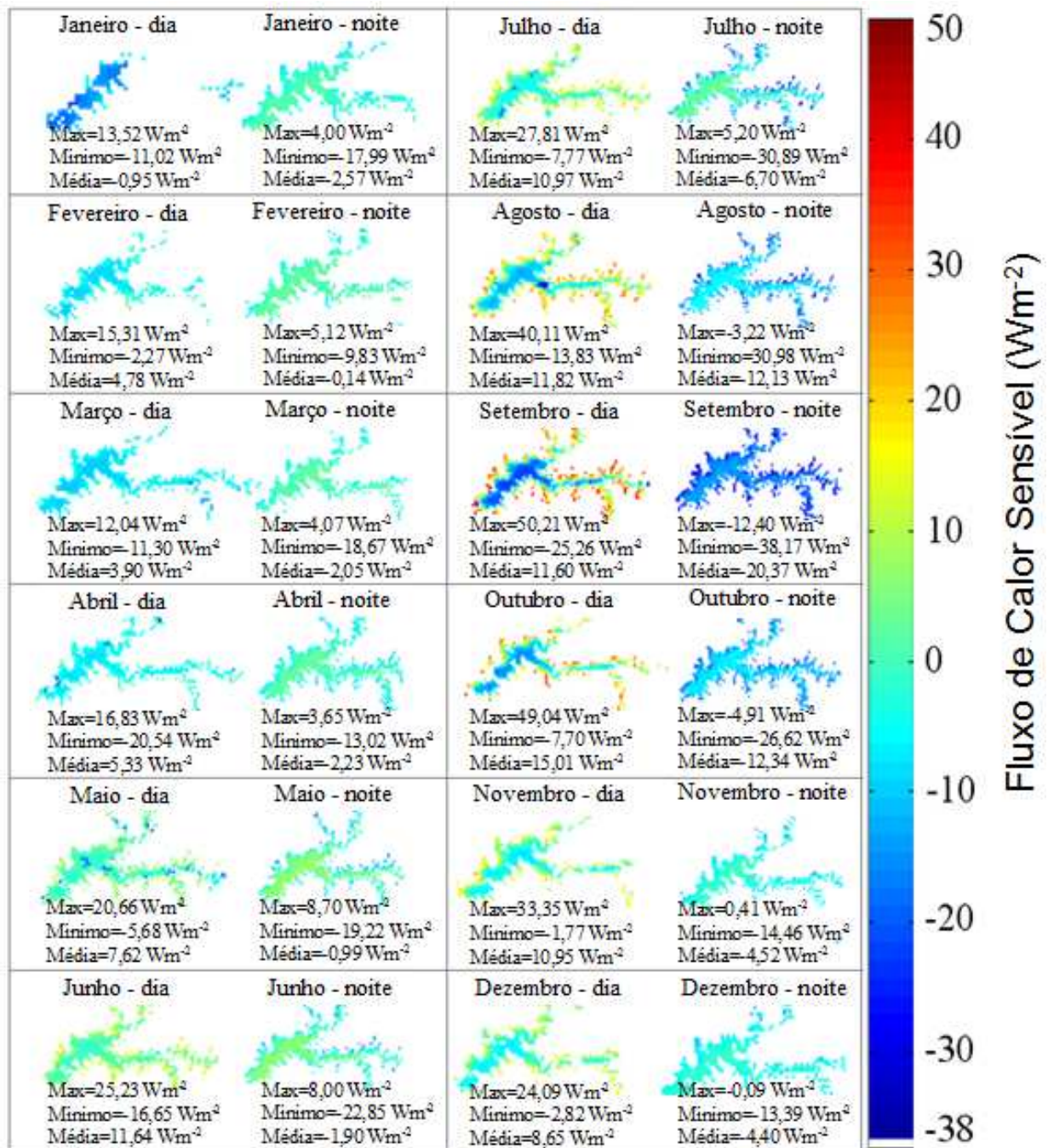


Figura 4.18: Campo de fluxo de calor sensível (Wm⁻²) obtida por meio da média mensal dos anos em análise (2003 a 2008).

Durante os meses de janeiro a março o fluxo superficial apresentou pouca variação espacial; esse quadro mudou entre os meses de Agosto e Outubro, onde ocorrem grandes variações espaciais deste fluxo. Entre abril, maio, julho e agosto, manchas com valores menores de fluxo sensível são observados em várias porções do reservatório. De julho a dezembro os mapas mostram mais claramente que regiões mais rasas possuem valores de calor sensível maiores do que o restante do reservatório.

Os gráficos mostrando as variações médias, máximas e mínimas do calor sensível para o dia e noite são apresentados na Figura 4.19. De forma geral no caso dia (Figura 4.19-a) existe um padrão onde

o fluxo sensível aumenta de janeiro (média= $-0,95 \text{ Wm}^{-2}$) até chegar ao pico no mês de outubro (média= $15,01 \text{ Wm}^{-2}$). O calor sensível noite (Figura 4.19-b) apresenta um padrão inverso, ou seja, existe uma tendência de queda no fluxo de janeiro (média= $-2,57 \text{ Wm}^{-2}$) até chegar ao mínimo em setembro (média= $-20,37 \text{ Wm}^{-2}$); em outubro este fluxo volta a crescer e estabiliza em dezembro ($-4,40 \text{ Wm}^{-2}$).

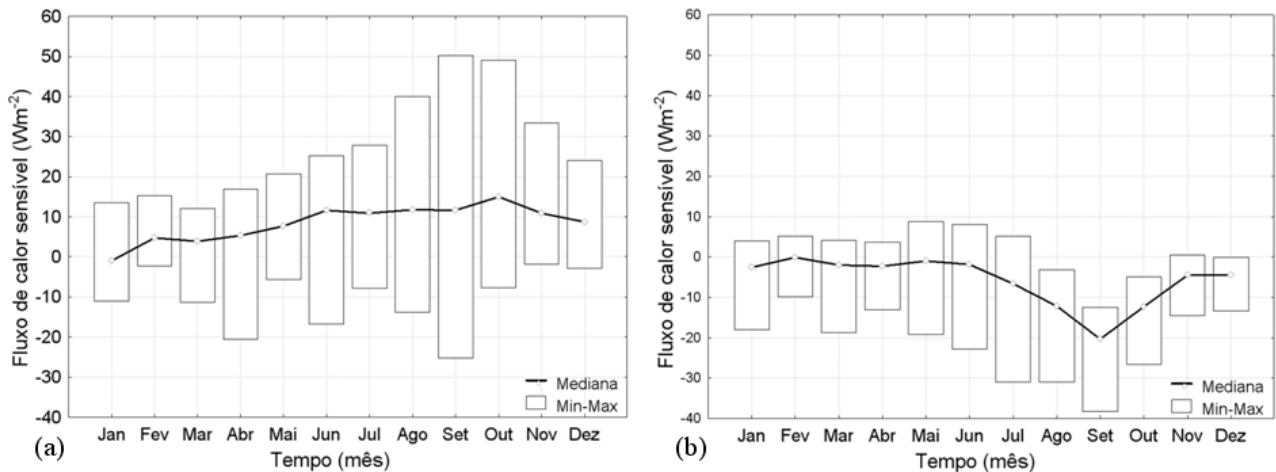


Figura 4.19: Estatística descritiva (mediana, mínimo e máximo) obtida por meio dos mapas do campo de fluxo sensível (Figura 4.18) para o dia (a) e noite (b) entre 2003 a 2008.

Em relação aos máximos e mínimos no caso dia o mês de maior diferença máximo e mínimo foi setembro (máximo= $50,21$ e mínimo= $-25,26 \text{ Wm}^{-2}$) e a menor em fevereiro (máximo= $15,31$ e mínimo= $-2,27 \text{ Wm}^{-2}$). Para o caso noite a maior diferença ocorreu em julho (máximo= $5,20$ e mínimo= $-30,89 \text{ Wm}^{-2}$) e a menor em dezembro (máximo= $-0,096$ e mínimo= $-13,39 \text{ Wm}^{-2}$).

No entanto, quando é realizada uma análise interanual, é verificado que durante o mês de janeiro para o caso dia (Figura 4.20-a) a variabilidade é a maior e a menor ocorreu em abril. No caso noite (Figura 4.20-b), a maior variabilidade interanual ocorreu em setembro e a menor em abril.

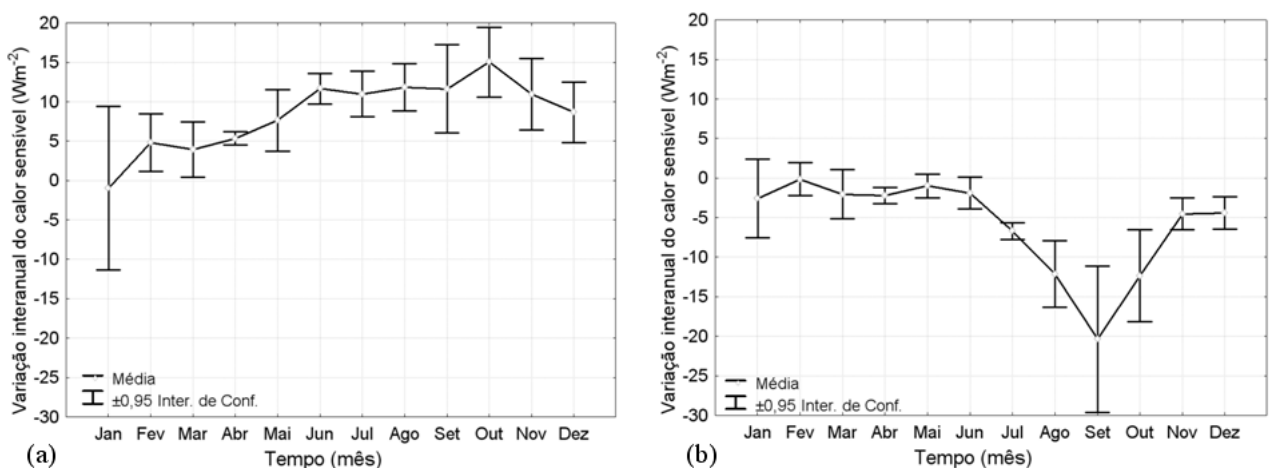


Figura 4.20: Variabilidade interanual do fluxo de calor sensível entre 2003 – 2008 para o dia (a) e noite (b).

A análise de variância do fluxo de calor sensível médio para o dia e para a noite mostrou que ambos os fluxos médios não são iguais entre os anos em análise (Tabela 4.3), pois ambos F calculados são maiores do que o F tabelado; sendo que para o caso diurno o F calculado é menor do que o observado no F calculado diurno.

TABELA 4.3: Análise de variância do fluxo de calor sensível médio mensal para os anos de 2003 a 2008. Onde g.l. é o grau de liberdade, SQ é a soma dos quadrados, QM é o quadrado médio e F é o teste F de Snedecor.

Temperatura DIA	g.l.	SQ	QM	$F_{\text{calculado}}$	$F_{\text{crítico}}$
Entre grupos	11	1320,59	120,05	6,19	1,95
Dentro de grupos	60	1162,84	19,38		
Total	71				

Temperatura NOITE	g.l.	SQ	QM	$F_{\text{calculado}}$	$F_{\text{crítico}}$
Entre grupos	11	2441,78	221,98	15,18	1,95
Dentro de grupos	60	876,96	14,61		
Total	71	3318,75			

Aplicando a equação 2.29 nos mapas de temperatura média mensal foi possível obter também a variação do fluxo de calor latente na superfície da água do reservatório; a apresentação dos resultados é feita a seguir.

4.3.3. Fluxo de Calor Latente

Os mapas de fluxo de calor latente (Figura 4.21) mostram a distribuição espacial média de 2003 a 2008. Nos mapas de fluxo dia observa-se um padrão onde os valores aumentam do início do ano até atingir o pico em setembro, diminuindo em seguida. Como nos mapas de fluxo de calor sensível (Figura 4.18) o fluxo é maior na interface água-terra (litoral) do que no centro do reservatório. No caso noite este fluxo permanece baixo durante o ano todo, com pouca variação espacial e fluxo menor no litoral e maior no centro. Para o dia e noite a variação espacial é mais pronunciada durante a estação seca (inverno), com pouca variação durante a estação chuvosa (verão).

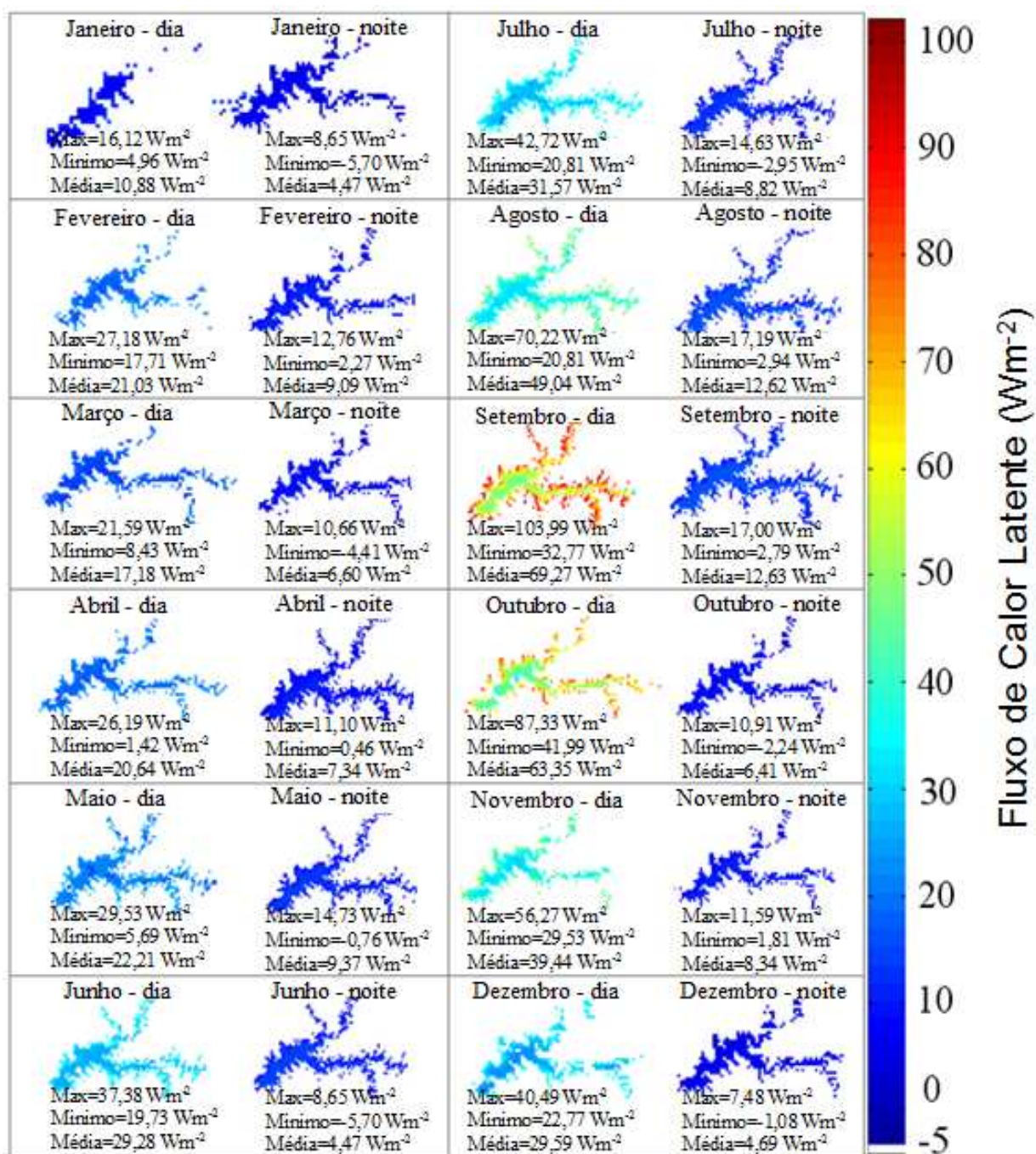


Figura 4.21: Campo de fluxo de calor latente (Wm^{-2}) obtida por meio da média mensal dos anos em análise (2003 a 2008).

Os dados de fluxo de calor latente médio, máximo e mínimo podem ser observados na Figura 4.22 para dia (a) e noite (b). O fluxo de calor latente médio dia mostra dois picos, o primeiro em fevereiro (média= $21,03 \text{ Wm}^{-2}$) e o segundo em setembro (média= $69,27 \text{ Wm}^{-2}$). Estes dois picos também são observados para noite, mas com menor intensidade; ou seja, média= $9,09 \text{ Wm}^{-2}$ em fevereiro e média= $12,63 \text{ Wm}^{-2}$ em setembro. O mês de janeiro apresentou o menor fluxo de calor latente tanto no caso dia (média= $10,88 \text{ Wm}^{-2}$) quanto no caso noite (média= $4,47 \text{ Wm}^{-2}$).

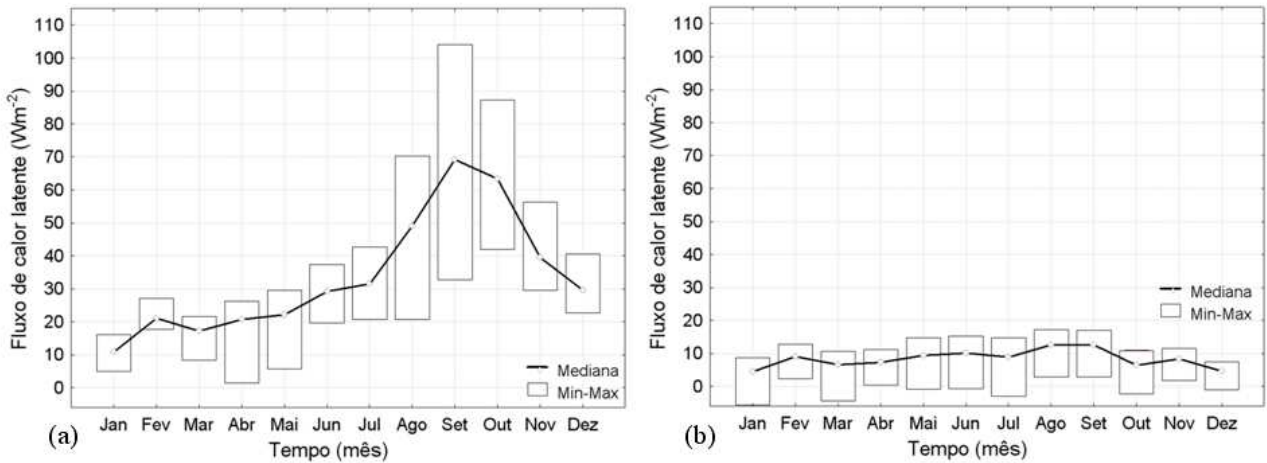


Figura 4.22: Estatística descritiva (mediana, mínimo e máximo) obtida por meio dos mapas do campo de fluxo de calor latente (Figura 4.21) para o dia (a) e noite (b) entre 2003 a 2008.

A variabilidade interanual do calor latente dia (Figura 4.23-a) mostra que janeiro, setembro e outubro foram os meses onde ocorreram as maiores variabilidades; e os menores em abril e julho. A variabilidade noite (Figura 4.23-b) é maior de janeiro a março e em setembro; e os menores em junho e julho.

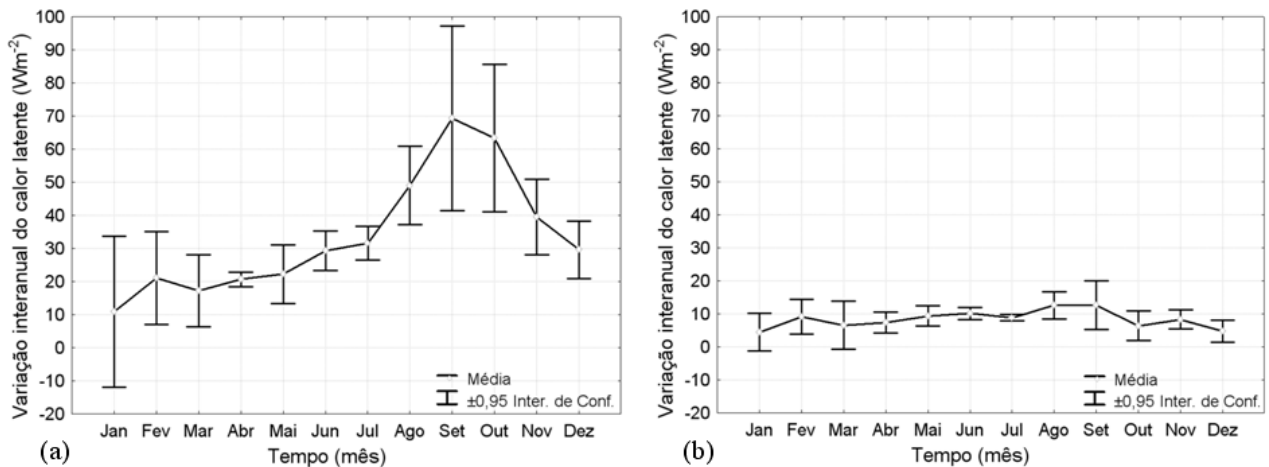


Figura 4.23: Variabilidade interanual do fluxo de calor latente entre 2003 – 2008 para o dia (a) e noite (b).

A análise de variância do fluxo de calor latente médio para o dia e para a noite mostrou que ambos os fluxos médios não são iguais entre os anos em análise (Tabela 4.4), pois ambos F calculados são maiores do que o F tabelado; sendo que para o caso noturno o F calculado foi muito próximo do F tabelado, evidenciando que as variações desse fluxo de um ano ao outro durante a noite foram baixas.

TABELA 4.4: Análise de variância do fluxo de calor latente médio mensal para os anos de 2003 a 2008. Onde g.l. é o grau de liberdade, SQ é a soma dos quadrados, QM é o quadrado médio e F é o teste F de Snedecor.

Temperatura DIA	g.l.	SQ	QM	$F_{\text{calculado}}$	$F_{\text{crítico}}$
Entre grupos	11	22260,73	2023,70	10,29	1,95
Dentro de grupos	60	11792,43	196,54		
Total	71	34053,16			

Temperatura NOITE	g.l.	SQ	QM	$F_{\text{calculado}}$	$F_{\text{crítico}}$
Entre grupos	11	467,36	42,48	2,25	1,95
Dentro de grupos	60	1131,92	18,86		
Total	71	1599,28			

Com os resultados obtidos por meio da radiação de onda longa (Figura 4.15), do fluxo de calor sensível (Figura 4.18) e latente (Figura 4.21) é possível estimar o balanço de energia na superfície da água do reservatório utilizando a equação 2.4.

4.3.4. Saldo de Radiação

O balanço de radiação médio mensal mostra a distribuição espacial durante o dia e a noite para os meses do ano (Figura 4.24). Os mapas mostram um padrão bem claro no saldo de energia, onde para o dia, de novembro a janeiro é o período onde ocorre o maior saldo de energia na superfície da água (média de 200,19 a 285,46 Wm^{-2}). Outra observação para o caso dia é que o saldo de radiação na superfície da água foi sempre positivo.

Ainda para o caso dia, observa-se que de janeiro a abril houve pouca variação espacial do saldo de radiação. De maio a agosto é possível observar pequenas mudanças na variação espacial onde há uma tendência de saldos positivos mais altos ocorrerem no centro do reservatório e mais baixos nas regiões mais rasas do reservatório. Durante setembro e outubro fica evidente que este processo de aumento do saldo das bordas para o centro do reservatório existe.

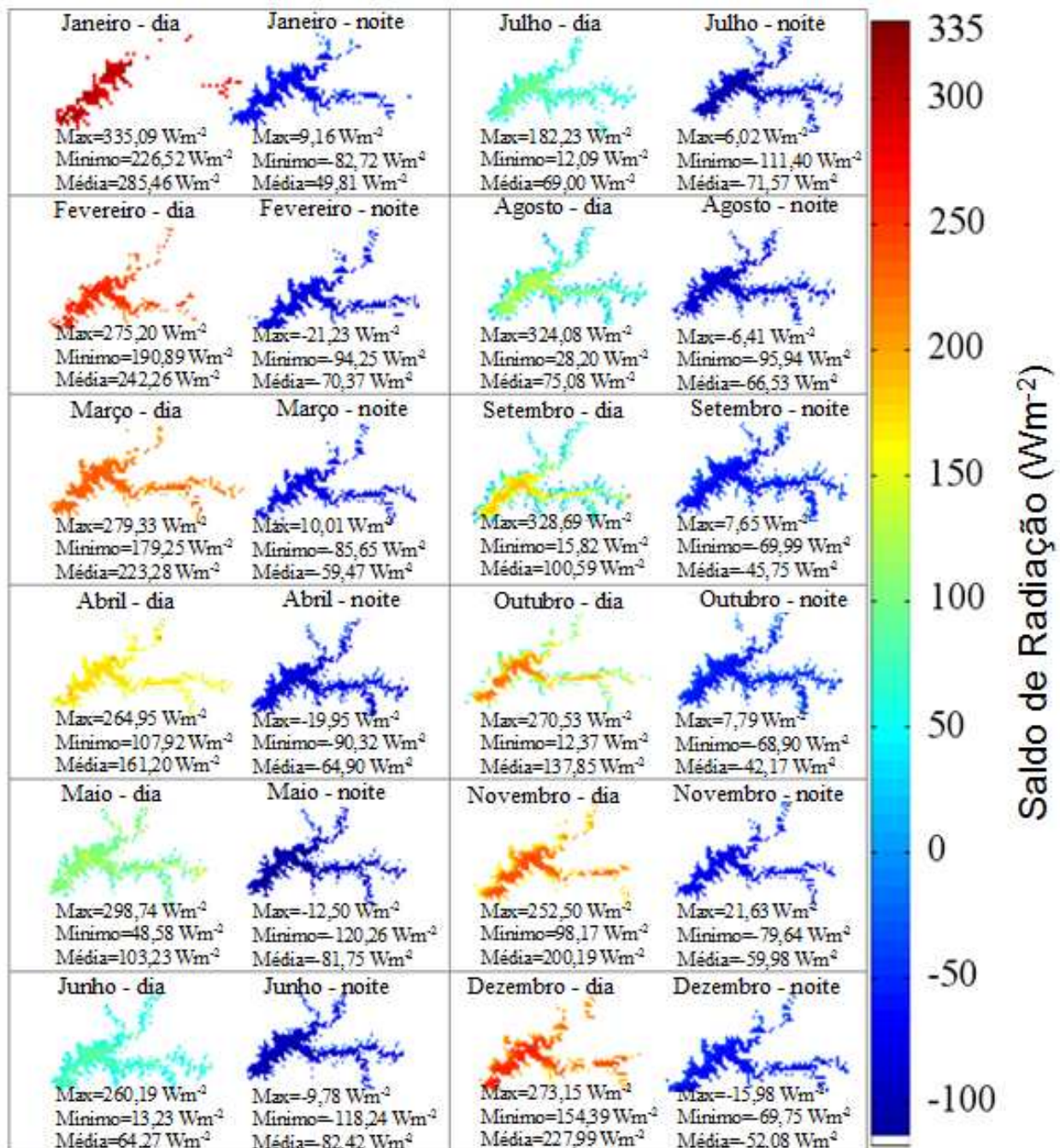


Figura 4.24: Campo de saldo de radiação (Wm^{-2}) obtida por meio da equação 2.4.

Para o caso noite pouca variação espacial existe com médias variando de $-42,17 \text{ Wm}^{-2}$ em outubro a $-82,42 \text{ Wm}^{-2}$ em junho; deve-se observar que em média para todos os meses durante o período noturno o saldo é sempre negativo. No entanto, em alguns meses alguns pixels aparecem com valores positivos, como é o caso de janeiro (máximo= $9,16 \text{ Wm}^{-2}$), março (máximo= $10,01 \text{ Wm}^{-2}$), julho (máximo= $6,02 \text{ Wm}^{-2}$), setembro (máximo= $7,65 \text{ Wm}^{-2}$) e outubro (máximo= $7,79 \text{ Wm}^{-2}$).

Esses resultados podem ser mais bem explorados por meio do *Box-plot* dos valores máximos, mínimos e médios do saldo de radiação diurnos e noturnos (Figura 4.25). De forma geral, os dados dia (Figura 4.25-a) mostram saldos de radiação maiores em janeiro e dezembro, e menor em junho.

A amplitude (máximo-mínimo) é maior nos meses de agosto e setembro; e menor em fevereiro e março. No caso noturno (Figura 4.25-b) existem dois picos de saldo médio (março e outubro) e três meses de baixa (fevereiro, junho e novembro). A maior amplitude é observada entre maio e julho e a menor entre novembro e dezembro.

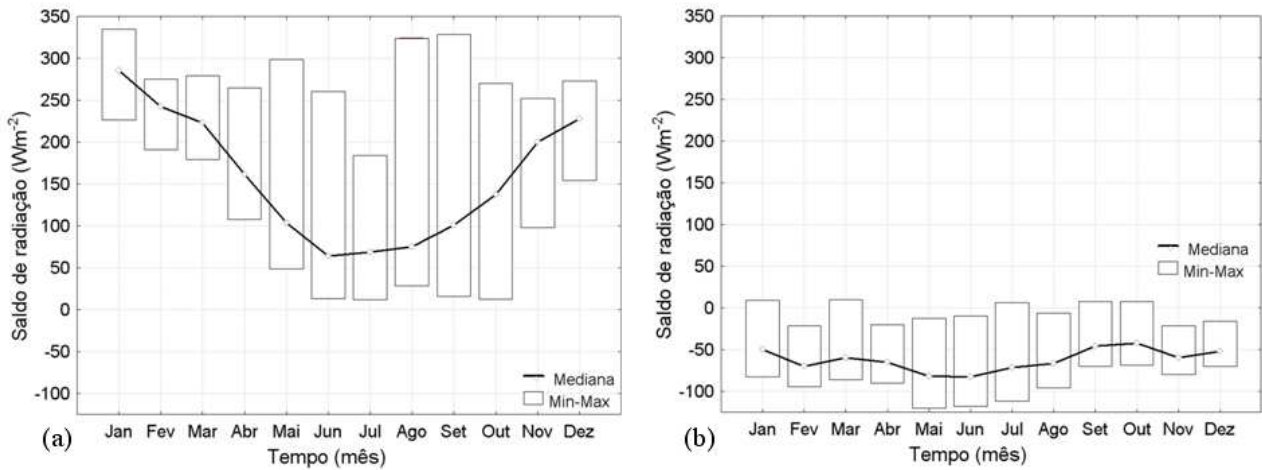


Figura 4.25: Estatística descritiva (mediana, mínimo e máximo) obtida por meio dos mapas do campo do saldo de radiação (Figura 4.24) para o dia (a) e noite (b) entre 2003 a 2008.

Quando se analisa as variações médias mensais interanuais existe um padrão para os saldos de radiação dia (Figura 4.26-a) onde as maiores variações estão no início e no fim do ano (verão, estação chuvosa) e os menores no meio do ano (inverno, estação seca). Como destaque de alta variação interanual estão os meses de janeiro, março, setembro e outubro, e entre os menores estão junho e julho. No caso noite (Figura 4.26-b) apenas dois meses tiveram uma variabilidade interanual considerável em comparação com os outros meses do ano, sendo janeiro e março. Baixa variabilidade ocorreu durante junho e julho principalmente.

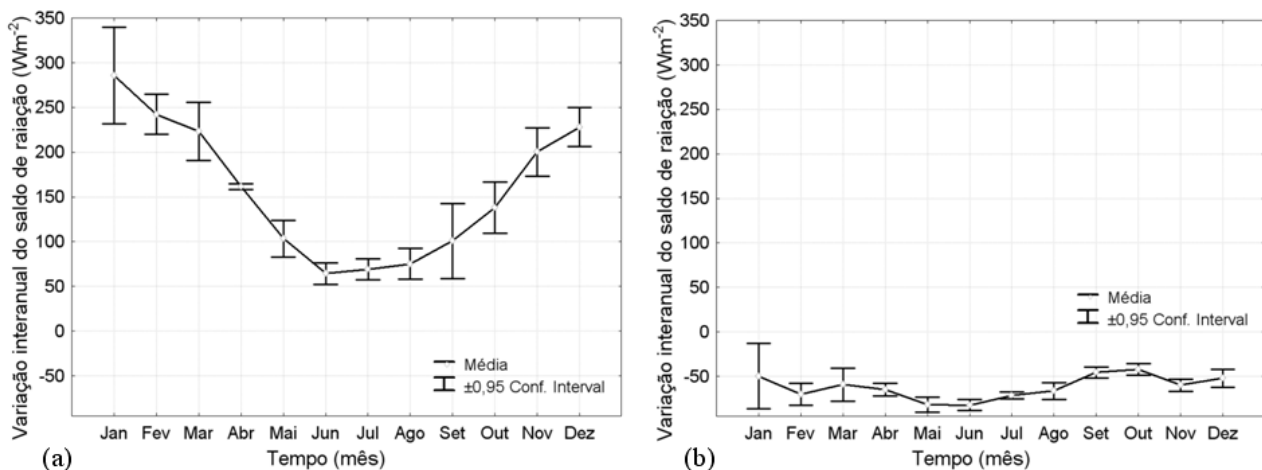


Figura 4.26: Variabilidade interanual do saldo de radiação entre 2003 – 2008 para o dia (a) e noite (b).

A análise de variância do saldo de radiação médio para o dia e para a noite mostrou que ambas os saldos médios não são iguais entre os anos em análise (Tabela 4.5), pois ambos F calculados são

maiores do que o F tabelado. Como mostra a Figura 4.26-b, a variação do saldo de radiação é muito pequena, e isto também foi evidenciado pela ANOVA, onde o F calculado para o saldo noturno foi cerca de 10 vezes menor do que o calculado para o dia.

TABELA 4.5: Análise de variância do saldo de radiação médio mensal para os anos de 2003 a 2008. Onde g.l. é o grau de liberdade, SQ é a soma dos quadrados, QM é o quadrado médio e F é o teste F de Snedecor.

Temperatura DIA	g.l.	SQ	QM	$F_{\text{calculado}}$	$F_{\text{crítico}}$
Entre grupos	11	387473,35	35224,85	50,07	1,95
Dentro de grupos	60	42203,86	703,39		
Total	71	429677,21			

Temperatura NOITE	g.l.	SQ	QM	$F_{\text{calculado}}$	$F_{\text{crítico}}$
Entre grupos	11	11470,32	1042,75	5,94	1,95
Dentro de grupos	60	10526,48	175,44		
Total	71	21996,80			

Utilizando os resultados apresentados anteriormente foi possível construir um gráfico mostrando a variação dos fluxos de energia durante o dia (Figura 4.27-a) e noite (Figura 4.27-b).

4.3.5. Balanço de Energia na Superfície da Água do Reservatório

O ciclo anual do balanço de energia no reservatório pode ser verificado na Figura 4.27, o qual mostra a média mensal de cada fluxo de calor. A comparação entre o balanço dia e noite mostra que a radiação de onda longa e o fluxo de calor sensível foram os que apresentaram a menor diferença entre o dia e a noite. Exceção deve ser feita no caso do fluxo de calor sensível para o mês de setembro onde para o caso noite houve uma queda brusca neste fluxo. O fluxo de calor latente apresentou diferenças principalmente no período de agosto a outubro, onde para o caso dia este fluxo foi superior ao observado durante a noite; nos outros meses a diferença é pequena. A maior diferença observada foi no balanço de energia que para o caso dia o balanço foi sempre positivo e para o caso noite foi sempre negativo.

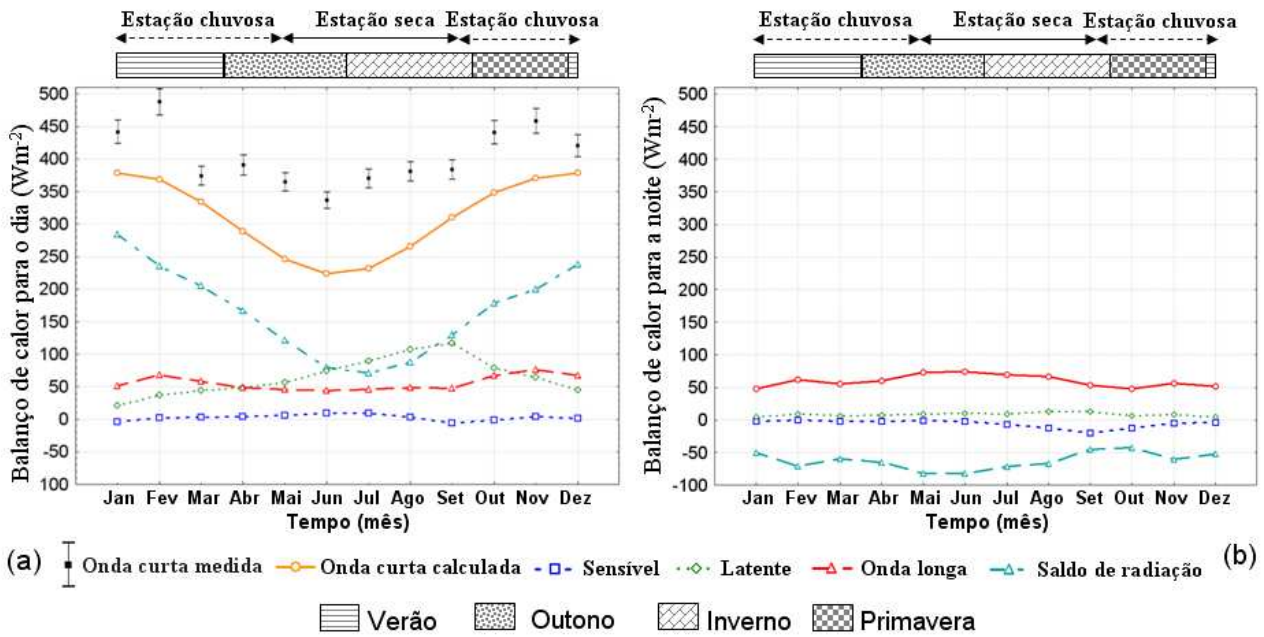


Figura 4.27: Balanço de energia na superfície da água do reservatório para o dia (a) e noite (b) obtido por meio dos campos de fluxos de calor.

Na Figura 4.27-a também é possível verificar a radiação média mensal de onda curta medida pela bóia SIMA de março de 2009 a fevereiro de 2010. De acordo com o fabricante 'NovaLynx Corporation' os dados de radiação incidente possuem uma acurácia de $\pm 5\%$; por isto na Figura 4.27-a os dados de radiação medidos pelo SIMA apresentam uma barra que leva em consideração essa variação.

A regressão linear entre o dado de radiação incidente medido e observado (Figura 4.28) mostra que o coeficiente de correlação ajustado foi de 0,72 ($n=12$, $p=0,0005$) e erro quadrático médio

$$RMSE = \left[\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (Z_i - \hat{Z}_i)^2 \right]^{0.5} \quad (\text{onde } n \text{ é o número de amostras, } Z_i \text{ é a radiação de onda curta}$$

medida, e \hat{Z}_i a radiação calculada) = $31,17 \text{ Wm}^{-2}$.

De forma geral a radiação incidente calculada subestimou a radiação incidente de onda curta medida na bóia SIMA. A maior diferença observada foi no mês de fevereiro (131 Wm^{-2}) e a menor no mês de março ($25,76 \text{ Wm}^{-2}$). Outro fato é que essas diferenças tendem a ser maiores durante a estação seca (maio a agosto) e menor durante o período chuvoso (início e final do ano) com exceção ao mês de fevereiro.

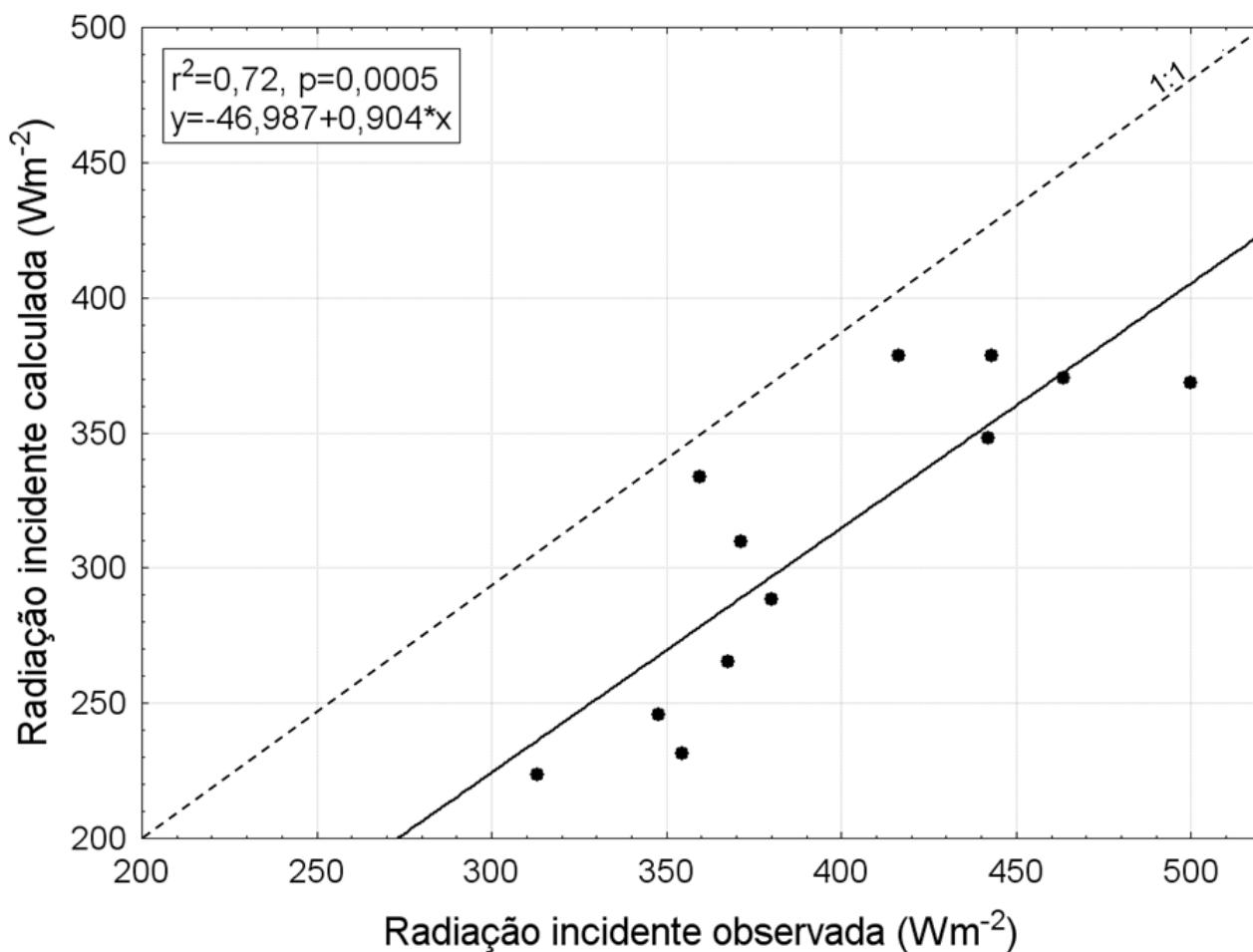


Figura 4.28: Avaliação da radiação de onda curta calculada em relação ao observado.

Deve-se observar que a radiação de onda curta pode variar de um ano para outro por diversas razões (ver IQBAL, 1983) e essa variação deve ser levada em consideração. O propósito de inserir neste gráfico valor *in situ* de radiação de onda curta foi para ter um parâmetro de comparação com o que foi calculado, indicando o erro assumido neste trabalho.

A Tabela 4.6 mostra em resumo a variação anual média mensal dos fluxos de calor para o dia e noite para o reservatório.

TABELA 4.6: Fluxos mensais médios (Wm^{-2}) de 2003 a 2008 no reservatório de Itumbiara, onde ϕ_s é a radiação de onda longa, ϕ_{lf} é o fluxo de calor latente, ϕ_{sf} é o fluxo de calor sensível, ϕ_{ri} é a radiação de onda longa, e ϕ_N é o balanço superficial de calor.

	ϕ_s		ϕ_{lf}		ϕ_{sf}		ϕ_{ri}		ϕ_N	
	dia	noite	dia	noite	dia	noite	dia	noite	dia	noite
Jan	378.64	-	10.88	4.47	-0.95	-2.58	51.28	47.91	285.47	-49.81
Fev	368.40	-	21.04	9.10	4.79	-0.14	72.39	61.41	242.26	-70.38
Mar	333.75	-	17.18	6.60	3.91	-2.05	69.02	54.92	223.29	-59.47
Abr	288.46	-	20.64	7.35	5.34	-2.24	78.56	59.80	161.20	-64.91
Mai	245.96	-	22.21	9.38	7.63	-0.99	95.94	73.40	103.20	-81.75
Jun	223.64	-	29.29	10.14	11.65	-1.91	102.83	74.24	64.28	-82.42
Jul	231.46	-	31.58	8.83	10.97	-6.70	103.36	69.44	69.00	-71.57
Ago	265.39	-	49.05	12.63	11.82	-12.13	110.84	66.07	75.08	-66.54
Set	309.79	-	69.27	12.63	11.61	-20.37	106.36	53.50	100.59	-45.75
Out	348.03	-	63.35	6.42	15.01	-12.34	96.12	48.10	137.86	-42.17
Nov	370.28	-	39.44	8.34	10.96	-4.52	91.13	56.16	200.20	-59.98
Dez	378.62	-	29.60	4.69	8.66	-4.41	84.14	51.74	228.00	-52.08

Os fluxos da Figura 4.27 são apresentados separadamente para o caso dia e noite, mas é necessário subtrair o saldo dia da noite para poder ter o que é denominado aqui de saldo de radiação efetivo; ou seja, nada mais é do que o saldo de radiação em cada mês.

4.3.6. Saldo de Radiação Efetivo

O saldo efetivo de radiação (Figura 4.29) mostra que durante a estação chuvosa o reservatório ganha calor, e perde durante a estação seca. Janeiro apresenta-se como o mês em que ocorre o maior armazenamento de calor ($235,66 \text{ Wm}^{-2}$) seguido de Dezembro ($175,92 \text{ Wm}^{-2}$); e a maior perda de calor ocorre entre junho ($-18,14 \text{ Wm}^{-2}$) e julho ($-2,57 \text{ Wm}^{-2}$). Isto mostra que depois que ocorre uma perda de calor durante a estação seca (queda na temperatura do ar) o saldo de calor começa a aumentar com o aumento da temperatura do ar. No entanto como a intensidade do vento também aumenta, existe uma perda de calor da superfície da água devido à ação do vento; por isto o saldo atinge o maior valor em janeiro quando a intensidade do vento é baixa.

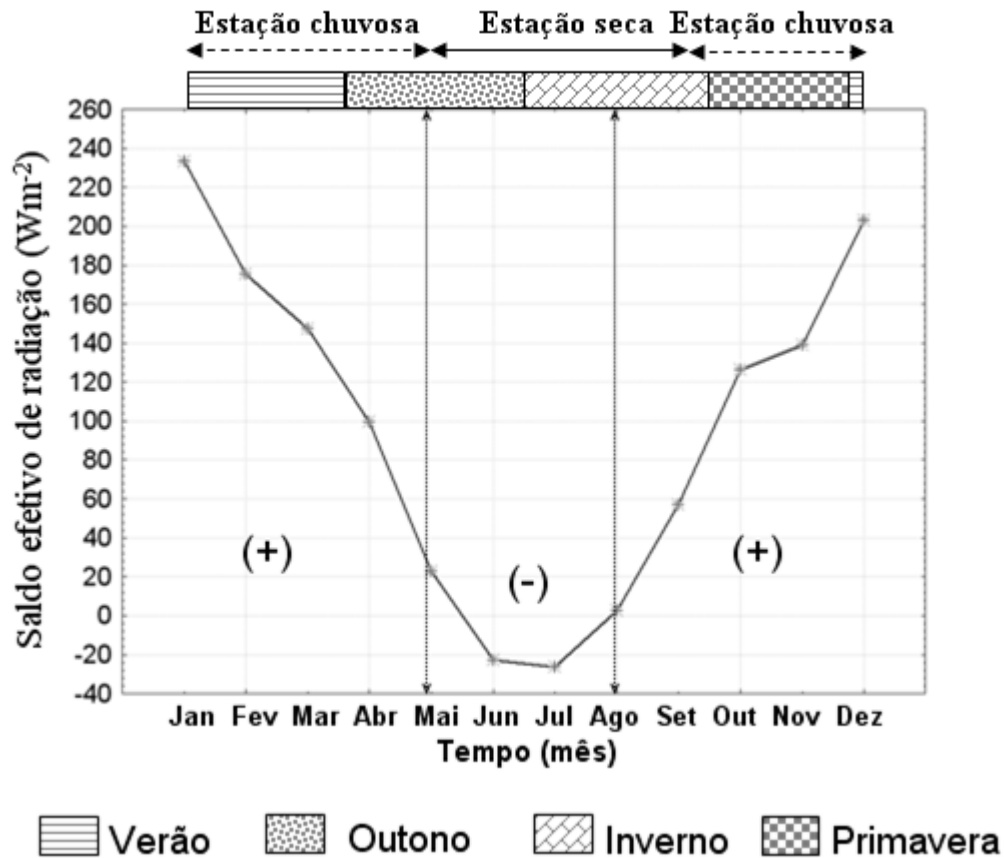


Figura 4.29: Saldo de radiação efetivo para o reservatório de Itumbiara: onde (+) significa ganho de calor e (-) perda de calor.

O saldo efetivo de radiação no contexto espacial pode ser visto na Figura 4.30. Para janeiro, fevereiro e abril a porção nordeste do reservatório ganha mais calor do que a sudeste. Isto é devido à direção preferencial do vento no reservatório ser de sudeste para nordeste, então o vento empurra a massa d'água aquecida para a região litoral por meio da advecção; em março, a região sudeste aquece mais do que a nordeste. Em maio, uma grande área do reservatório perde calor, e somente uma pequena área no corpo principal ganha efetivamente calor. De junho a julho, a perda de calor domina o reservatório, sendo que as perdas na porção nordeste são menores do que as da porção sudeste. De agosto a dezembro o reservatório aquece novamente da zona litorânea para o centro do reservatório; com a ressalva de que em outubro, existe um gradiente entre a zona litoral e o centro do reservatório mais acentuado.

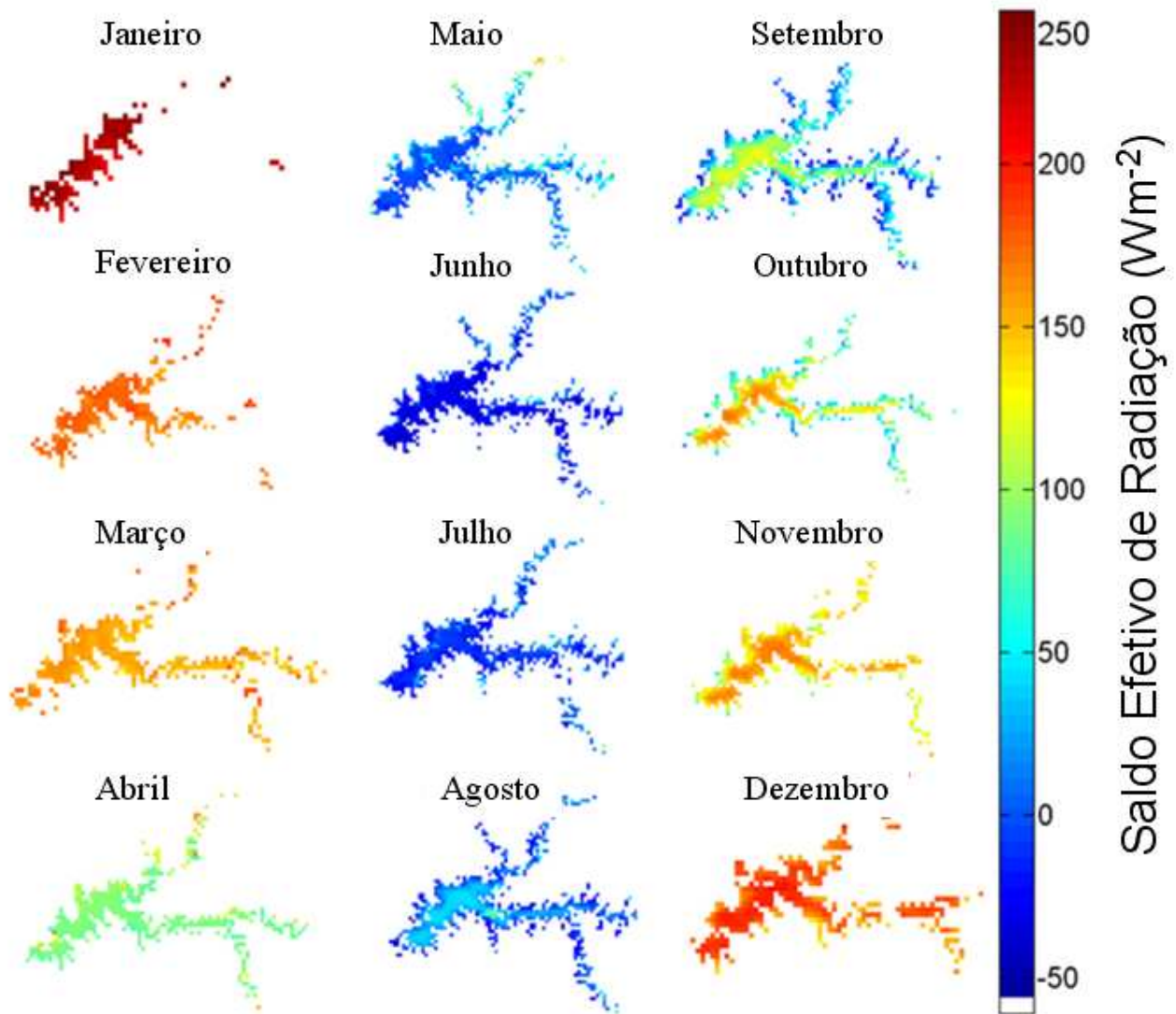


Figura 4.30: Variação espacial do saldo efetivo de radiação na superfície da água do reservatório.

Uma informação importante é saber se existem diferenças significativas entre o saldo efetivo de radiação da barragem até a confluência dos rios. Para tanto, transectos (amostras do saldo efetivo de radiação) foram realizados em cada mês com as seguintes distâncias (na barragem, 6, 13, 20 Km, e na confluência dos rios, ver Figura 4.31).

Os meses de janeiro e fevereiro apresentam padrões contrários, ou seja, em janeiro o saldo decresce da barragem em direção à confluência dos rios, e em fevereiro aumenta. Em março, o calor decresce da barragem, em abril uma pequena mudança no saldo é observada. Próximo à barragem, em maio, o saldo é negativo, e a 6 e 20 Km da barragem o saldo é próximo de zero; próximo a confluência dos rios o saldo é negativo. Junho e julho apresentam padrões de variação do saldo de energia muito próximos, ou seja, ambos são horizontalmente negativos. Próximo da barragem e próximo da

confluência dos rios a perda de calor foi superior a observada no centro do reservatório. De agosto a dezembro, o ganho de calor foi maior próximo da confluência dos rios do que próximo à barragem.

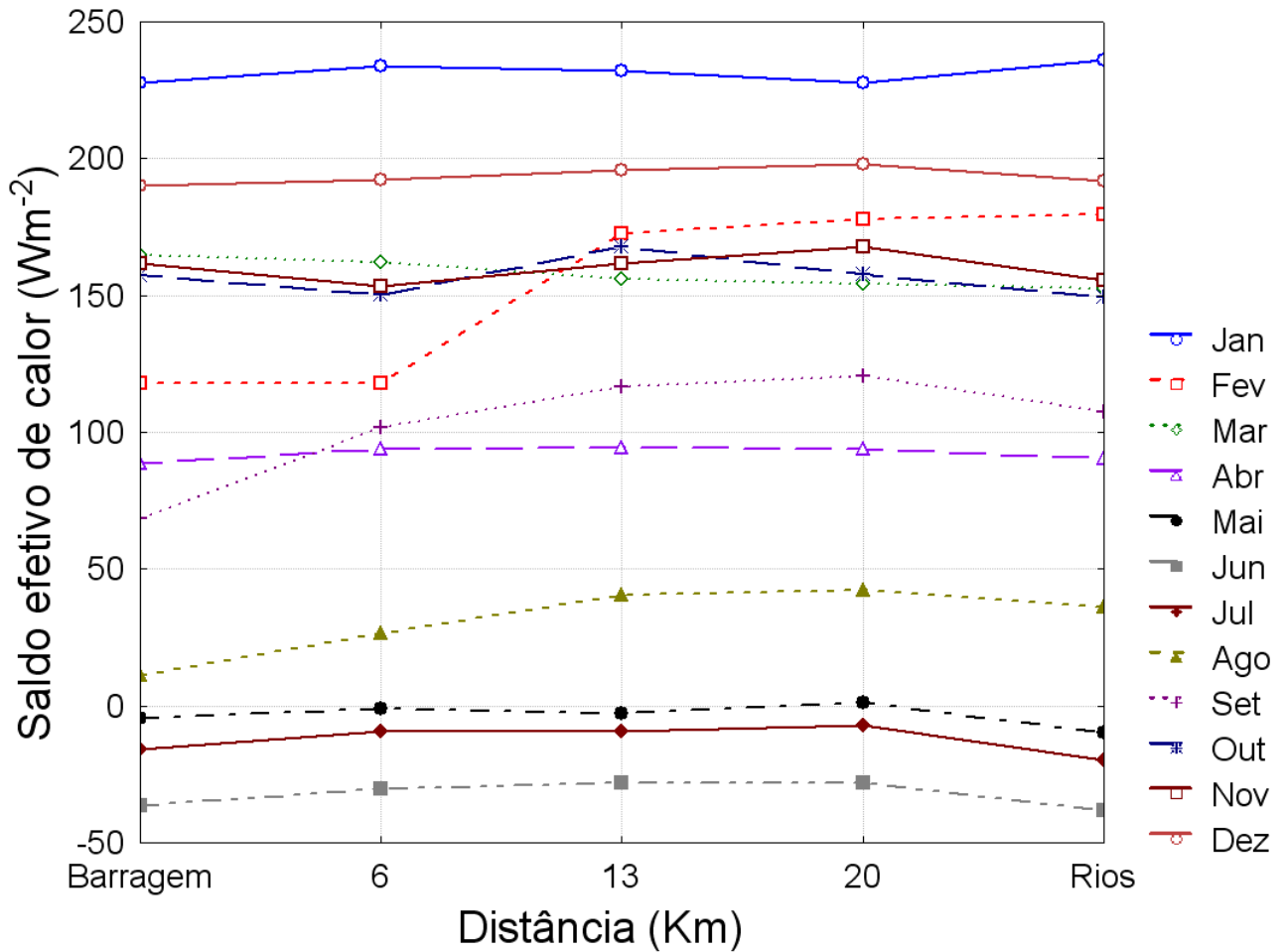


Figura 4.31: Transectos de saldo efetivo de radiação da barragem à confluência dos rios.

Até neste ponto do trabalho apenas as variações de temperatura e fluxo de calor no contexto espacial foi explorado; no entanto, o contexto temporal também deve ser estudado, principalmente para verificar se existem padrões de variações cíclicos.

CAPÍTULO 5

RESULTADOS: ANÁLISE TEMPORAL DOS DADOS

5.1. Análise de Série Temporal

5.1.1. Análise da Série Temporal de Temperatura da Superfície da Água

As séries temporais da temperatura da superfície da água medidas por satélite são mostradas na Figura 5.1. Na Figura 5.1-a observa-se a temperatura da superfície da água diurna e na Figura 5.1-b mostra a temperatura noturna.

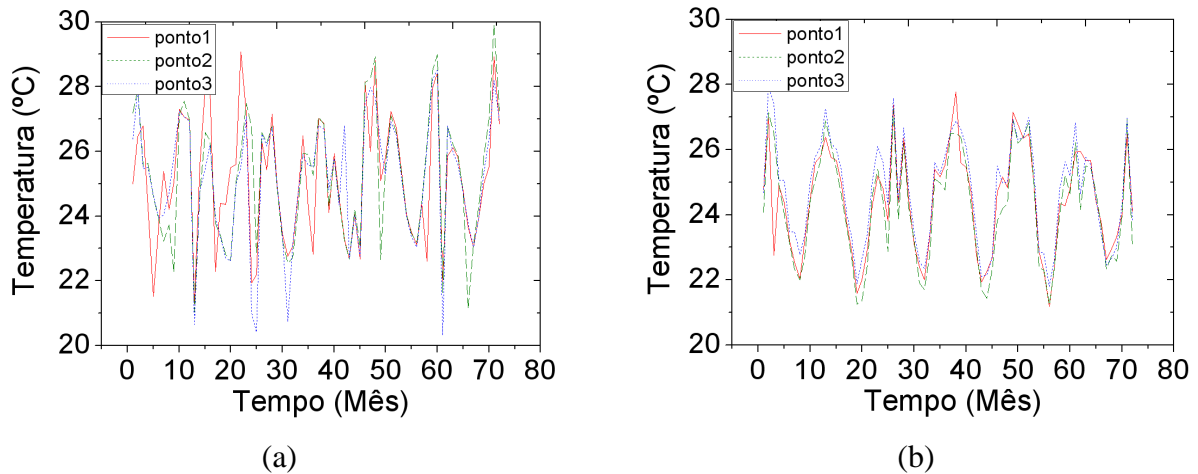


Figura 5.1: Série temporal ($\overline{3 \times 3}$) da temperatura média mensal nas três estações selecionadas para os anos de 2003 a 2008: (a) temperatura da superfície da água diurna, (b) temperatura da superfície da água noturna. Onde: ponto1 = região da barragem; ponto2 = centro do reservatório e ponto3 = confluência dos rios.

De forma geral a série temporal da temperatura da superfície da água média mensal diurna apresenta mais variações do que a noturna. Isto se deve principalmente a fatores como: radiação solar, intensidade, direção e duração do vento (CHAPRA, 1997; GENTEMANN et al. 2003). Estes autores observaram que um forte sinal sazonal nos dados de temperatura, demonstrando sua dependência e sua variabilidade como função do tempo no ano.

No dado diurno é possível notar uma pequena distinção dos três pontos amostrais, ponto1 (próximo à barragem), ponto 2 (centro do reservatório) e ponto 3 (próximo à desembocadura dos rios). Nos dados noturnos esta distinção já não é tão clara. É fácil observar que nas três séries em análise em cada ano a temperatura passa por máximos e mínimos (ao longo do ano), evidenciando um padrão cíclico durante o período analisado. Para analisar esse padrão, harmônicos foram ajustados e a análise espectral de Fourier foi aplicada a cada uma das séries apresentadas na Figura 5.1.

5.1.1.1. Análise por Transformada de Fourier

5.1.1.1.1. Análise Harmônica

A análise harmônica consiste da representação de flutuações ou variações em uma série temporal que se originou da adição de uma série de funções seno e co-seno. Estas funções trigonométricas são “harmônicos” que são escolhidos como tendo frequências que são múltiplas da frequência “fundamental” determinada pelo tamanho amostral da série de dados.

A dependência temporal de cada série pode ser descrita por meio de termos senoidais de Fourier, para a temperatura diurna: ponto 1 (equação 5.1), ponto 2 (equação 5.2) e ponto 3 (equação 5.3) e noturna: ponto 1 (equação 5.4), ponto 2 (equação 5.5) e ponto 3 (equação 5.6).

O primeiro termo de cada equação é referente à média de cada série temporal (por exemplo, na equação 5.1 o valor 25,13 é a média da série do ponto 1). A frequência de base (ω) para os pontos 2 e 3 do produto dia (equação 5.2 e 5.3 respectivamente) e ponto 2 do produto noite (equação 5.5) é igual a 0,17, ou aproximadamente 5,88 meses. A frequência de base para o ponto 1 do produto dia (equação 5.1) é 0,25, equivalente a 4 meses. Para os pontos 1 e 3 do produto noite (equação 5.4 e 5.6) as frequências são 0,51 e 0,13 (1,96 meses e 7,69 meses, respectivamente).

A maior amplitude observada na equação 5.4 é referente ao primeiro harmônico correspondendo a um ciclo de 4,5 meses. Para a série de temperatura de superfície adquirida no período noturno no ponto 3 (próximo a desembocadura dos rios, equação 5.6) a maior amplitude foi verificada no quarto harmônico correspondendo a um ciclo de 4 meses.

$$\begin{aligned} f(t_1) = & 25,13 + 0,24 \cos(\omega_1 t) - 0,23 \text{sen}(\omega_1 t) + 0,88 \cos(2\omega_1 t) \\ & - 0,25 \text{sen}(2\omega_1 t) - 0,26 \cos(3\omega_1 t) - 0,06 \text{sen}(3\omega_1 t) \\ & - 0,89 \cos(4\omega_1 t) - 0,03 \text{sen}(4\omega_1 t) - 0,14 \cos(5\omega_1 t) \\ & + 0,05 \text{sen}(5\omega_1 t) - 0,22 \cos(6\omega_1 t) + (-0,06) \text{sen}(6\omega_1 t) \end{aligned} \quad 5.1$$

$$\begin{aligned} f(t_2) = & 25,19 + 0,1 \cos(\omega_2 t) + (-0,008) \text{sen}(\omega_2 t) + 0,14 \cos(2\omega_2 t) \\ & + 0,1 \text{sen}(2\omega_2 t) + 1,33 \cos(3\omega_2 t) + 0,62 \text{sen}(3\omega_2 t) + 0,26 \\ & \cos(4\omega_2 t) + 0,10 \text{sen}(4\omega_2 t) - 0,01 \cos(5\omega_2 t) + 0,15 \\ & \text{sen}(5\omega_2 t) + 0,11 \cos(6\omega_2 t) - 0,86 \text{sen}(6\omega_2 t) - 0,08 \\ & \cos(7\omega_2 t) + 0,24 \text{sen}(7\omega_2 t) - 0,20 \cos(8\omega_2 t) + 0,17 \\ & \text{sen}(8\omega_2 t) \end{aligned} \quad 5.2$$

$$\begin{aligned} f(t_3) = & 25,12 + 0,34 \cos(\omega_3 t) + 0,44 \text{sen}(\omega_3 t) + 0,08 \cos(2\omega_3 t) \\ & - 0,08 \text{sen}(2\omega_3 t) + 0,98 \cos(3\omega_3 t) + 0,01 \text{sen}(3\omega_3 t) \\ & + 0,23 \cos(4\omega_3 t) + 0,15 \text{sen}(4\omega_3 t) + 0,09 \cos(5\omega_3 t) \\ & - 0,10 \text{sen}(5\omega_3 t) - 0,60 \cos(6\omega_3 t) - 0,60 \text{sen}(6\omega_3 t) \\ & + 0,18 \cos(7\omega_3 t) + 0,40 \text{sen}(7\omega_3 t) \end{aligned} \quad 5.3$$

$$\begin{aligned} f(t_4) = & 24,4 + 1,37 \cos(\omega_4 t) + 0,99 \text{sen}(\omega_4 t) + (-0,20) \cos(2\omega_4 t) \\ & - 0,21 \text{sen}(2\omega_4 t) - 0,05 \cos(3\omega_4 t) + 0,09 \text{sen}(3\omega_4 t) \end{aligned} \quad 5.4$$

$$\begin{aligned}
f(t_5) = & 24,2 + 0,07 \cos(\omega_5 t) + 0,12 \text{sen}(\omega_5 t) + 0,03 \cos(2\omega_5 t) - 0,20 \text{sen}(2\omega_5 t) \\
& + 1,25 \cos(3\omega_5 t) + 1,25 \text{sen}(3\omega_5 t) - 0,32 \cos(4\omega_5 t) + 0,07 \\
& \text{sen}(4\omega_5 t) + 0,03 \cos(5\omega_5 t) - 0,01 \text{sen}(5\omega_5 t) - 0,32 \cos(6\omega_5 t) \\
& - 0,30 \text{sen}(6\omega_5 t) - 0,18 \cos(7\omega_5 t) + 0,06 \text{sen}(7\omega_5 t) - 0,05 \\
& \cos(8\omega_5 t) - 0,007 \text{sen}(8\omega_5 t)
\end{aligned} \tag{5.5}$$

$$\begin{aligned}
f(t_6) = & 24,7 + 0,12 \cos(\omega_6 t) - 0,08 \text{sen}(\omega_6 t) - 0,10 \cos(2\omega_6 t) + 0,13 \\
& \text{sen}(2\omega_6 t) - 0,02 \cos(3\omega_6 t) + 0,19 \text{sen}(3\omega_6 t) + 1,40 \\
& \cos(4\omega_6 t) + 1,28 \text{sen}(4\omega_6 t) + 0,09 \cos(5\omega_6 t) + 0,17 \\
& \text{sen}(5\omega_6 t) - 0,16 \cos(6\omega_6 t) - 0,08 \text{sen}(6\omega_6 t) - 0,01 \\
& \cos(7\omega_6 t) + 0,01 \text{sen}(7\omega_6 t) - 0,32 \cos(8\omega_6 t) - 0,53 \\
& \text{sen}(8\omega_6 t)
\end{aligned} \tag{5.6}$$

Onde t é o tempo em meses e $\omega_1=0,25$; $\omega_2, \omega_3=0,17$; $\omega_4=0,51$; $\omega_5=0,17$; $\omega_6=0,13$.

O ajuste aos senóides apresentados nas equações acima é mostrado na Figura 5.2 (as letras a, b e c são correspondentes à temperatura de superfície diurnas, e as letras d, e, f são as temperaturas noturnas).

A Tabela 5.1 mostra um resumo para cada série temporal do número de harmônicos, o R^2 , o ρ -valor e o erro quadrático médio do ajuste.

TABELA 5.1: Ajuste das series temporais aos senóides.

	Temperatura durante o dia			Temperatura durante a noite		
	p1	p2	p3	p1	p2	p3
Amostras						
Harmônicos	6	8	7	3	8	8
R^2	0,70	0,85	0,73	0,88	0,92	0,82
ρ	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05
RMSE	0,71°C	0,61°C	0,75°C	0,47°C	0,44°C	0,77°C

Em relação ao ajuste da temperatura diurna por meio de senóides se observa que o ponto 2 apresentou o menor erro, utilizando 8 harmônicos (Figura 5.2-b). Para o ponto 1 (Figura 5.2-a) verifica-se que o ajuste também foi considerado significativo, havendo apenas nos meses de novembro e dezembro de 2003 e 2006 um desvio do ajuste. Quanto ao ponto 3 (Figura 5.2-c) a falta de ajuste ocorreu principalmente nos meses de janeiro de cada ano e dezembro de 2008.

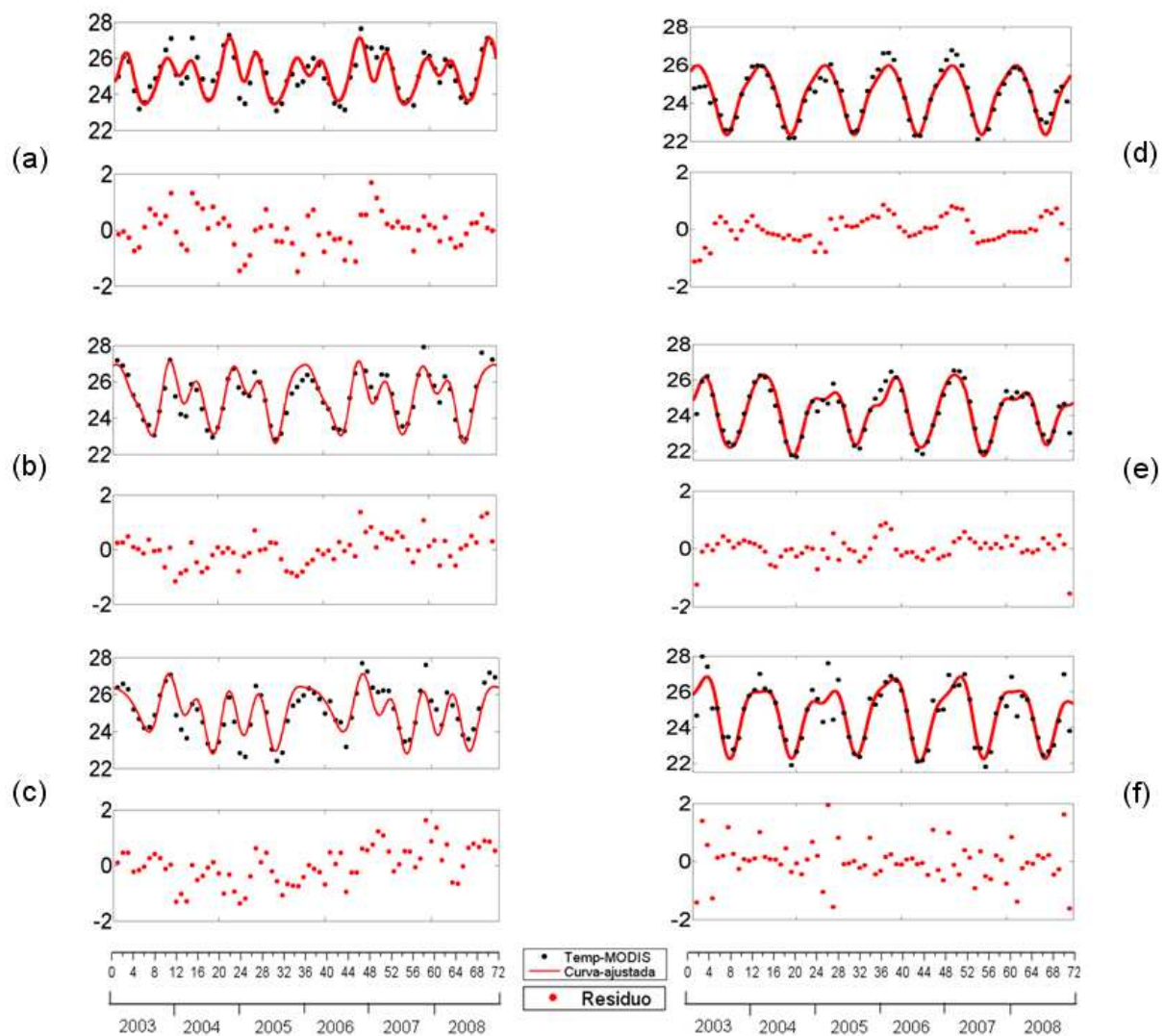


Figura 5.2: Ajuste da série temporal de temperatura da superfície da água por meio de séries de Fourier: Produto Dia: (a) ponto 1, (b) ponto 2 e (c) ponto 3 e Noite: (d) ponto 1, (e) ponto 2 e (f) ponto 3.

O ajuste com erro quadrático médio menor foi o da temperatura noturna para a série temporal do ponto 2 (região central do reservatório, Figura 5.2-e) e o maior erro foi o do ponto 3 temperatura noturna (região sob influência dos rios, Figura 5.2-f). No entanto é importante observar que o ajuste ao ponto 1 da temperatura noturna (região próxima a barragem, Figura 5.2-d) apresentou um erro de $0,47^{\circ}\text{C}$ utilizando apenas 3 harmônicos, ao passo que o ponto 3 temperatura no turna foram necessários 8 harmônicos.

5.1.1.1.2. Análise Espectral de Fourier

A análise espectral de Fourier foi aplicada a cada série temporal (Figura 5.1-a) utilizando a janela espectral de Hamming, a 95% de confiança. A Figura 5.3 mostra os espectros para cada estação amostral. São mostrados os resultados da temperatura diurna e logo em seguida a noturna. Os pontos 1 (Figura 5.3-a) e 2 (Figura 5.3-b) apresentam semelhanças quantos aos períodos de 12

meses (ciclo anual), 6 meses (ciclo semestral). O período de 4,5 meses aparece apenas no produto temperatura dia, ponto 1 (barragem). O período de máxima densidade para o ponto 1 ocorre em 6 meses e para o ponto 2 em 12 meses. O ponto 3 (Figura 5.3-c) mostra o período de máxima densidade em 6 meses, seguido pelo de 12 meses e 36 meses.

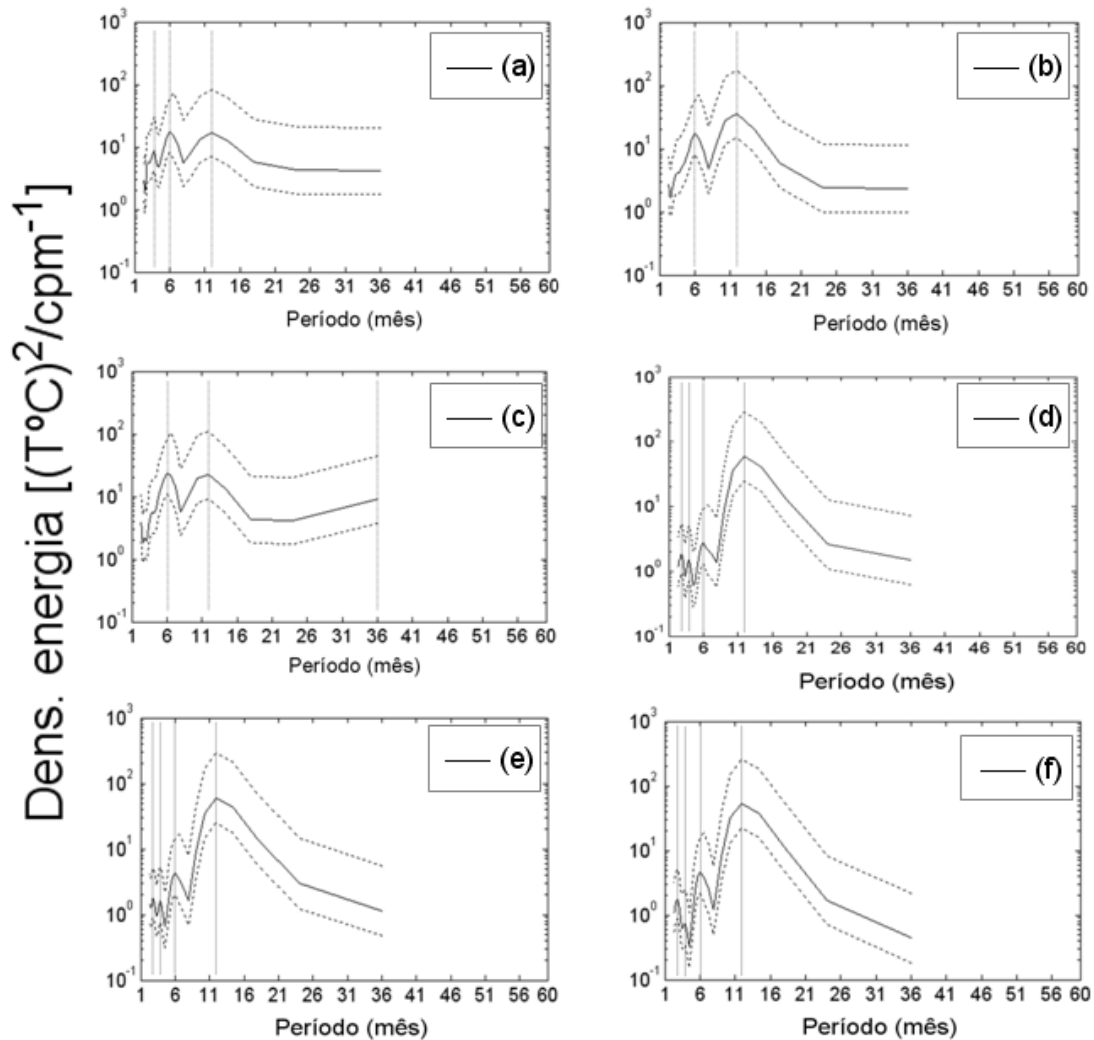


Figura 5.3: Análise espectral de Fourier das séries temporais da temperatura da superfície da água diurna: (a) ponto 1, (b) ponto 2, (c) ponto 3 e noturna: (d) ponto 1, (e) ponto 2, (f) ponto 3.

Para a análise espectral da temperatura noturna tem-se que para o ponto 1 (Figura 5.3-d), 2 (Figura 5.3-e) e 3 (Figura 5.3-f) os períodos de 12, 6, 3 e 2 meses são os de maior densidade espectral, e que o período anual é o mais pronunciado, seguido pelo semi-anual. Também é pronunciado neste caso o ciclo bimestral.

Como enfatizado por Kaiser (1994), a transformada de Fourier pode ‘esconder’ períodos com densidade espectral significativa, por impor uma escala ou intervalo de resposta do tamanho da série (neste caso $T=72$). Baseado nisto Kaiser (1994) sugere uma análise do tempo - frequência da série temporal por meio da análise de ondaletas.

5.1.1.2. Análise por Transformada de Ondaleta

As séries temporais obtidas por meio das imagens MODIS/Terra de temperatura da superfície da água diurna mostram que o principal modo de oscilação está concentrado entre 8 e 24 meses. O ponto 1 (Figura 5.4-a) mostra que para o ano de 2003 (durante o meses de junho e julho) o pico de máxima energia ocorreu nos períodos de 8 a 12 meses. De 2004 (meses de maio, setembro e dezembro) a 2005 (março e abril) os picos de máxima energia ficaram abaixo dos 8 meses (provavelmente 6 meses, como mostrou o espectro de Fourier). Em 2006 os picos ocorreram em maio, junho, novembro e dezembro (com períodos de até 24 meses), enquanto que em 2007 ocorreram em maio, junho e julho (com períodos de até 12 meses). Em 2008 apenas um pico de menor energia em relação aos outros anos foi observado para o mês de maio (com períodos menores do que 12 meses).

O ponto 2 (Figura 5.4-b) mostrou que os picos com maior energia não ultrapassam os 12 meses para os 6 anos em análise. De forma geral os meses onde ocorreram os picos de máxima energia são os mesmos do ponto 1 (Figura 5.4-a). Assim como no ponto 1 o mês de dezembro de 2006 foi o que apresentou períodos significativos de até 24 meses.

Para o ponto 3 (Figura 5.4-c) existem picos de até 60 meses (5 anos), ocorrendo para o ano de 2004 no meses de setembro a dezembro. Também como verificado nos pontos 1 e 2, picos de até 24 meses ocorrem para o mês de dezembro de 2006. Foi verificado também picos de energia para períodos de até 60 meses (5 anos) do mês de maio de 2006 a fevereiro de 2007.

As séries temporais de temperatura da superfície da água noturna (Figura 5.4-d,e,f) apresentam picos de energia de até 24 meses (2 anos). No entanto, esses picos são mais bem definidos e com menor energia do que as temperaturas medidas durante o dia. É fato também que de forma geral os meses referentes aos picos de máxima energia são: de maio a agosto e de novembro a abril do ano subsequente, com pequenas defasagens.

O ponto que apresentou maior energia foi o 1 (Figura 5.4-d), seguido pelo ponto 2 (Figura 5.4-e) e com menor energia o ponto 3 (Figura 5.4-f). No caso do ponto 3 se observa um alto contraste de energia, ou seja, para períodos de até 16 meses as energias são maiores do que para os períodos maiores.

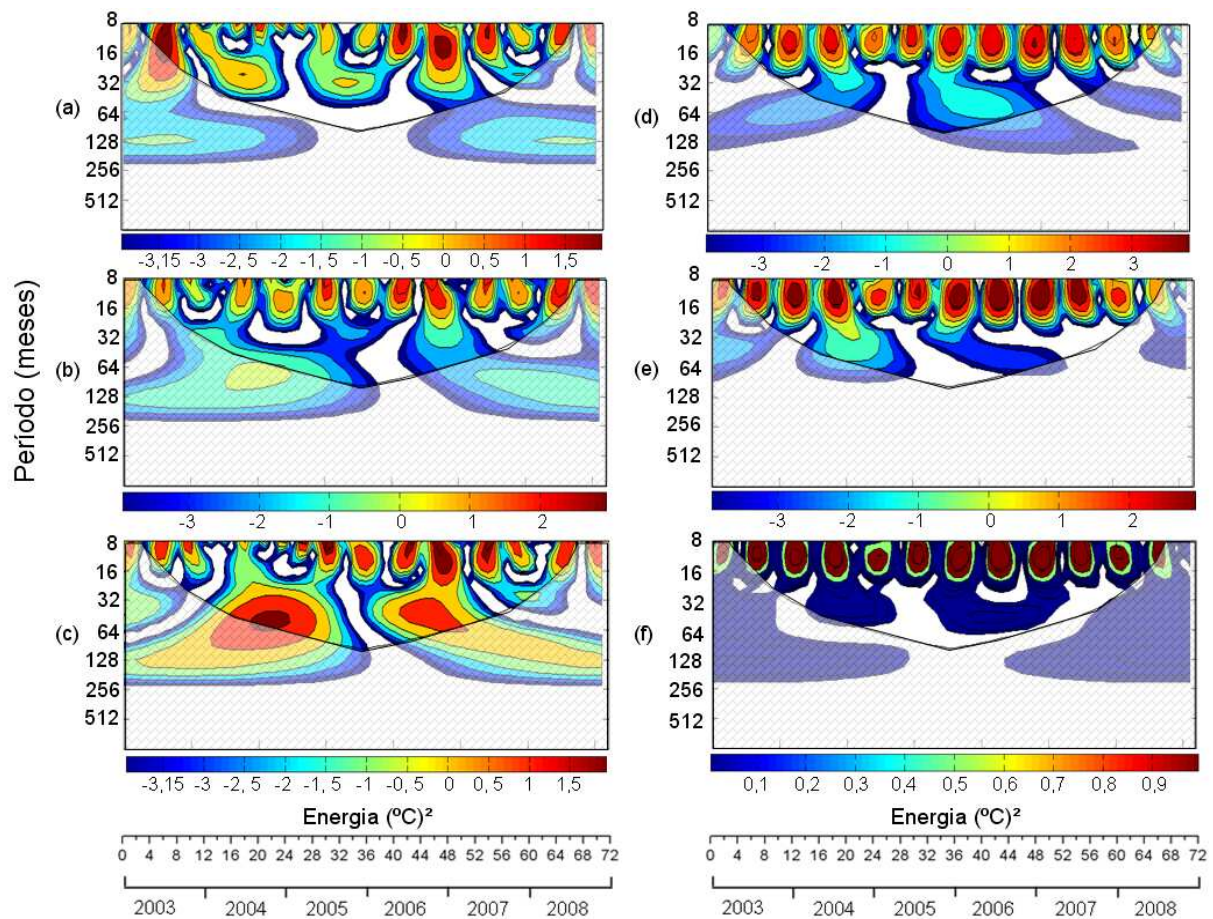


Figura 5.4: Espectro de energia da ondaleta: (a) temperatura da superfície da água diurna no ponto 1, (b) temperatura da superfície da água diurna no ponto 2, (c) temperatura da superfície da água diurna no ponto 3, (d) temperatura da superfície da água noturna no ponto 1, (e) temperatura da superfície da água noturna no ponto 2, (f) temperatura da superfície da água noturna no ponto 3. A área hachurada é o cone de influência, onde os efeitos de borda se tornam importantes.

Os padrões cíclicos de variação da temperatura da superfície da água diurna e noturna foram analisados, e se faz necessário analisar a ciclicidade da série temporal de saldo de energia na superfície da água.

5.1.2. Análise da Série Temporal do Saldo de Calor Efetivo

A Figura 5.5 mostra a série temporal de saldo de radiação efetivo médio de 2003 a 2008. Embora as séries pareçam estar em sincronia, mas é possível observar períodos onde existem diferenças, mesmo que pequenas. Os maiores saldos positivos de calor estão localizados nos meses de janeiro e dezembro e os maiores fluxos negativos estão concentrados durante os meses de junho e julho. Sendo que no mês de junho de 2006 para o ponto 1 (região da barragem) ocorreu um valor negativo atípico (ou mais pronunciado se comparado aos outros).

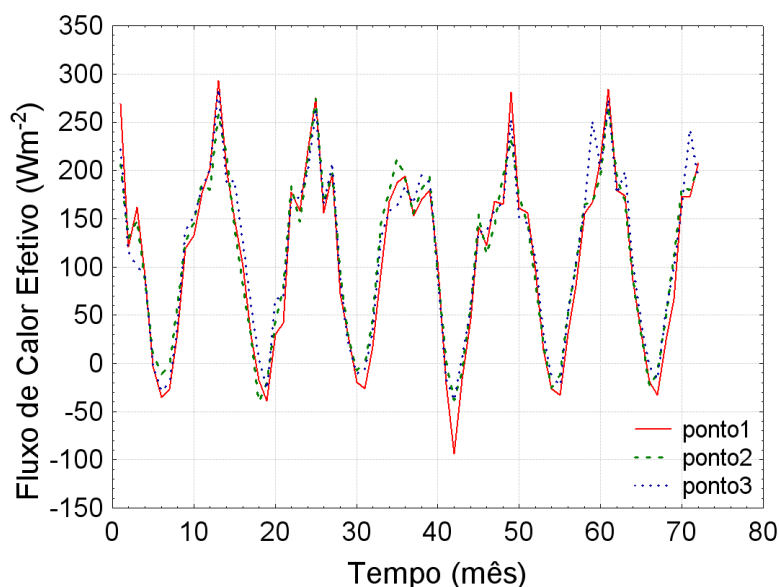


Figura 5.5: Série temporal ($\overline{3 \times 3}$) do saldo de calor efetivo médio mensal nas três estações selecionadas (ponto1= área sob influência da barragem, ponto2= região central do reservatório e ponto3= região sob influência dos rios) para os anos de 2003 a 2008.

A dependência temporal de cada série de saldo de radiação por região amostral foi realizada, como no caso das temperaturas da água, por meio da análise harmônica.

5.1.2.1. Análise por Transformada de Fourier

5.1.2.1.1. Análise Harmônica

A decomposição das séries temporais de saldo de calor efetivo no reservatório em harmônicos mostra que a média das séries é muito próxima (ponto 1= 106,8; ponto 2= 112,3 e ponto 3= 115,1 Wm^{-2} , ver equações 5.7, 5.8 e 5.9).

As frequências base ω_1 (equação 5.7) e ω_3 (equação 5.9) possuem um período de aproximadamente 1,90 meses; isto mostra que o saldo de radiação na região próxima à barragem e próximo à confluência dos rios, existe uma semelhança quanto ao período base de variabilidade da série temporal. Ao passo que o ponto 2 (equação 5.8), representando a região central do reservatório possui frequência base de 0,174 (5,7 meses).

$$\begin{aligned}
 f(t_1) = & 106,8 + 120,9 \cos(w_1 t) + 32,44 \text{sen}(w_1 t) - 18,17 \cos(2w_1 t) \\
 & - 0,23 \text{sen}(2w_1 t) + 6,62 \cos(3w_1 t) + 8,18 \text{sen}(3w_1 t) \\
 & + 0,38 \cos(4w_1 t) + 14,25 \text{sen}(4w_1 t) - 7,26 \cos(5w_1 t) \\
 & + 14,23 \text{sen}(5w_1 t)
 \end{aligned}
 \tag{5.7}$$

$$\begin{aligned}
 f(t_2) = & 112,3 + 1,11 \cos(w_2 t) - 5,51 \text{sen}(w_2 t) - 6,41 \cos(2w_2 t) \\
 & - 3,28 \text{sen}(2w_2 t) + 110,2 \cos(3w_2 t) + 23,09 \text{sen}(3w_2 t) \\
 & + 0,31 \cos(4w_2 t) - 8,75 \text{sen}(4w_2 t) - 0,50 \cos(5w_2 t) \\
 & - 5 \text{sen}(5w_2 t) - 23,82 \cos(6w_2 t) + 1,1 \text{sen}(6w_2 t) \\
 & - 5,22 \cos(7w_2 t) + 8,99 \text{sen}(7w_2 t) + 1,41 \cos(8w_2 t) \\
 & - 9,49 \text{sen}(8w_2 t)
 \end{aligned}
 \tag{5.8}$$

$$\begin{aligned}
 f(t_2) = & 115,1 + 112 \cos(w_3 t) + 20,47 \text{sen}(w_3 t) - 20,72 \cos(2w_3 t) \\
 & - 2,62 \text{sen}(2w_3 t) + 5,74 \cos(3w_3 t) + 3,96 \text{sen}(3w_3 t) \\
 & + 1,05 \cos(4w_3 t) + 8,33 \text{sen}(4w_3 t) - 11,33 \cos(5w_3 t) \\
 & + 11,36 \text{sen}(5w_3 t)
 \end{aligned}
 \tag{5.9}$$

Onde t é o tempo em meses e $\omega_1=0,523$; $\omega_2=0,174$; $\omega_3=0,522$.

Como foi verificado pela análise da série temporal de temperatura da superfície da água obtida por satélite, o saldo de calor efetivo também mostra um padrão cíclico; isto permite que esta série possa ser representada matematicamente por meio de senos e cossenos (Figura 5.6).

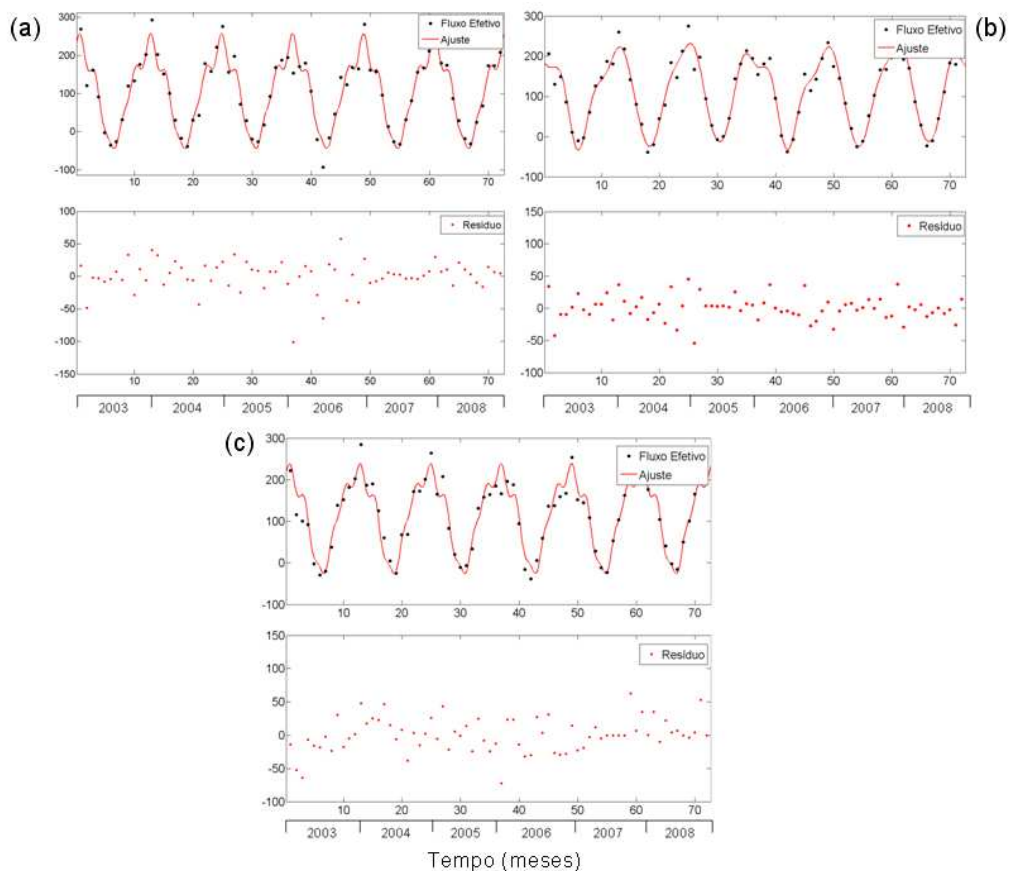


Figura 5.6: Ajuste da série temporal de saldo de calor efetivo por meio de séries de Fourier: ponto1 (a), ponto2 (b) e ponto3 (c).

A Tabela 5.2 mostra um resumo para cada série temporal do número de harmônicos, o R^2 , o ρ -valor e o erro quadrático médio do ajuste.

TABELA 5.2: Ajuste das series temporais de fluxo efetivo de calor aos senóides.

Fluxo efetivo de calor			
Amostras	p1	P2	p3
Harmônicos	5	8	5
R^2	0,93	0,94	0,91
ρ	0,05	0,05	0,05
RMSE	26,02 Wm^{-2}	22,02 Wm^{-2}	27,29 Wm^{-2}

Da Tabela 5.2 se verifica que o ponto1 (barragem) e o ponto3 (confluência dos rios) precisaram apenas de 5 termos de Fourier para representar a variabilidade da série de saldo de radiação efetiva; já o ponto2 (região central do reservatório) foram necessários, para obter resultados semelhantes aos apresentados nos pontos 1 e 3, oito termos de Fourier. Dada esta ciclicidade, é possível obter os períodos de máxima energia das séries por meio de uma análise espectral de Fourier.

5.1.2.1.2. Análise Espectral de Fourier

A análise espectral de Fourier (Figura 5.7) para as séries de saldo de calor efetivo na superfície da água do reservatório nos três pontos selecionados mostram três picos, cada série, onde a energia ou variância deve ser considerada. O ciclo anual (12 meses) ocorre nas três séries, sendo este o de maior energia. O ciclo semestral (6 meses) é observado nos pontos amostrais 2 (região central do reservatório) e 3 (confluência dos rios). O ciclo bimestral (2 meses) também é observado, mas com menor energia nos pontos 1 (barragem) e 2. Na série temporal 2 é possível observar uma pequena diferença no ciclo bimestral em relação às séries 1 e 3, pois existe um deslocamento de 2 meses para 2,70 meses. O mesmo foi observado na série 1 no ciclo semestral, pois existe uma defasagem (ciclo de 5,50 meses) em relação aos 6 meses observados nas séries 2 e 3.

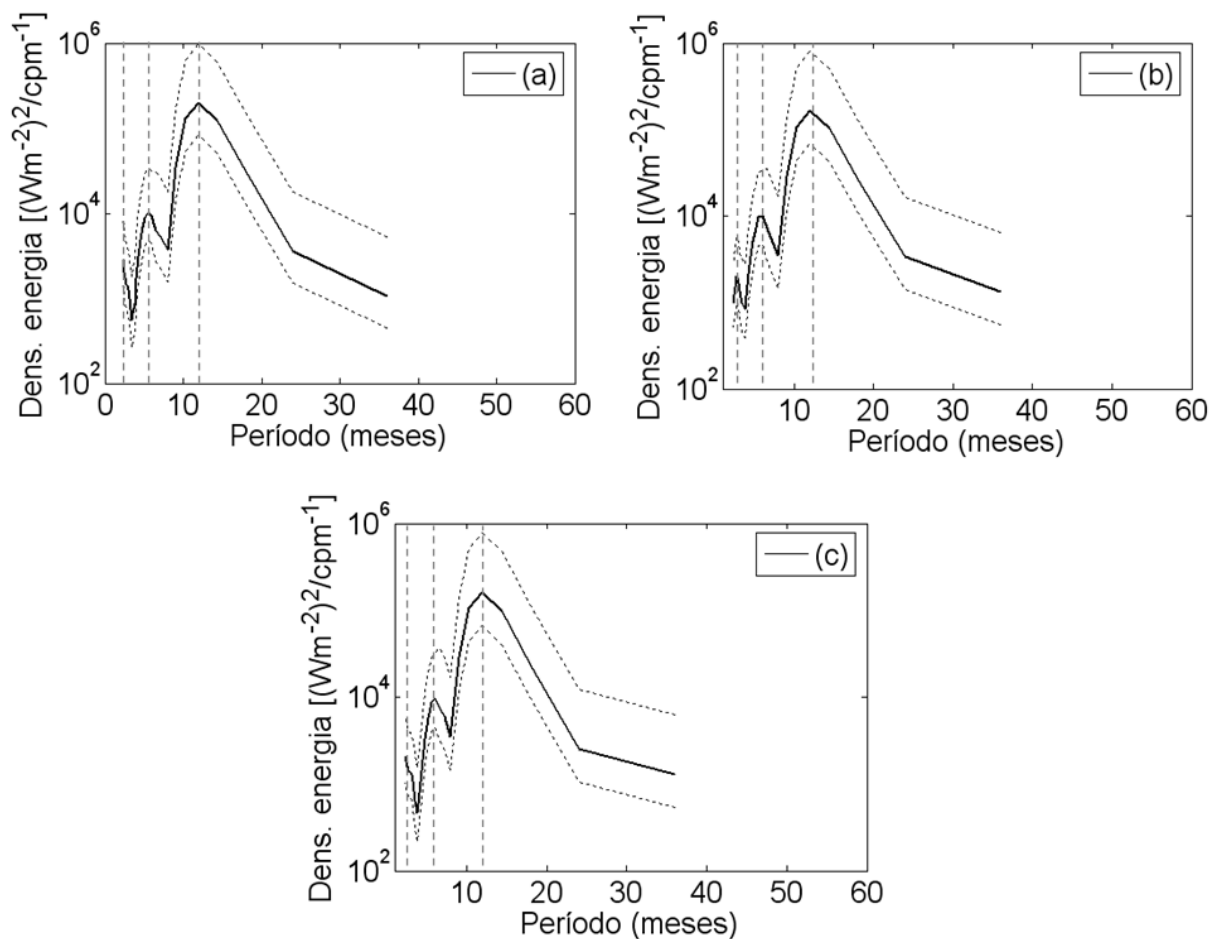


Figura 5.7: Análise espectral de Fourier das séries temporais de temperatura: (a) ponto 1, (b) ponto 2, (c) ponto 3.

A transformada de ondaleta também foi aplicada às séries temporais de saldo de radiação efetivo com o objetivo de identificar no espaço tempo-frequência variações significativas nos saldos de calor.

5.1.2.2. Análise por Transformada de Ondaleta do Saldo de Calor Efetivo

O espectro de ondaleta para a série 1 (Figura 5.8-a) mostra três picos de energia que merecem destaque: (1) o primeiro relacionado à banda de 2-4 meses; (2) o segundo mostra uma faixa de energia relativamente alta no período de 3 meses e (3) para períodos de 1,5 meses com menor energia. O pico 1 com períodos de 2 meses compreende de fevereiro de 2004 a outubro de 2007. Os outros anos não foram significativos a 95% de confiança. O ciclo de 4 meses é observado de agosto de 2004 a abril de 2007. O pico 2 mostra um ciclo de 3 meses de maior energia da série temporal compreendido entre maio de 2004 a março de 2007. O pico 3 de menor energia, compreendido entre fevereiro de 2006 a setembro de 2006.

Para a série temporal 2 (Figura 5.8-b) e 3 (Figura 5.8-c) apenas dois picos são destacados: (1) na banda de 2-4 meses e (2) no período de 3 meses. No caso da série 2 o período de 2 meses ocorre de

janeiro de 2004 a outubro de 2007 e na série 3 ocorre de fevereiro de 2004 a outubro de 2007. O período de 4 meses na série 2 ocorre de setembro de 2004 a março de 2007 e na série 3 de agosto de 2004 a março de 2007. Quanto ao período de 3 meses, maior densidade, na série 2 ocorre de abril de 2004 a fevereiro de 2007 e na série 3 de agosto de 2004 a junho de 2005.

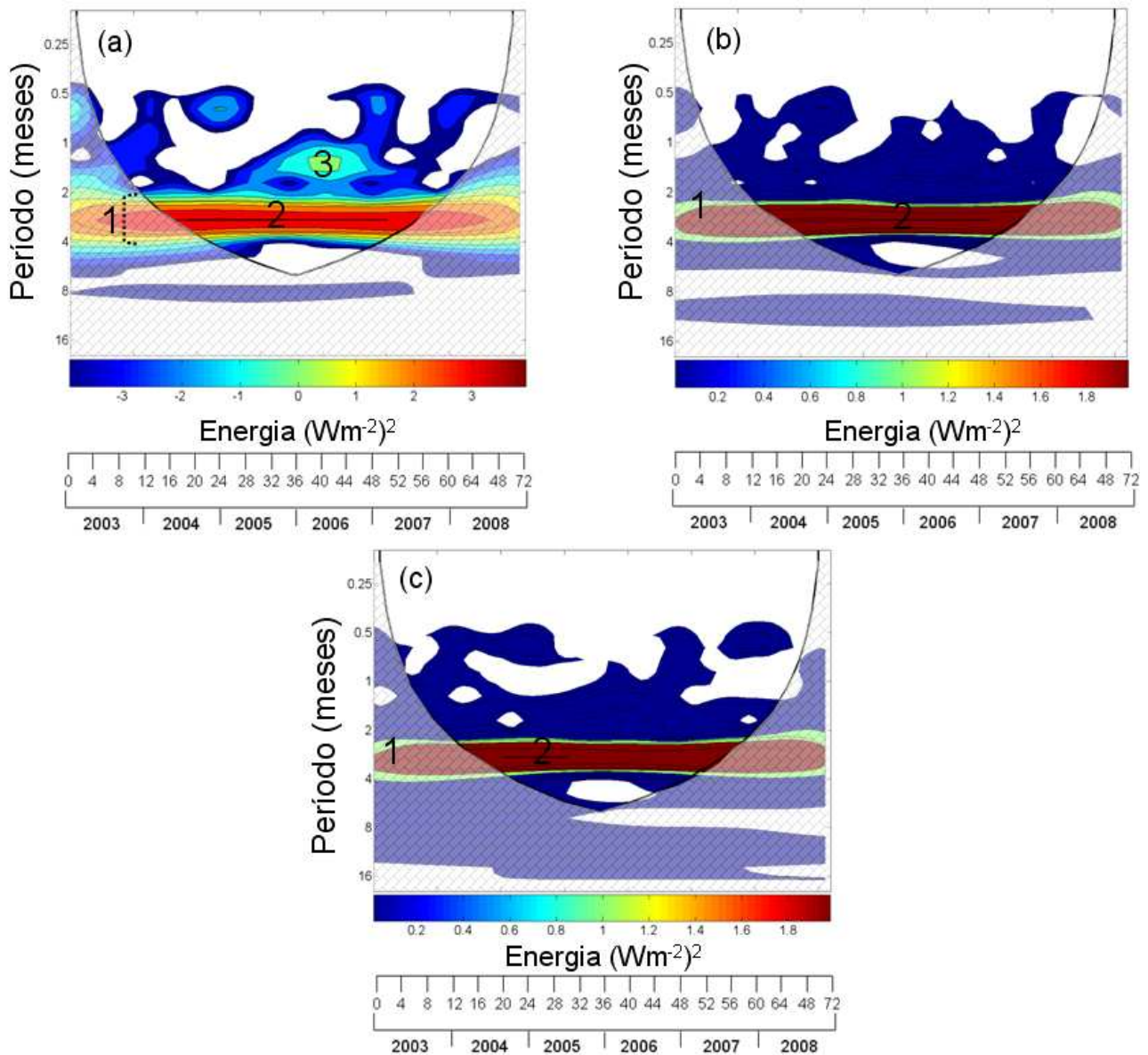


Figura 5.8: Espectro de energia da ondaleta: (a) saldo de calor efetivo medido no ponto 1, (b) saldo de calor efetivo medido no ponto 2, (c) saldo de calor efetivo medido no ponto 3. A área hachurada é o cone de influência, onde os efeitos de borda se tornam importantes.

A Figura 5.8 mostra também que a região próxima da barragem se apresenta com um padrão de variação bem diferente em comparação com o centro do reservatório e com a região de confluência dos rios; além de apresentar uma energia maior, cerca de 2 vezes.

Tendo mostrado os resultados das análises da temperatura da superfície da água do reservatório e dos fluxos de calor, uma análise de regressão será realizada com o objetivo de identificar quais

fluxos estão mais bem correlacionados com a variação da temperatura da superfície da água durante o dia e durante a noite.

5.2. Modelo Estatístico para Estimativa da Temperatura da Superfície da Água

Com os dados de média mensal da temperatura da superfície da água e dos fluxos de calor obtidos por meio das imagens termais do sensor MODIS/Terra foi possível estabelecer quais fluxos de calor estava mais bem correlacionado com a temperatura da superfície da água diurna e noturna (Tabela 5.3). Para a temperatura da superfície da água diurna, o único fluxo significativamente correlacionado foi a radiação incidente de onda curta; para a temperatura da superfície da água noturnas foram a radiação de onda longa, o calor sensível e o calor latente.

TABELA 5.3: Coeficientes de correlação de Pearson para a temperatura dia e noite contra os fluxos de calor: radiação de onda curta (ϕ_s), radiação de onda longa (ϕ_{ri}), calor sensível (ϕ_{sf}), e calor latente (ϕ_{lf}).

	Temperatura da água - dia	Temperatura da água - noite
ϕ_s	0.64	-
ϕ_{ri}	-	-0.65
ϕ_{sf}	-	0.42
ϕ_{lf}	-	-0.64

Somente valores significativos a 95% foram considerados.

A análise de regressão mostrou que para a temperatura da superfície da água diurna, a radiação de onda curta explica 89% da variação anual (RMSE = 0,89°C, $\rho = < 0,0013$). Para as temperaturas noturnas, os fluxos correlacionados explicam 94% da variação noturna (RMSE = 0,53°C, $\rho = < 0,0002$). As equações representativas para estimativa das temperaturas são apresentadas a seguir:

$$T_{dia} = 18.78 + (0.02\phi_s) \quad (5.10)$$

$$T_{noite} = 38.17 - (0.31\phi_{ri}) + (0.55\phi_{lf}) + (0.39\phi_{sf}) \quad (5.11)$$

Onde: T_{dia} e T_{noite} são as temperaturas dia e noite, respectivamente.

A Figura 5.9 mostra a avaliação do desempenho das equações acima para estimativa da temperatura durante o dia e durante a noite.

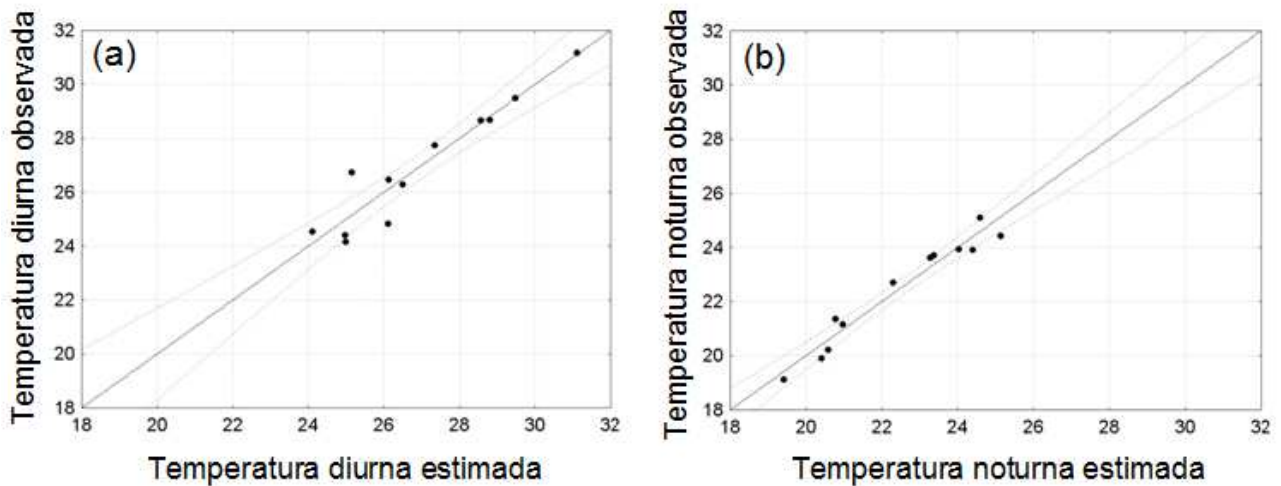


Figura 5.9: Avaliação dos modelos estatísticos para estimativa da temperatura da superfície da água do reservatório para os casos dia (a) e noite (b).

A identificação dos fluxos mais bem correlacionados com a variação da temperatura da água durante o dia e durante a noite pode ser mais bem explorada com o uso do algoritmo de ondaleta cruzada, a coerência entre as duas séries temporais (temperatura da água e fluxo de calor) e se estão em fase ou não.

5.3. Ondaleta Cruzada, Coerência e Fase

5.3.1. Temperatura da água medida durante o dia x fluxo de onda curta

A ondaleta cruzada entre a temperatura da água medida durante o dia e a radiação de onda curta (Figura 5.10-a) mostra bandas de períodos que merecem atenção por sua alta energia entre as duas séries. A primeira (1) está posicionada na banda de 4,5-7 meses, mas com o ciclo semestral com maior energia; em especial esta o período semestral dos anos de 2004 e 2007. O segundo (2) é o período de maior energia em comum entre as séries temporais e está localizada na banda de 9-15 meses, com maior energia no ciclo anual entre abril de 2004 a agosto de 2007. Abaixo de 4 meses e acima de 16 meses a energia em comum entre as séries é relativamente baixa.

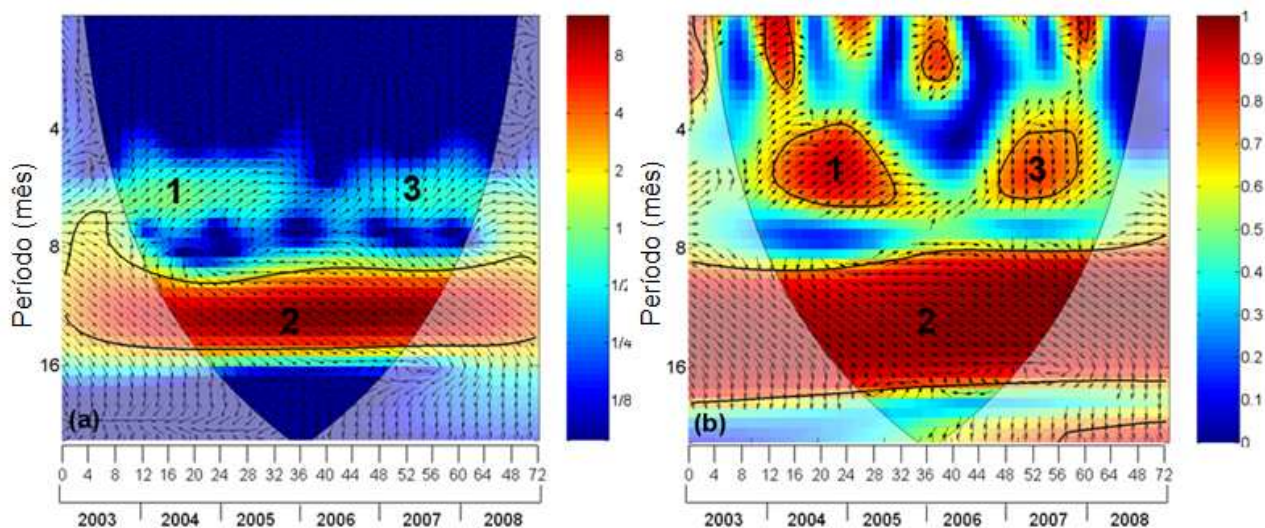


Figura 5.10: Ondaleta cruzada entre a série temporal de temperatura da água medida durante o dia e a radiação de onda curta (a) e a coerência e fase (b).

O gráfico de coerência entre as duas séries temporais (Figura 5.10-b) é analisado apenas nos períodos onde a ondaleta cruzada mostrou ocorrer entre média e alta energia entre as duas séries; por isto apenas as regiões identificadas com os números de 1-3 na Figura 5.10 são analisados quanto à sua coerência e fase. Assim temos que, (1) com banda de 4-7 meses ocorrendo de janeiro de 2004 a julho de 2005: a série de onda curta se apresenta defasada 45° (de 15,5 a 27 dias) em relação à temperatura da água durante o dia; (2) com banda de 8-16,5 meses ocorrendo entre fevereiro de 2004 a janeiro de 2008: a série de onda curta se apresenta avançada 45° (de 1 a 2 meses) em relação à temperatura da água; (3) com banda de 4,5-6,5 meses entre novembro de 2006 a novembro de 2007: a radiação de onda curta se apresenta defasada 90° (de 1 a 1,6 meses) em relação à temperatura da água; sendo que as outras datas não foram significativas a 95% de confiança.

5.3.2. Temperatura da água medida durante a noite x fluxo de onda longa

A ondaleta cruzada entre a temperatura da água medida durante a noite e a radiação de onda longa (Figura 5.11-a) mostra cinco períodos que merecem atenção por sua energia entre as duas séries. A primeira (1) posicionada na banda de 1-2 meses localizada entre novembro de 2004 a abril de 2005; (2) posicionada na banda de 3-4 meses ocorrendo de janeiro a junho de 2007; (3), (4) com banda de variação de 5-6 meses entre final de 2005 e início de 2006; e (5) posicionada na banda de 9-15 meses localizada entre janeiro de 2004 a novembro de 2007.

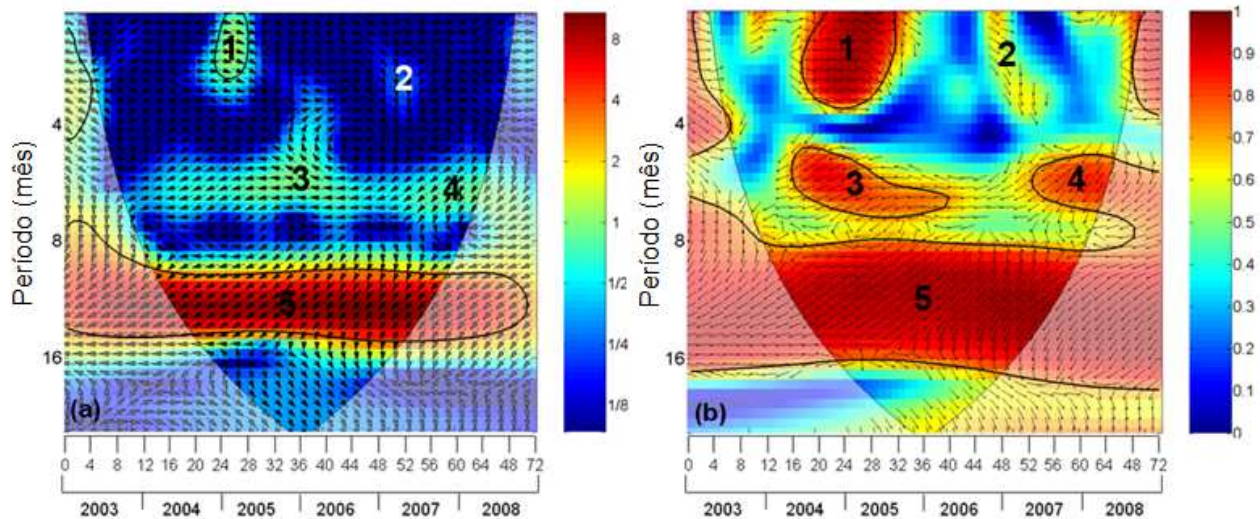


Figura 5.11: Ondaleta cruzada entre a série temporal de temperatura da água medida durante a noite e a radiação de onda longa (a) e a coerência e fase (b).

O gráfico de coerência entre as duas séries temporais (Figura 5.11-b) mostra 5 principais períodos de alta correlação, (1) com banda 1-3,7 meses localizada entre maio de 2004 a agosto de 2005: as séries estão em fase de maio de 2004 a dezembro de 2004, apresentando um avanço de 45° (de 3,87 a 14 dias) da série de onda longa em relação a de temperatura a partir de janeiro de 2005; (2) banda de 1-4 meses localizada entre outubro de 2006 a junho de 2007: a radiação de onda longa avançada 90° (de 7 a 31 dias) em relação à temperatura da água; (3), (4) banda de 5-7 meses localizada entre abril de 2004 a abril de 2006: com a série de onda longa avançada 135° (de 1 a 2,6 meses) em relação à temperatura da água; (5) banda de 8-16 meses localizada entre dezembro de 2003 e dezembro 2007: com a série de onda longa avançada 135° (de 3 a 6 meses) em relação à temperatura da água.

5.3.3. Temperatura da água medida durante a noite x fluxo sensível

A Figura 5.12-a mostra a ondaleta cruzada entre a temperatura noite e o fluxo de calor sensível com quatro picos de energia em comum: (1) banda de 2-3 meses localizada entre setembro e dezembro de 2004; (2) banda de 5-7 meses localizada entre abril de 2004 a abril de 2005; (3) 5,5-7 meses localizado entre maio de 2007 a março de 2008; (4) banda de 9-15 meses localizada entre fevereiro de 2004 a novembro de 2007.

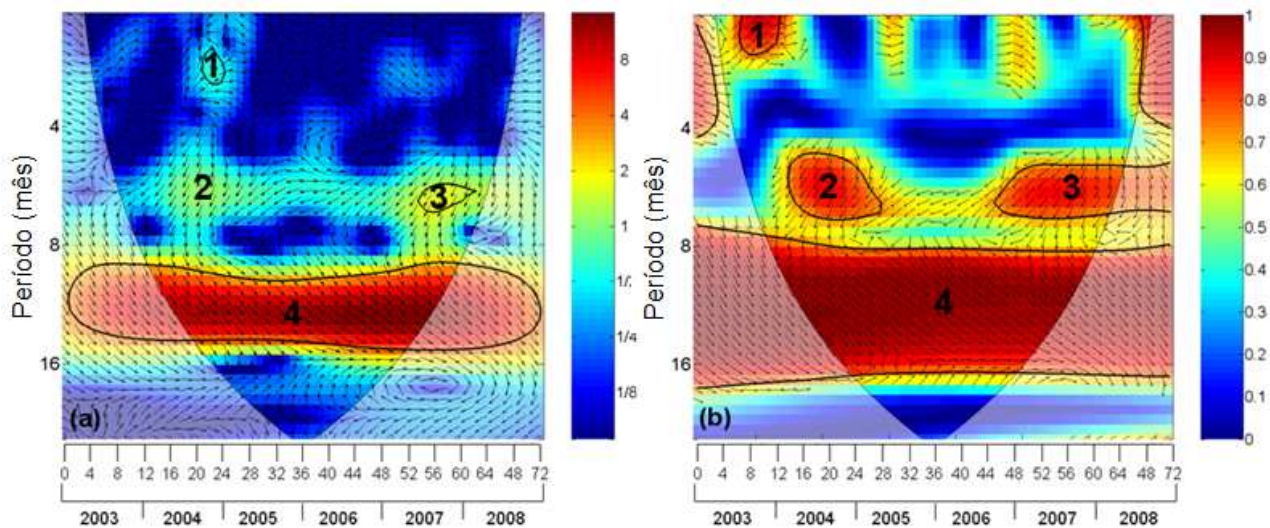


Figura 5.12: Ondaleta cruzada entre a série temporal de temperatura da água medida durante a noite e o fluxo de calor sensível (a) e a coerência e fase (b).

A coerência e a fase das duas séries podem ser verificadas na Figura 5.12-b, onde é possível verificar quatro períodos de alta coerência entre as séries: (1) período menor que 2 meses localizado entre julho de 2003 a janeiro de 2004: com a série de calor sensível defasada 45° (aproximadamente 7 dias) em relação à temperatura da água; (2) banda de 5-7 meses localizada entre fevereiro de 2004 a abril de 2005: com a série de calor sensível avançada 135° (de 1,8 a 2,6 meses) em relação à temperatura da água; (3) banda 5,5-7 meses localizada entre setembro de 2006 a abril de 2008: com a série de calor sensível avançada 135° (de 2 a 2.6 meses) em relação à temperatura da água; (4) banda de 7,5-16 meses: com a série de calor sensível avançada 45° (de 29 a 62 dias) em relação à temperatura da água.

5.3.4. Temperatura da água medida durante a noite x fluxo latente

Quanto à energia em comum entre a temperatura noite e o fluxo de calor latente a Figura 5.13-a mostra quatro picos de energia em comum: (1) o primeiro de energia mediana e banda de 1-3 meses está localizado entre agosto de 2004 a abril de 2005; (2) e (3) com menor energia e bandas de 6-8 meses localizados entre abril de 2004 a janeiro de 2005 e abril a setembro de 2007, respectivamente; (4) pico de maior energia em comum entre as séries com banda de 9-15 meses localizada entre fevereiro de 2004 a novembro de 2007.

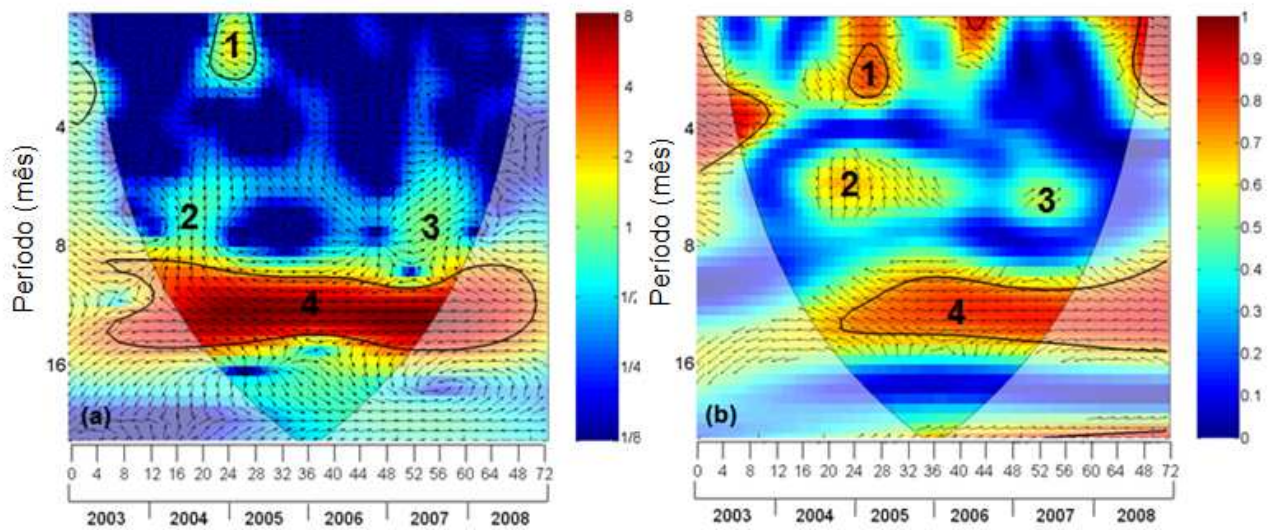


Figura 5.13: Ondaleta cruzada entre a série temporal de temperatura da água medida durante a noite e o fluxo de calor latente (a) e a coerência e fase (b).

A coerência entre as séries (Figura 5.13-b) mostra que a primeira região, (1) com banda de 1-3 meses em novembro de 2004 a abril de 2005: com a série de calor latente defasada 45° (de 3,8 a 11,6 dias) em relação à temperatura da água; (2) e (3) com banda de 4-7 abril de 2004 a novembro de 2005: calor latente defasado 90° (de 1 a 1,7 meses) em relação à série de temperatura e 6 meses em maio de 2007: calor latente defasado 45° (~23 dias) em relação à série de temperatura, respectivamente; e o que representa o ciclo anual (4) localizado entre outubro de 2004 a agosto de 2007 (séries em fase oposta).

O próximo capítulo tem o objetivo de integrar os resultados obtidos com os dados espaciais e temporais, além de explicar os principais processos físicos responsáveis pelos principais modos de variabilidade nos dados de temperatura da superfície da água do reservatório.

CAPÍTULO 6

DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

6.1. Variação da Temperatura na Superfície da Água

A variação do campo de temperatura na superfície da água do reservatório mostra um padrão bem definido, se analisado na escala mensal, como é o caso neste trabalho (Figura 4.4). Durante o dia, de janeiro a maio existe uma tendência da temperatura na superfície da água aquecer nas regiões mais rasas do reservatório (ver batimetria Figura 4.1), com água mais fria na região mais profunda. Este padrão já era esperado, pois o aquecimento provocado pela radiação de onda curta nas regiões mais rasas e sua transmissão para as camadas subjacentes é facilitada pela baixa profundidade e pequeno volume. Este processo de penetração da radiação na coluna d'água é explicado por meio da lei de Beer (JELLISON e Melack, 1993; MACINTYRE et al., 2002).

Durante os meses de junho e julho a temperatura na superfície da água tende a ficar homogênea, para logo em seguida em agosto, a temperatura nas bordas e no centro do reservatório voltar a aumentar. O processo se inverte durante a noite. Ou seja, durante o dia, devido ao pouco volume e sua interação com o fundo, as regiões mais rasas aquecem mais rapidamente, e ao longo da noite esse calor acumulado durante o dia é perdido para a atmosfera. Outro processo que pode alterar a distribuição de temperatura na superfície são as chamadas correntes de densidade.

Em muitos reservatórios, a interação da perda de calor na superfície com a batimetria resulta na geração de correntes de gravidade (WELLS e SHERMAN, 2001). Para um dado fluxo de calor que deixa a superfície da água, a temperatura da coluna d'água decresce mais rapidamente nas regiões mais rasas onde a coluna d'água possui uma menor massa termal do que em relação a regiões profundas. Isto, por sua vez, produz um gradiente horizontal de temperatura que conduz uma água mais densa e fria para regiões mais profundas do corpo d'água. Este tipo de processo também pode levar à formação de estratificação na massa d'água, mesmo durante o inverno quando a convecção penetrativa é mais frequentemente assumida na causa de uma mistura na coluna d'água (MORONI e CENEDESE, 2006).

Como citado anteriormente, durante a noite ocorre uma inversão do processo de aquecimento e resfriamento diferencial da água, mas é importante mensurar em que meses esse processo de resfriamento noturno pode ocorrer e gerar as correntes de densidade citadas por Wells e Sherman (2001). Para tanto a equação sugerida por Berjan (1984) para o cálculo da transferência de água da região litoral (C_V) para a região mais profunda pode ser utilizada como um indicativo desse tipo de processo:

$$C_V = \frac{VH^{0,33}}{w_* \tan \phi L^{2,33} T_C} \quad (6.1)$$

Onde V é o volume do reservatório (m^3), H é a profundidade média do reservatório (m), ϕ é a declividade média da zona litoral ($^\circ$), L é o comprimento do reservatório (m), T_C é o tempo (segundos) em que o resfriamento diferencial age na coluna d'água e w_* é a velocidade convectiva (ms^{-1}). Se $C_V < 1$, então a água da zona litoral do reservatório será transferida para as regiões mais profundas; se $C_V > 1$, então o resfriamento diferencial durante a noite apenas irá perturbar a temperatura da água da zona mais rasa, e não irá exportar quantidade expressiva de água.

A Figura 6.1 mostra que para todos os meses as regiões rasas do reservatório transferem água mais fria e densa para as regiões mais profundas, durante o período noturno. Os meses de abril e julho exportam um volume maior de água, aumentando a convecção turbulenta, pois o valor de $C_V \ll 0$; menor volume é exportado durante os meses de maio e novembro, seguido por janeiro e setembro com $C_V \cong 0$.

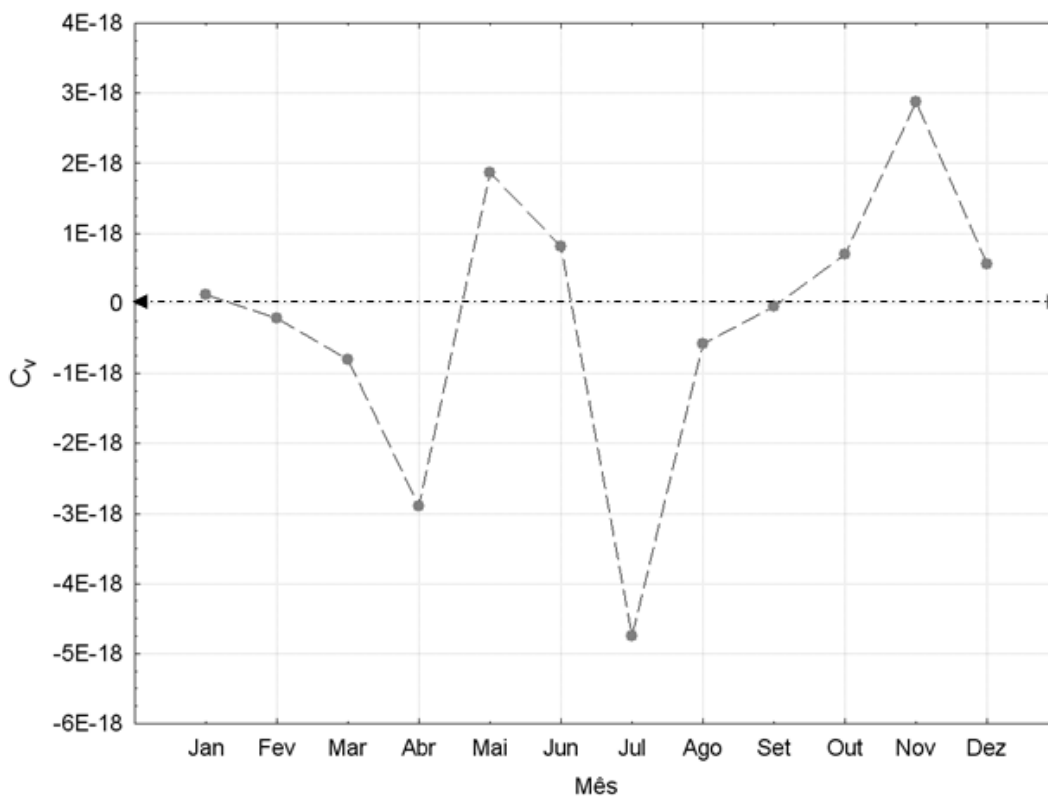


Figura 6.1: Mecanismo convectivo devido ao resfriamento diferencial no reservatório de Itumbiara.

A transferência de água é maior durante o período de perda de calor na superfície da água (ver Figura 4.29). Isto ocorre porque durante esse período a água tende a ser mais homogênea tanto na horizontal quanto no eixo vertical, quando a ocorrência de estratificação é menor. Ou seja, não

existe gradiente vertical suficiente para impedir a transferência de água da região litoral para a região profunda do reservatório. No entanto, outros processos/ variáveis são determinantes para acelerar ou retardar a perda de calor da água para a atmosfera, tal como a ação do vento e as trocas de calor.

Quando um sistema aquático se encontra estratificado devido a intensa radiação solar atingindo a superfície da água, este tenderá a se tornar estratificado. No entanto, a ação do vento na superfície pode acelerar a perda de calor para a atmosfera, permitindo que a diferença de temperatura entre a água do epilimnion e do hipolímnio se torne pequena o suficiente para que ocorra a mistura das massas de água. Quando essas massas de água se misturam o gradiente horizontal de temperatura e os processos físicos associados também sofrerão alterações.

Assim apesar de a Figura 6.1 enfatizar o processo de transferência de massas d'água mais densas de regiões mais rasas para as mais profundas do reservatório devido principalmente ao resfriamento diferencial, não quer dizer que o sistema pode misturar em todos os meses do ano. Por isto é importante mensurar a profundidade média em que o cisalhamento do vento na superfície pode misturar a coluna d'água, já que o vento pode desestabilizar a coluna d'água em condições específicas (NAITHANI et al., 2003).

Um indicativo relativamente simples do efeito do vento na coluna d'água é o cálculo da profundidade em que o vento pode misturar um corpo d'água (H_t , m). Como apresentado por Sundaram (1973):

$$H_t = \frac{u_*^3}{B_k \alpha g \frac{\phi_N}{\rho C_p}} \quad (6.2)$$

Onde u_*^3 é índice de mistura do vento, calculado de acordo com Fischer et al. (1979), B_k é um coeficiente empírico aproximadamente igual à constante de *Von Karman* (0,4), α é o coeficiente volumétrico de expansão térmica da água ($1.8 \times 10^{-4} \text{ }^\circ\text{C}^{-1}$), ϕ_N é o fluxo de calor na superfície da água (Wm^{-2}), ρ é a densidade da água ($\approx 1000 \text{ kgm}^{-3}$), g é a aceleração da gravidade (9.8 ms^{-2}), e C_p é o calor específico da água ($4186.8 \text{ J kg}^{-1} \text{ }^\circ\text{C}^{-1}$, ver BLANC, 1985).

Observando os termos da equação nota-se que o seu objetivo é mensurar a capacidade do vento em distribuir calor, dado certo balanço de energia (ϕ_N). Assim, quando H_t for menor do que a profundidade no sistema aquático, e não dominado por advecção, o sistema provavelmente irá estratificar (FORD e JOHNSON, 1986). As seguintes regras devem ser observadas: esta interpretação física só é válida para $H_t \geq 0$; quando $H_t < 0$ deve-se interpretar que nesses casos o

fluxo de *buoyancy* negativo domina no sistema, e provavelmente ocorrerá a mistura do sistema aquático.

A Figura 6.2 mostra o cálculo de H_t para o reservatório: de janeiro a maio os valores de H_t são muito próximos de zero, indicando que a estratificação pode ocorrer até a superfície da água; provavelmente em agosto ocorre a mistura completa da coluna d'água (*overtun*). Já nos meses de junho e julho, apareceram valores de $H_t < 0$ o que remete ao domínio do fluxo de *buoyancy* (B) negativo no reservatório, indicando que a coluna d'água poderá misturar.

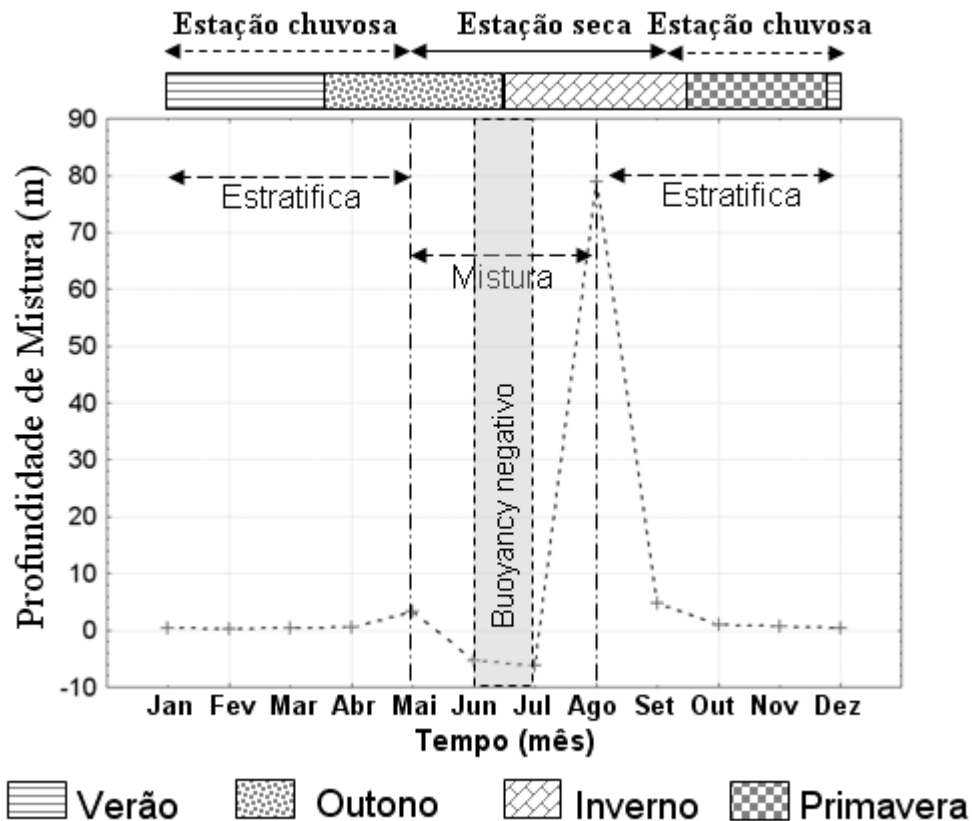


Figura 6.2: Padrão de estratificação e mistura no reservatório de Itumbiara.

Valores negativos de B aumentam com a energia potencial da coluna d'água por meio da obtenção de energia das correntes turbulentas. Consequentemente, a mistura turbulenta em uma coluna d'água estratificada estável sempre produzirá fluxo de B negativo. Ao contrário, se uma água mais densa é transportada para baixo (mistura convectiva), o fluxo de B é positivo, com produção de energia cinética turbulenta (IMBODEN e WÜEST, 1995). Como demonstrado por Deardorff et al. (1970) as perdas termais ainda continuam tendo parte de sua energia cinética quando alcançam a base da camada de mistura.

Conseqüentemente, parte desta parcela d'água pode ultrapassar a densidade da superfície na base da camada de mistura e parte penetra através da ¹⁰ pycnoclina em direção ao hipolímnio (entranhamento convectivo). Uma fração desta energia fica disponível para o entranhamento de massas d'água mais densas para baixo na camada de mistura, conduzindo ao afundamento da camada de mistura. Por fim, uma pequena parte da energia de plumas penetrantes, provavelmente será transferida para o hipolímnio por meio de ondas internas (SAGGIO e IMBERGER, 1998).

Este padrão também foi observado com os dados de temperatura coletados *in situ* pela bóia SIMA (ver Figura 3.1 para localização do SIMA no reservatório), de 28-mar-2009 a 12-fev-10 em quatro níveis 5, 12, 20 e 40 metros de profundidade (Figura 6.3). O que se observa nos dados *in situ* é que de junho a setembro a coluna d'água mistura e estratifica de outubro a maio. Isto permite classificar o reservatório de Itumbiara como monomítico, ou seja, apresenta um único período de mistura durante o ano. Durante o período de mistura eventos de ressurgência (*upwelling*, Upw) e penetração de água mais densa (*downwelling*, Dwn) podem ocorrer devido à mistura convectiva (WÜEST e LORKE, 2003).

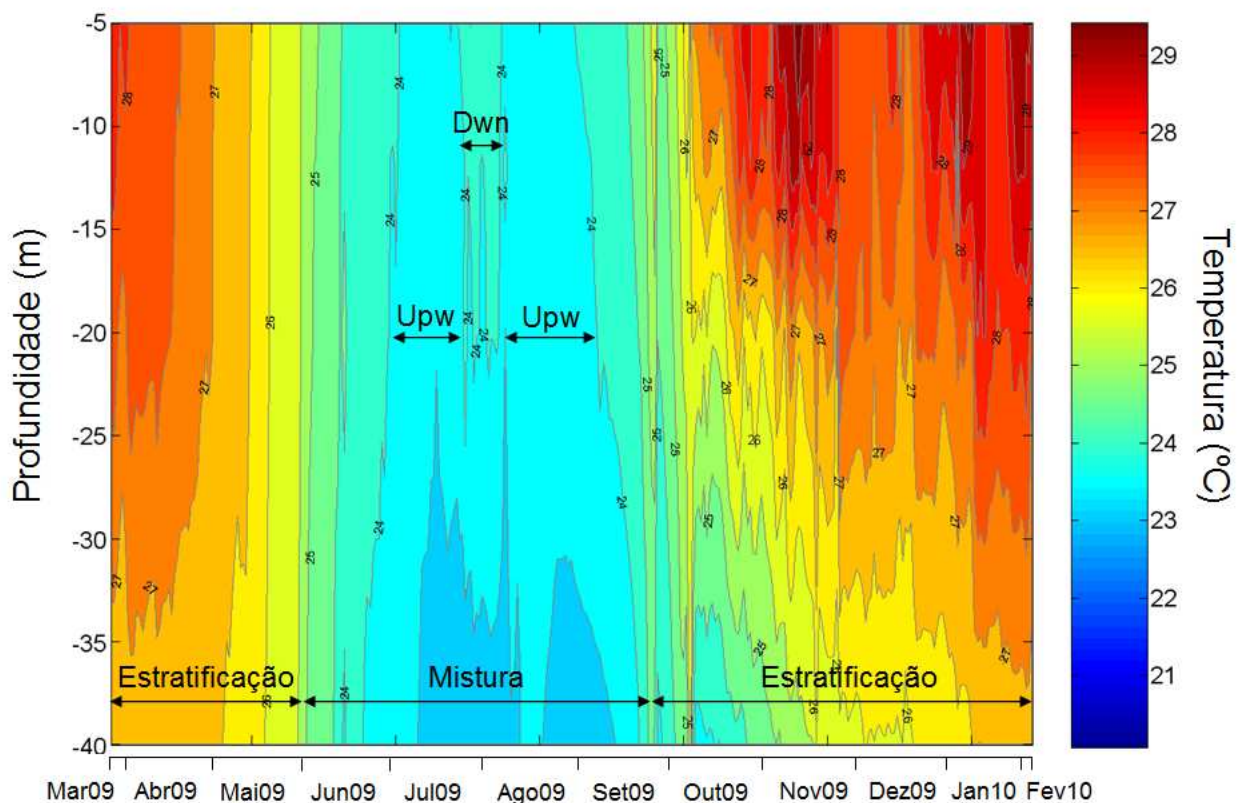


Figura 6.3: Variação temporal da temperatura da coluna d'água no reservatório de Itumbiara. Onde Upw = upwelling e Dwn = downwelling.

¹⁰ A pycnoclina é uma camada na coluna de água onde a densidade da água varia muito rapidamente em profundidade.

Um dos fatores que contribuem para a perda de calor observada na Figura 4.3 de maio a agosto, e enfatizada nas Figuras 6.2 e 6.3 são as frentes frias. De acordo com Stech e Lorenzetti (1992) a passagem de frentes frias normalmente é associada com a queda da temperatura do ar e da pressão atmosférica, os quais são acompanhados pela intensificação da ação do vento. A passagem de frentes frias tem sido associada a modificações nos processos físicos, químicos e biológicos em sistemas aquáticos (TUNDISI et al. 2004). Além disto, a primeira resposta dos sistemas aquáticos as condições meteorológicas é observada na sua estrutura termal (AMBROSETI e BARBANTI, 2001).

Para provar esta observação, foi identificada por meio de publicações sobre passagem de frentes frias no Brasil do CPTEC/INPE (Centro de Previsão de Tempo e Clima) a passagem de uma frente em cima do reservatório de Itumbiara [<http://climanalise.cptec.inpe.br/~rclimanl/boletim/>]. Foi identificado que no dia 31 de maio de 2009, houve registro de passagem da frente fria na região do reservatório. Este registro foi verificado por meio de imagens GOES-10 (*Geostationary Operational Environmental Satellite*). Imagens do GOES-10 de 31 de maio a 06 de junho de 2009 foram obtidas para mostrar evolução da frente fria (Figura 6.4).

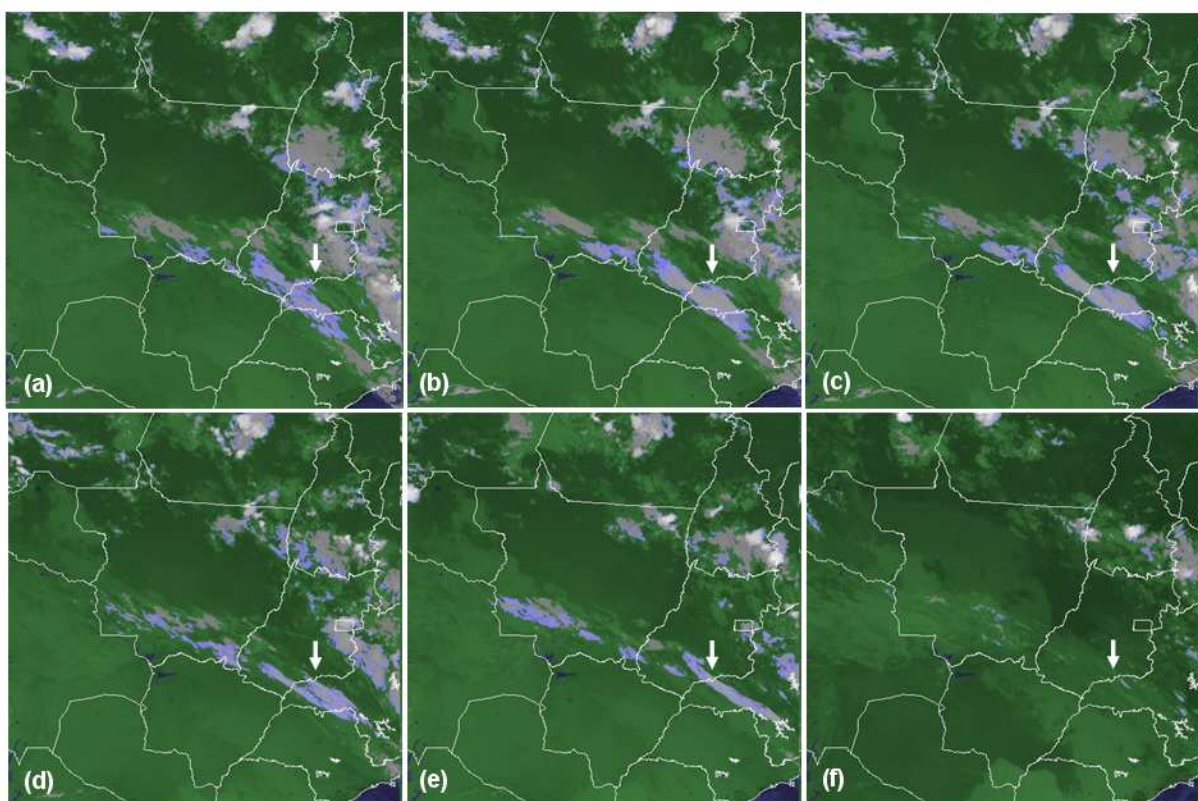


Figura 6.4: Imagem GOES-10 (região do visível) mostrando a evolução da passagem da frente fria sobre o reservatório: (a) 01 de junho de 2009 às 05:15h; (b) 01 de junho de 2009 às 06:15h; (c) 01 de junho de 2009 às 07:00h; (d) 01 de junho de 2009 às 08:00h; (e) 01 de junho de 2009 às 09:45h e (f) 01 de junho de 2009 às 13:00h. As setas indicam a localização do reservatório.

Dados de temperatura da água em quatro níveis (5, 12, 20 e 40 de profundidade) foram obtidos (de 1 em 1 hora) por meio da bóia SIMA para a mesma data das imagens GOES-10 (de 31 de maio a 06 de junho de 2009). Esses dados de temperatura da água permitiram observar o efeito da passagem da frente, sua alteração nos dados meteorológicos e conseqüente alteração da estrutura térmica do reservatório (Figura 6.5).

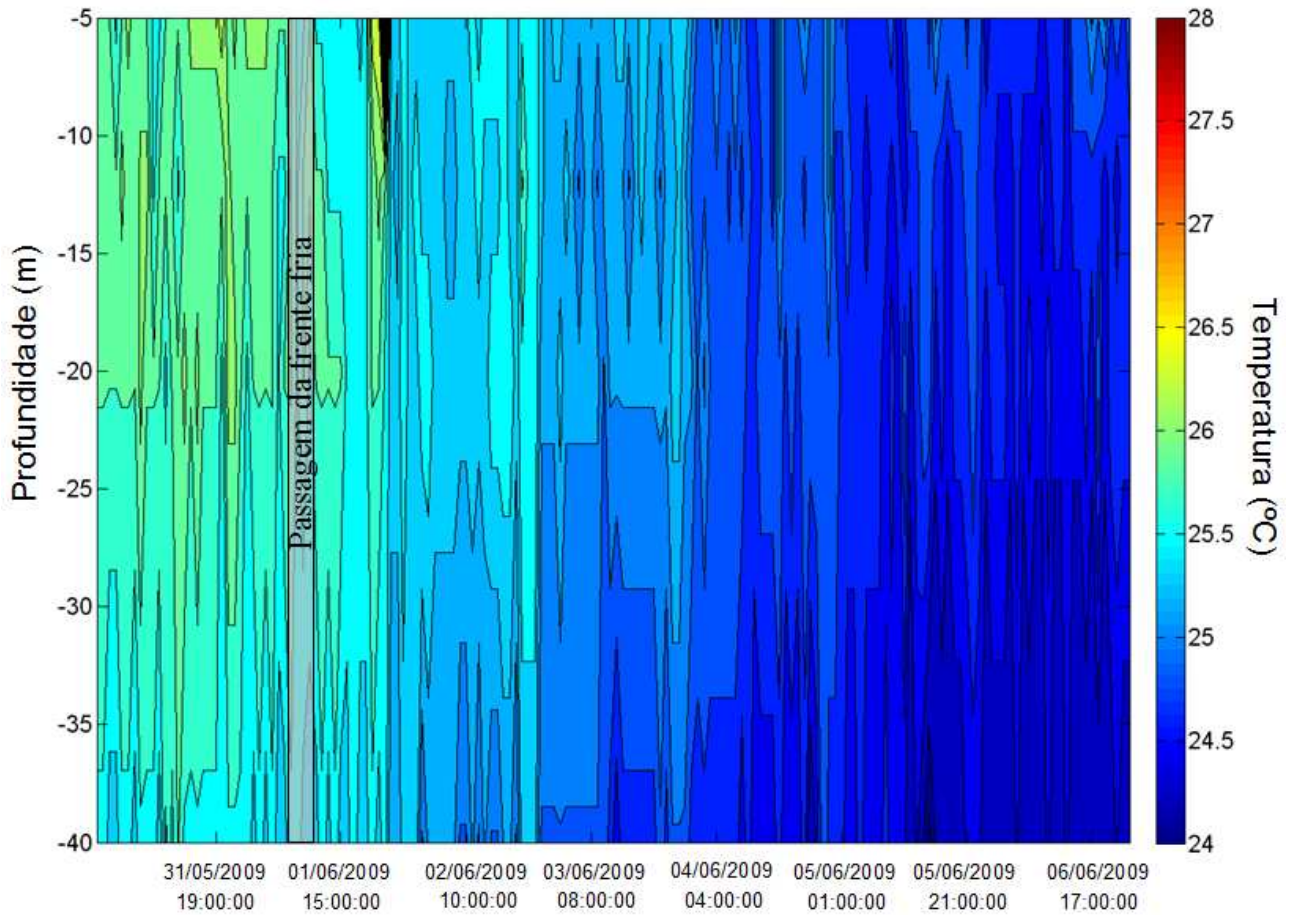


Figura 6.5: Estrutura termal antes, durante e depois da passagem da frente fria no reservatório.

Se observa que a água se encontrava com leve estratificação antes da passagem da frente, e que logo após a passagem da frente a coluna d'água perde calor para a atmosfera e conseqüentemente a temperatura da coluna d'água decresce, podendo ocorrer ressurgência de massas d'água e mistura convectiva. Para melhor avaliar esses efeitos podemos utilizar o Número de Lago (L_N) que mede a estabilidade da coluna d'água (IMBERGER e PATTERSON, 1990).

$$L_N = \frac{gS_t \left(1 - \frac{z_T}{H}\right)}{\rho u_* A^{1.5} \left(1 - \frac{z_g}{H}\right)} \quad (6.3)$$

Onde g é a aceleração da gravidade, ρ é a densidade da água, z_T é a altura do centro do hipólímio, z_g é a altura do centro de volume do reservatório, A é a área do reservatório, H é a

profundidade, u_* é a velocidade de cisalhamento na água e S_t é a estimativa da estabilidade da coluna d'água ($\text{gcm}^{-1}\text{cm}^{-2}$) (HUTCHINSON, 1957):

$$S_t = \int_0^{z^m} (z - z_g) A(z) \rho(z) dz \quad (6.4)$$

Onde z_g pode ser estimado por:

$$z_g = \frac{\int_0^{z^m} z A(z) dz}{\int_0^{z^m} A(z) dz} \quad (6.5)$$

Em suma L_N caracteriza a estabilidade dinâmica do reservatório e é uma razão dos momentos entre o centro de volume do reservatório e a força do vento atuando na superfície e a força restauradora da gravidade à estratificação. Quando $L_N > 1$ não ocorrerá ressurgência, com manutenção da estabilidade da coluna d'água e quando $L_N < 1$ ocorrerá ressurgência com quebra da estabilidade (ANTENUCCI and IMBERGER, 2003).

A Figura 6.6 mostra que antes da passagem a ressurgência ocorre principalmente durante a noite e a madrugada, ou seja, somente quando não havia mais radiação solar atuando na superfície da água e o sistema estava perdendo calor para a atmosfera em um ritmo natural.

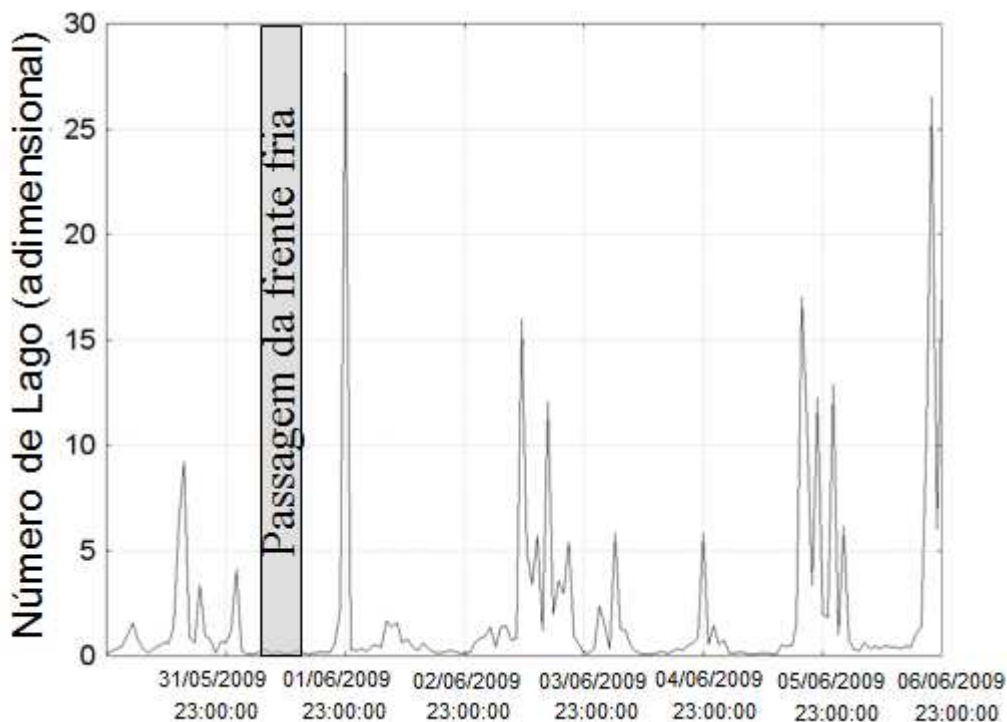


Figura 6.6: Evolução do Número de Lago em função da passagem de uma frente fria no reservatório.

Durante a passagem da frente a ressurgência já ocorre durante o dia, evidenciando um decréscimo da intensidade radiante, da temperatura do ar e da pressão atmosférica; além disto, durante a noite

não ocorre mais ressurgência. Isto ocorre porque a perda de calor se inicia durante o dia e durante a noite a temperatura da coluna d'água já esta homogênea. Depois da passagem da frente fria, a ocorrência de ressurgência se intensifica durante o período diurno, intensificando também a ocorrência de processos de mistura convectiva.

Isto mostra que além da ação do vento em misturar a coluna d'água do reservatório dado um certo saldo de radiação, a passagem de frentes frias também atuam na perda de calor armazenado na coluna d'água, assim como na sua desestabilização, promovendo processos de mistura convectiva. O que reforça ainda mais os resultados obtidos por meio do coeficiente de transferência de água da região litoral (C_V) para regiões profundas do reservatório.

O resultado da estimativa da transferência de água da região litoral (C_V) para a região mais profunda mostrou que durante o mês de julho podem ocorrer os maiores eventos de transferência de água por meio de correntes de densidade, e a Figura 6.3 mostra que isto pode ocorrer por ser durante este mês a água se encontra totalmente misturada; ou seja, não há resistência para que essa água mais densa seja transferida para regiões mais profundas do reservatório. Outro fato é que a temperatura da água segue o mesmo padrão observado na temperatura do ar (Figura 3.3-b).

Estes processos combinados podem justificar o fato dos mapas de temperatura média mensal para junho e julho apresentarem no centro do reservatório uma massa d'água mais fria do que a borda. A partir de agosto devido ao resfriamento diferencial nas regiões rasas e ao ganho de calor (Figura 4.29) ocorre a indução da estratificação no reservatório.

A formação de correntes de gravidade em lagos e reservatórios esta bem documentada na literatura. Monismith et al (1990) observaram a formação desse tipo de corrente onde a perda de calor diferencial devido a variações na batimetria do reservatório ou intensidade do vento agindo na superfície da água conduz uma forte circulação horizontal. James e Barko (1991) observaram a formação de correntes de densidade transportando uma quantidade significativa de fósforo para regiões mais profundas de um reservatório. A relação entre o volume de corrente de densidade, taxa de resfriamento diferencial na superfície da água, e a geometria de águas rasas foi intensamente estudada em laboratório por Maxworthy (1997), Sturman and Ivey (1998), Sturman et al. (1999) e numericamente por Horsch and Stefan (1988).

Assireu et al. (2009) em um experimento de laboratório (Figura 6.7) mostraram a ação de diferentes correntes de densidade em um fluido devido a diferença de temperatura. O caso da Figura 6.7-a é um exemplo onde uma água mais quente, de menor densidade entra no sistema hídrico, causando uma corrente de superfície conhecida como *overflow*.

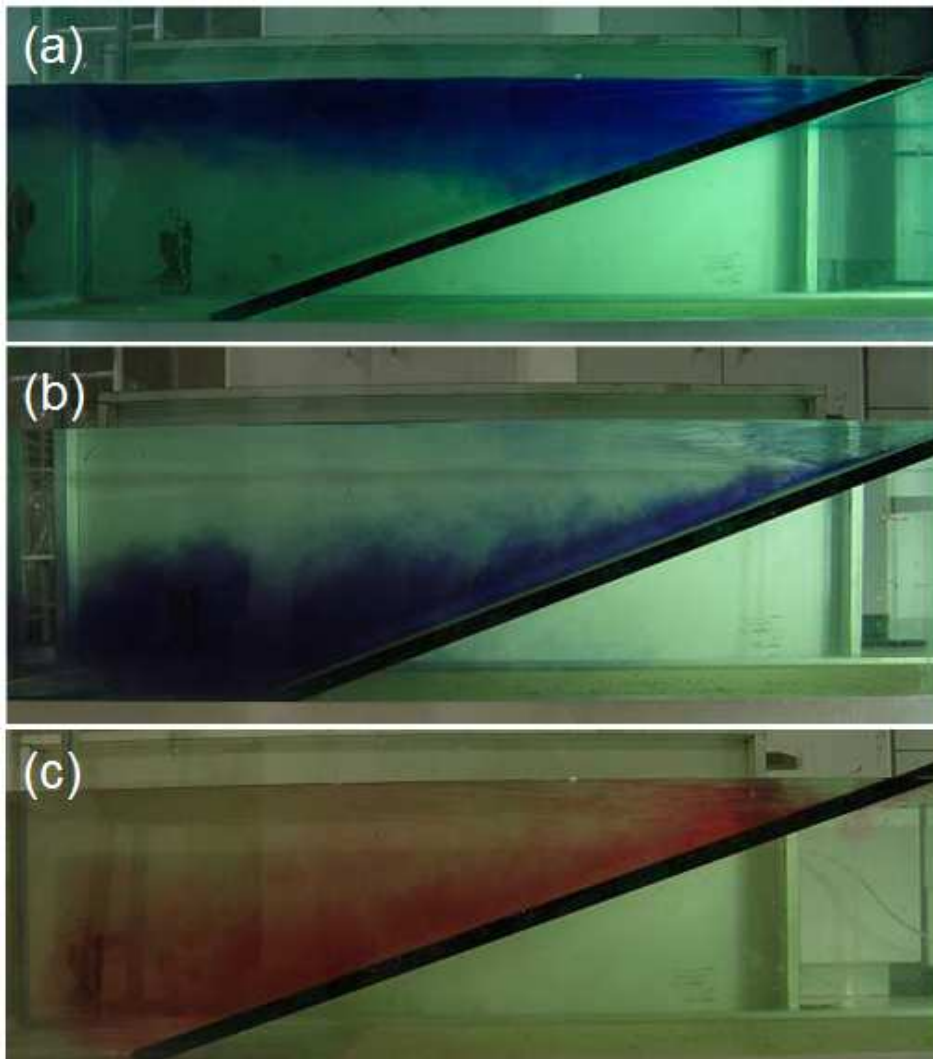


Figura 6.7: Experimento de laboratório mostrando as correntes de densidade: (a) água com temperatura maior (*overflow*), (b) água com temperatura menor (*underflow*) e (c) água com temperatura igual (*interflow*).
Fonte: Modificado de ASSIREU et al. (2009).

Quando uma água mais fria (Figura 6.7-b), com maior densidade entra no sistema, gera uma corrente de profundidade, conhecida por *underflow*. E por último, se a água que entra no sistema for mais fria do que a água de superfície e mais quente do que a água do hipolímnio, o fluxo se dará na camada intermediária da coluna d'água (*interflow*). Neste experimento os autores queriam chamar a atenção para a entrada de água com diferentes temperaturas com origem nos rios e que deságuam no reservatório e o seu efeito na coluna d'água. No entanto, esse tipo de processo físico também ocorre, como foi discutido e mostrado neste texto, das regiões mais rasas para as mais profundas. Para saber mais sobre as correntes de densidade em zonas litorâneas de corpos d'água, Horsch et al (1994) apresentam um trabalho extenso sobre o assunto, mostrando por meio de experimentos numéricos como esse tipo de processo ocorre.

Esses processos podem ocorrer na escala do reservatório ou em pequena escala, como, por exemplo, na formação de ressurgência. Segundo Monismith (1985, 1986) quando uma massa d'água mais

densa aflora à superfície se tem um fenômeno conhecido como ressurgência. A ressurgência é considerada parcial quando ocorre do metalímio para o epilimínio e total quando ocorre do hipolímio para o epilimínio (STEVENS e IMBERGER, 1996; STEISSBERG et al., 2005).

Nos dados de temperatura da água durante o dia (Figura 4.4) também foi observado regiões no reservatório com água mais fria do que a água circunvizinha. No caso do mês de abril, essa água mais fria apareceu em regiões mais rasas, no mês de maio em regiões rasas e no centro do reservatório; e em junho e julho apenas nas regiões mais rasas.

No caso do mês de abril, onde a água tende a estar estratificada (Figura 6.2 e 6.3) e a ressurgência ter ocorrido somente nas regiões rasas, provavelmente ocorreu uma ressurgência total. No mês de maio no centro do reservatório por se tratar de uma época em que a coluna d'água ainda se encontra estratificado é muito provável que a ressurgência tenha sido parcial, por meio de correntes intermediárias (Figura 6.7-c). E nos meses de junho e julho a ressurgência foi total, pois nessa época a coluna d'água se encontra totalmente misturada.

Ainda sobre a distribuição da temperatura na superfície da água do reservatório Figura 4.4 há que se levar em consideração a intensidade e a direção do vento. A intensidade do vento no reservatório pode alcançar até aproximadamente 10ms^{-1} (Figura 6.58), mas também possui os ventos considerados calmos, ou seja, próximo de 0ms^{-1} (cerca de 9,58% do volume de dados analisados).

A direção preferencial do vento é o de leste, mas com ventos atuando de noroeste e sudoeste; os ventos de nordeste e sudeste também ocorrem, mas com baixa frequência. Esse padrão de direção de atuação do vento justifica o fato da porção noroeste do reservatório apresentar uma quantidade maior de águas mais frias nas regiões mais rasas do que a porção sudeste. A atuação do vento faz com o que a água perca mais rapidamente calor para a atmosfera (JONAS et al., 2003).

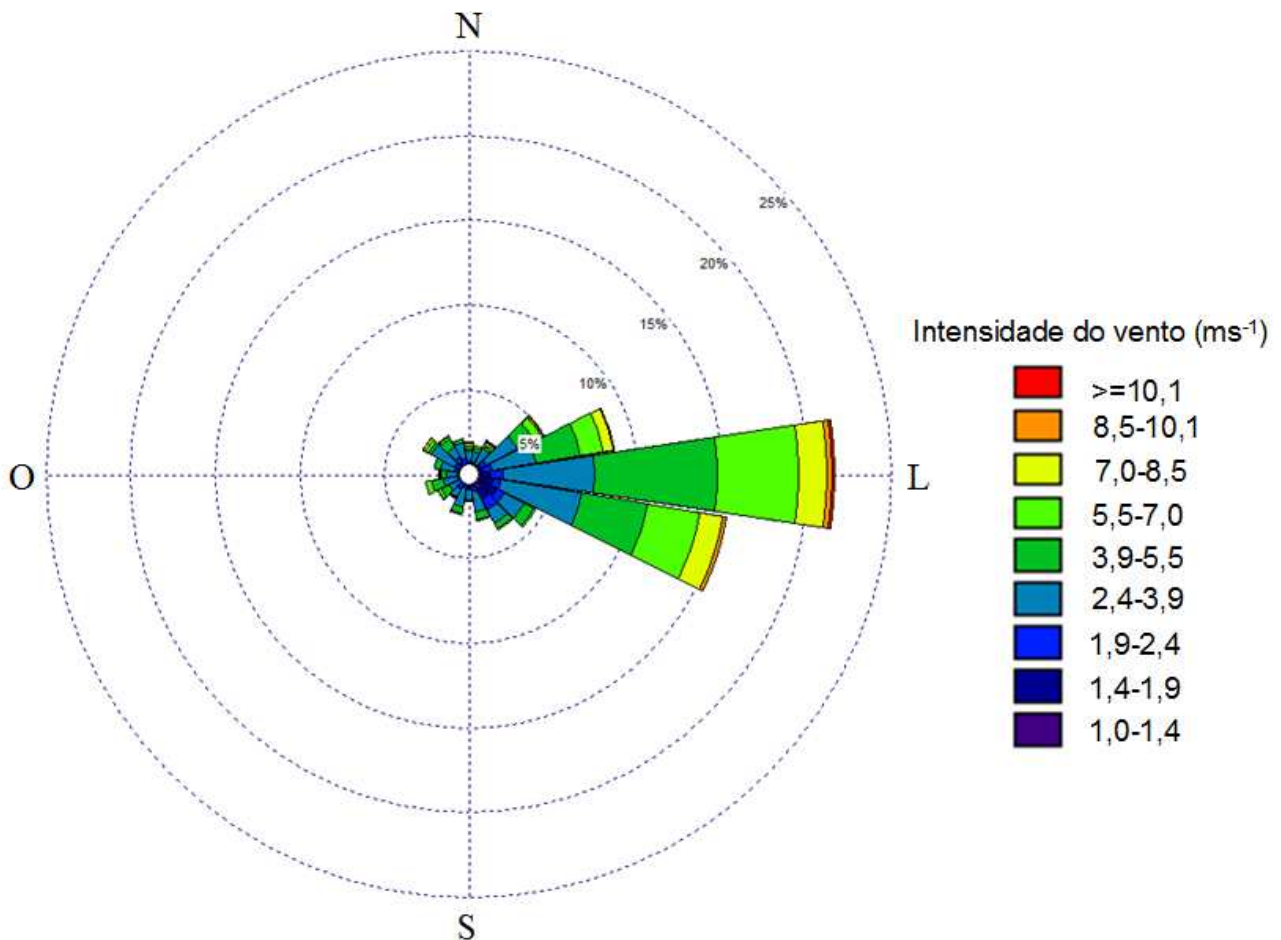


Figura 6.8: Diagrama de rosa dos ventos dos dados coletados pela bóia SIMA no período de 28 de março de 2009 a 17 de fevereiro de 2010.

De maio a agosto, ocorre um período de uniformização horizontal da temperatura da água (Figura 4.4). Isto ocorre principalmente devido às correntes de densidade que em um primeiro momento estratificam a coluna d'água, devido à perda de energia (Figura 4.28); em seguida a temperatura do hipolímnio e do epilimínio tende a se igualar (por convecção) tornando a mistura da coluna d'água um evento possível. Tanto isto ocorre que a Figura 4.29 mostra claramente que durante os meses citados o saldo de radiação é muito baixo, sendo que nos meses de junho e julho o saldo de radiação é negativo (perda de calor para a atmosfera).

Já nos meses de estratificação da coluna d'água a Figura 4.29 também mostra que em setembro as regiões rasas do reservatório apresentam um saldo de radiação baixo e as regiões mais profundas um saldo mais elevado; esta diferença se torna mais evidente durante o mês de outubro. Mas com o aumento do fluxo de radiação de onda curta e por consequência da temperatura do ar, essas regiões mais rasas tendem a ganhar calor, e no mês de dezembro o gradiente horizontal de energia no reservatório diminui. Nesse período o nível do reservatório é o menor observado (Figura 3.4) com cerca de 10m a menos de coluna d'água e com alta penetração da radiação incidente, transferindo

calor para as camadas mais profundas (Figura 6.3); uma vez que a turbidez no reservatório é muito baixa como mostra a Figura 6.9.

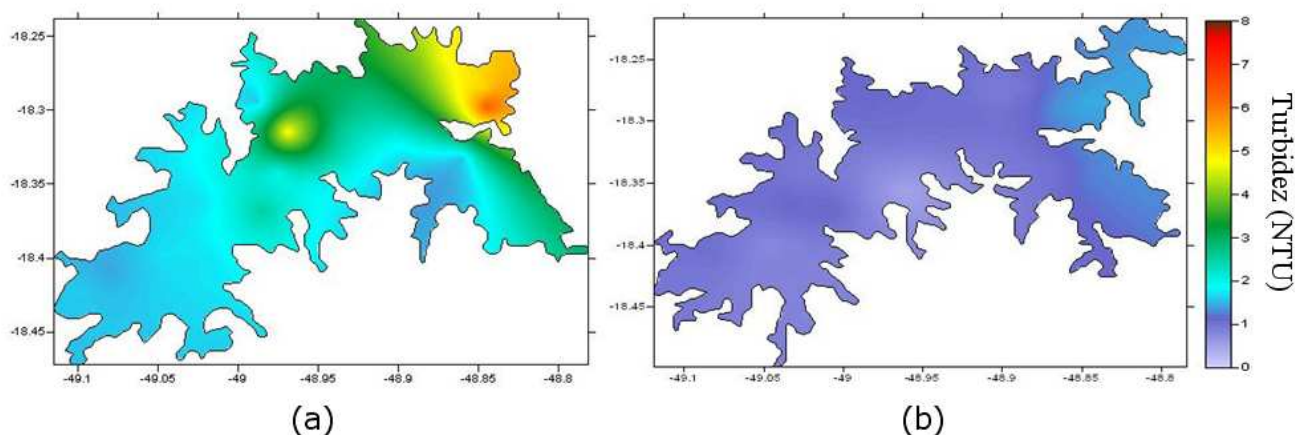


Figura 6.9: Distribuição de turbidez no reservatório de Itumbiara durante o mês de maio (a) e setembro (b).

Fonte: Modificado de NASCIMENTO (2010).

No mês de outubro apesar de o saldo de radiação ser maior nas regiões mais profundas do que nas regiões mais rasas (Figura 4.29) a temperatura nas regiões mais rasas é maior do que nas regiões profundas durante o dia, e durante a noite o processo se inverte (Figura 4.4). Como pode ser observada na Figura 6.3, no mês de outubro a estratificação da coluna d'água esta restrita aos primeiros 15m, e provavelmente esta estratificação é rapidamente erodida, permitindo uma perda de calor mais rápida para a atmosfera; aliado ao fato de outubro ser o mês mais quente do ano (Figura 3.3-b). Isto justifica o fato de que nesse mês a diferença de temperatura média entre o dia e a noite seja maior do que em relação aos outros meses (Figura 4.6). A combinação desses processos físicos atuando na interface ar-água e os processos de transporte de calor na coluna d'água (convecção, difusão e advecção) podem fazer com o que de um ano a outro existam anomalias de temperatura (Figura 4.11).

6.2. Anomalia na Temperatura da Superfície da Água

Nos meses em que a estratificação no reservatório é alta (Figura 6.3), ou seja, novembro, dezembro e janeiro, as anomalias tendem a ser positivas (Figura 4.8). Isto quer dizer que durante os períodos de estratificação, se considerar a temperatura média dos seis anos em análise, as anomalias médias mensais tenderão a ser positivas. É bom lembrar que esses meses estão dentro do período chuvoso, com temperaturas do ar mais altas.

Como mostrado por Henderson-Sellers (1986) durante dias nublados a principal fonte de calor para a superfície de corpos d'água é a radiação de onda longa. Isto quer dizer que apesar de ser um período de intensa radiação solar, esta é parcialmente bloqueada pelas nuvens, mas o que passa para

a superfície da água é refletido para a atmosfera, e re-emitida para a superfície da água por meio das nuvens. Como mostra a Figura 4.16, a radiação de onda longa diminui durante os meses citados, mas é bom lembrar que os cálculos foram feitos utilizando apenas as imagens 100% livres de nuvens.

Embora as imagens utilizadas estejam livres de nuvens, a Figura 4.17, mostra que os meses de novembro, dezembro e janeiro apresentam variações interanuais mais acentuadas do que nos outros meses. Pode ser que essa variação interanual da radiação de onda longa seja a responsável parcial pela anomalia positiva durante esses meses.

Os meses de fevereiro, abril e setembro em média apresentaram anomalias negativas. No caso do mês de fevereiro essa anomalia negativa ficou mais concentrada na região próxima à barragem e pode estar relacionada à tomada d'água. Fevereiro é um mês chuvoso, e o padrão de chuva na região tem se alterado por conta das mudanças climáticas; provavelmente com o aumento do volume de chuva e com o auxílio da força do vento, esteja ocorrendo um resfriamento na região próxima à barragem, que é também uma região profunda. Em abril a anomalia é mais pronunciada nas regiões profundas; em setembro nas regiões mais rasas.

6.3. *Variação Sazonal da Temperatura na Superfície da Água*

O que mais chama a atenção na variação sazonal do campo de temperatura da superfície da água é que durante o verão a temperatura da água durante a noite, em média, é maior do que durante o dia (Figura 4.14). Antes de se tentar explicar este fato, é necessário verificar se essas temperaturas maiores durante a noite não são ruídos criados na aquisição e/ou processamento da imagem MODIS/Terra.

Para tanto, dados de temperatura da água medidos pela bóia SIMA, a 1,5m de profundidade foram coletados por meio de uma sonda multiparâmetro YSI 6600, para os horários de passagem do satélite Terra sobre o reservatório (10:30h e 23:30h) durante o verão (20/01/2010 e 28/02/2010). Como o SIMA não amostra de 30 em 30 minutos e sim de 1 em 1h, os dados de temperatura foram adquiridos às 10:00h e 23:00h.

A Figura 6.10-a mostra a diferença entre a temperatura da água medida pelo SIMA durante o dia (10:00h) e a noite (23:00h). É possível observar que esses dados *in situ* também mostram que ocorrem temperaturas mais altas durante a noite; somente em casos isolados a temperatura dia é mais alta (até 0,30°C).

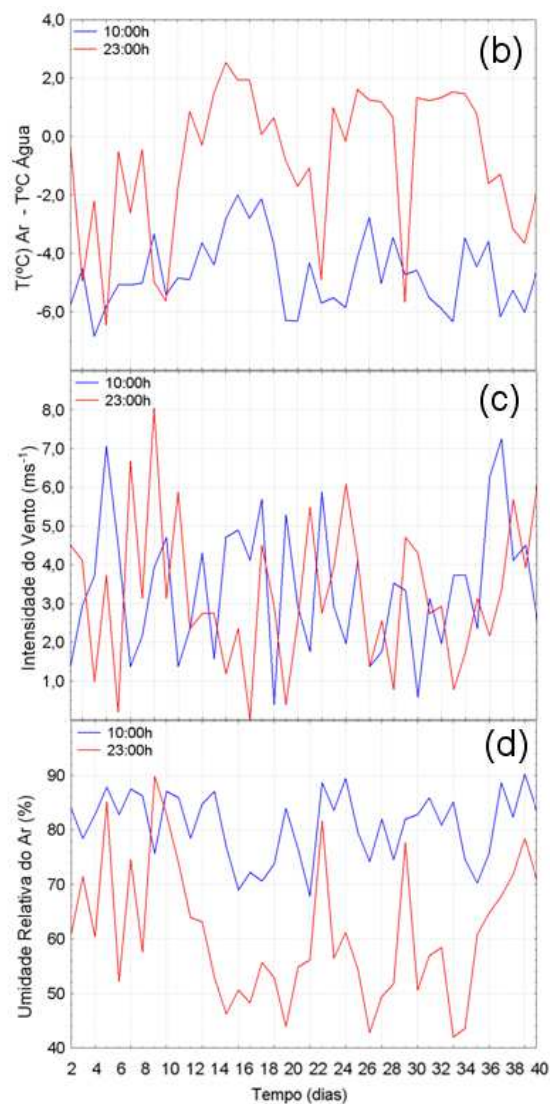
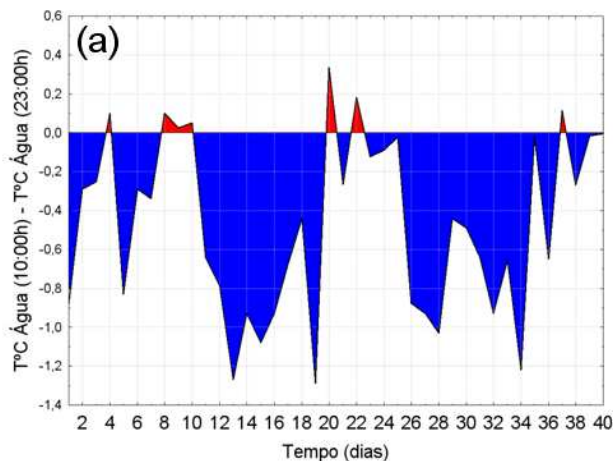


Figura 6.10: Diferença da temperatura da água medida pelo SIMA (1,5m de profundidade) às 10:00h e 23:00h (a); diferença entre a temperatura do ar e da água; intensidade do vento (c) e umidade relativa do ar (d).

Quando calculada a diferença entre a temperatura do ar e da água às 10:00h e 23:00h (Figura 6.10-b), verifica-se que durante o dia a temperatura da água é maior do que a temperatura do ar; e durante a noite, em alguns dias a temperatura da água é menor do que a do ar. No caso noturno, a temperatura do ar só é maior do que a da água quando a intensidade do vento é baixa ($<1,8\text{ms}^{-1}$) e a umidade relativa do ar for $<50\%$.

Isto já permite uma explicação do porquê de a temperatura da água em média ser maior durante a noite. Uma análise dos dados de temperatura da água coletados pela bóia SIMA mostrou que no verão a temperatura mínima ocorre entre 07:00 e 12:00h e a máxima entre 18:00 e 23:00h. Ou seja, às 10:00h a temperatura da água ainda não atingiu o seu máximo, então a água continua a ganhar calor por meio do aumento na radiação incidente; e às 23:00h a água ainda não perdeu totalmente o calor que ganhou durante o dia, ao contrário, é geralmente a hora em que a temperatura da água no

verão atinge o seu máximo. Isto justifica o fato de a temperatura da água à noite ser maior do que durante o dia.

O que amplifica essa diferença de temperatura durante o dia e a noite são as chuvas, comuns durante o verão; seu efeito pode ser mais bem visualizado na Figura 6.10-b, onde durante o dia a temperatura da água é maior do que a temperatura do ar. Ou seja, a temperatura do ar cai devido à chuva, mas a água devido ao seu alto calor específico perde calor muito lentamente para a atmosfera. A Figura 6.10-d mostra que durante o dia a possibilidade de chuva é maior do que durante a noite, pois durante o dia a umidade relativa do ar se mantém mais alta do que durante a noite.

Durante a noite, a temperatura do ar chega a ser maior do que a da água, o que impede que ocorra uma perda significativa de calor para a atmosfera. Em alguns casos, quando existe essa condição pode ocorrer à formação de neblina logo acima da superfície da água, que impede a perda de calor, e ajuda na manutenção do estoque de calor. Esse processo de perda de calor durante o dia pode ser acelerado devido a um aumento na intensidade do vento; a Figura 6.10-c mostra que a intensidade do vento durante o dia pode chegar até 7ms^{-1} e 8ms^{-1} durante a noite.

É bom lembrar que o SIMA, cujos dados da Figura 6.10 foram obtidos, está localizado na região próxima à barragem (Figura 3.1). A Figura 4.14 mostra que para essa região a temperatura da água durante a noite é em média $1,5^{\circ}\text{C}$ maior do que durante o dia; entretanto, para a região sob influência dos rios, essa diferença pode chegar a 6°C . De acordo com Ford e Johnson (1986), é comum diferenças de temperatura entre dia e noite de $1-2^{\circ}\text{C}$, mas também podem ser da ordem de 7°C ou mais.

Essa diferença observada próxima à confluência dos rios pode estar relacionada à descarga dos rios dentro do reservatório. Como o caso discutido é o de verão, época de chuva, pode ser que uma água mais fria esteja sendo despejada no reservatório e criando um fenômeno conhecido como ‘ponto de mergulho’ (*plunge point*) do rio no reservatório (AKIYAMA e STEFAN, 1984). Como observado na Figura 5.4-b, quando a água que entra no sistema aquático é mais fria, essa água tenderá a seguir por baixo, na região mais profunda. No entanto, de acordo com a teoria do ponto de mergulho, esse afundamento da água não é imediato e depende das condições ambientais, como mostra a Figura 6.11 (DALLIMORE et al., 2004; RUEDA e MACINTYRE, 2010).

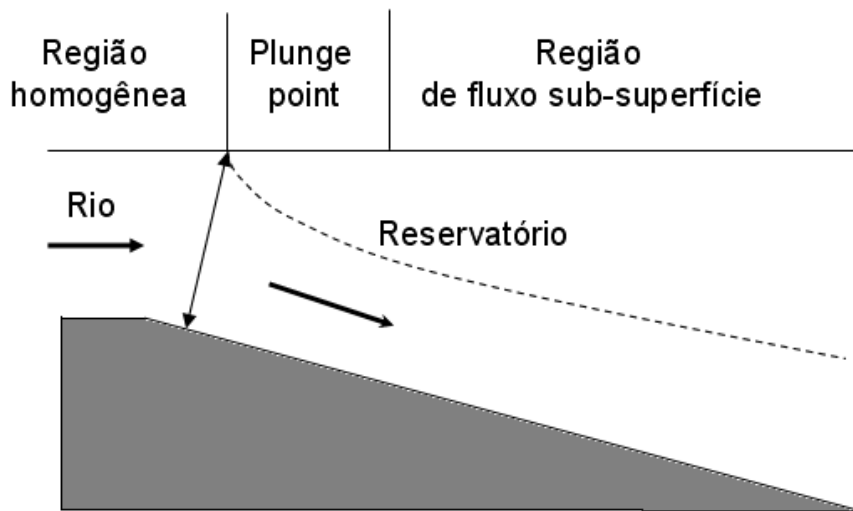


Figura 6.11: Esquema mostrando a região anterior ao ponto de mergulho, no ponto de mergulho e na região onde ocorre a corrente de densidade.

Fonte: Adaptado de DALLIMORE et al. (2004).

Assim, provavelmente essa água mais fria é transportada por alguns metros por cima da superfície da água e vai afundando progressivamente; provavelmente devido a isto, durante a noite foram observadas temperaturas da água cerca de 6°C maior do que durante o dia nas imediações da confluência dos rios. Essa hipótese poderá ser mais bem explorada com os dados que estão sendo amostrados pela segunda bóia SIMA que foi instalada na confluência dos rios em novembro de 2009 (Projeto INCT para Mudanças Climáticas). Esses dados não são analisados neste trabalho devido a problemas na carga útil do SIMA-II (Figura 6.12).



Figura 6.12: Bóia SIMA-II instalada na região próxima a confluência dos rios no Reservatório de Itumbiara por meio do Projeto INCT para Mudanças Climáticas.

6.4. *Variação Temporal da Temperatura*

6.4.1. *Temperatura medida durante o dia*

A variação temporal da temperatura da superfície da água é regida principalmente pelo ciclo de radiação incidente, no caso das temperaturas medidas durante o dia (Equação 5.10). Isto é mostrado com clareza na análise de Fourier (Figura 5.3-a). Na região mais profunda do reservatório (região central) o ciclo com maior energia é o anual, seguido pelo semi-anual. Isso mostra que os picos de energia no reservatório em janeiro e dezembro, controlam as grandes variações de temperatura, durante a estação chuvosa. O ciclo semi-anual, esta relacionado à diminuição de radiação solar e conseqüente queda na temperatura da superfície da água.

Na região próxima à barragem o ciclo semi-anual apresenta densidade espectral um pouco maior do que o sinal anual (Figura 5.3-b); mas também apresenta pico de densidade espectral no período de 4,5 meses. Provavelmente o período de 4,5 meses deve estar ligado à utilização da água para geração de energia elétrica. Alguns autores (CASAMITJANA et al., 2003; MORENO-OSTOS et al., 2008) estudaram o efeito da tomada d'água e sua profundidade em reservatórios e sua influência no padrão de estratificação da coluna d'água. Estes autores mostraram que a profundidade da tomada d'água pode modular, por exemplo, a profundidade da termoclina, modificando a temperatura de superfície.

A variação temporal da temperatura na confluência dos rios mostrou maior energia para os períodos de 6 meses, seguido pelo sinal anual e com um leve aumento na densidade espectral para períodos de 36 meses (3 anos). É notório que a grande variação da temperatura esta ligada totalmente com o período de insolação, ou seja, existe um período de seis meses aproximadamente entre o maior e o menor fluxo de energia incidente no reservatório (Figura 4.27-a).

A Figura 5.10 mostrou que existe uma boa relação entre a temperatura da superfície da água e a radiação de onda curta para períodos entre 4 e 7 meses, sendo que existe uma defasagem da radiação de onda longa de 17 a 27 dias em relação à temperatura da água. Isto ocorre devido ao alto calor específico da água, pois a água necessita de uma grande quantidade de energia para modificar sua temperatura. A melhor relação é observada para períodos entre 9-15 meses com a radiação de onda longa avançada de 1 a 1,8 meses em relação às variações de temperatura.

Para obter informações mais acuradas a respeito da variação de 36 meses, um conjunto maior de dados seria necessário para investigar se existe mesmo este ciclo mais longo. Apesar disto, o espectro de ondaleta mostrou que este período de 36 meses está relacionado com os meses de junho a dezembro de 2004 (maior densidade espectral) e 2006 (menor densidade espectral). Dados de vazão afluente para o reservatório nos anos de análise mostram que existe uma tendência de aumento da vazão (Figura 6.13) nestes anos.

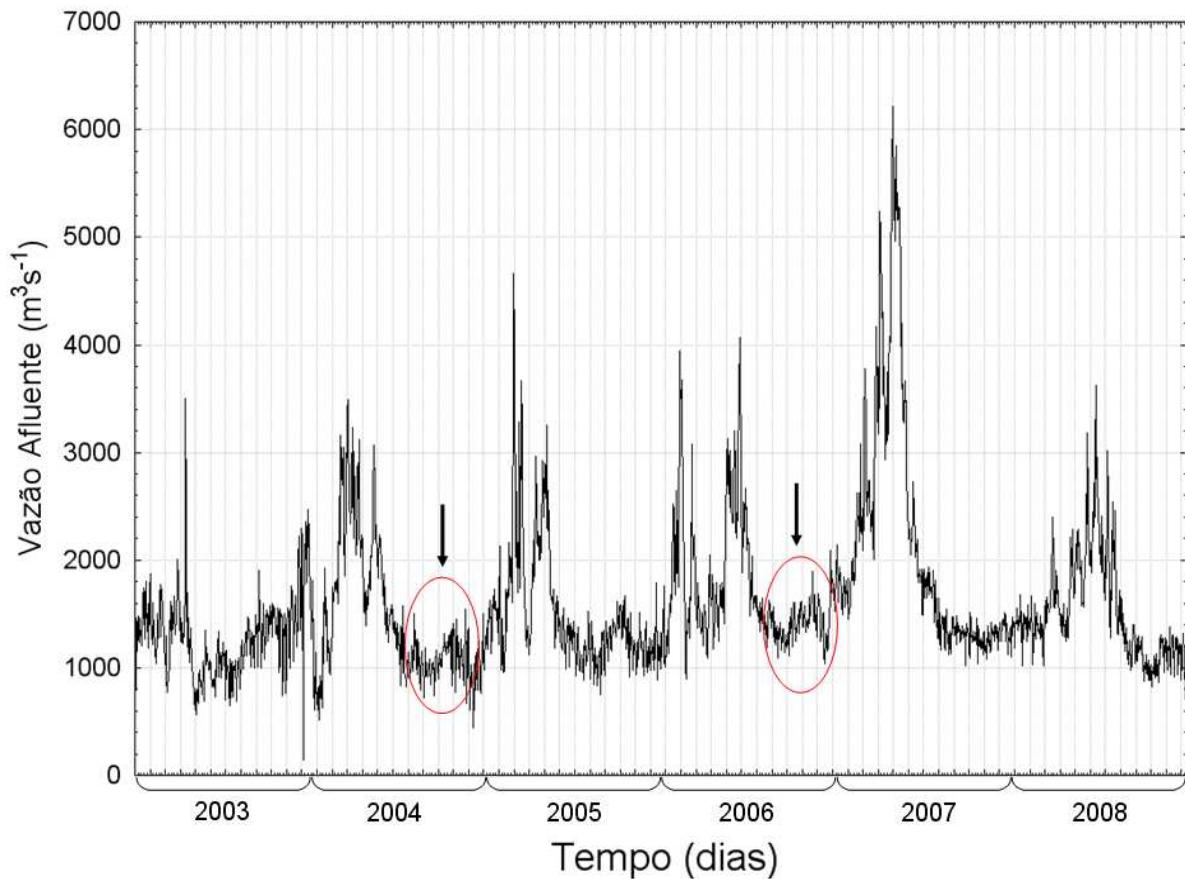


Figura 6.13: Vazão afluente (m^3s^{-1}) no reservatório de Itumbiara de 2003 a 2008.

O período em que ocorreu a alta densidade espectral (julho a dezembro) o reservatório está entre o período de vazante e o seu nível mínimo (Figura 3.4), na transição entre um estado misturado para um estado estratificado (Figura 6.3). A influência da vazão pode ser mais bem analisada por meio do número modificado de Froude (FORD e JOHNSON, 1986):

$$F_d = \sqrt{\frac{1}{ge} \frac{LQ}{H_m V}} \quad (6.6)$$

Onde g é a aceleração da gravidade (ms^{-2}), $e=10^{-6} \text{ m}^{-1}$, L é o comprimento do reservatório (m), Q é a vazão média (m^3s^{-1}) H_m é a profundidade média (m), V é o volume (m^3). Sendo que se $F_d > 1/\pi$ o reservatório é bem misturado, se $F_d < 1/\pi$ é esperado que o reservatório seja fortemente estratificado e se $F_d \approx 1/\pi$ é esperado que o reservatório seja fracamente ou intermitentemente estratificado.

Da equação 6.6 deve-se observar que quanto maior a vazão, maior será o F_d . Da Figura 6.3 sabemos que de julho a dezembro o reservatório tem uma tendência a ser tornar estratificado, então se a vazão aumenta o valor de F_d também aumentará, podendo o reservatório se tornar ainda mais

estratificado. Essa mudança de padrão pode alterar também o padrão de ciclicidade observado nos dados de temperatura.

6.4.2. Temperatura medida durante a noite

Em relação à variação temporal para os dados de temperatura da superfície medida durante a noite, as regiões próximas à barragem e central do reservatório apresentam uma densidade espectral maior no ciclo anual, seguido pelo semi-anual, trimestral e bimestral. A variação anual e semi-anual já era esperada, no entanto as variações tri e bimestrais, não. Tomando como base a relação estabelecida entre a temperatura noite e os fluxos de energia: $T_{noite} = 38.17 - (0.31\phi_{ri}) + (0.55\phi_{lf}) + (0.39\phi_{sf})$, onde ϕ_{ri} é a radiação de onda longa, ϕ_{sf} é o fluxo de calor sensível e ϕ_{lf} o calor latente; as variações de curto termo provavelmente podem ser explicadas pelas variações nesses fluxos.

Para o caso dia, a análise espectral da série de temperatura para a região sob influência dos rios mostrou que o ciclo semi-anual é dominante, como foi no caso dia. No entanto, na série noturna não houve indícios de ciclos próximos de 36 meses como ocorreu nos dados de temperatura medidos durante o dia. Assim, apesar de ocorrer um aumento na vazão, isto não é suficiente para se ter ciclos de variabilidade de longo termo durante a noite.

Os períodos de 2-3 meses observados na análise espectral de Fourier podem ser explicados pela relação com a radiação de onda longa e o calor sensível. Como mostra a Figura 4.41 e 4.42, relação da temperatura com a radiação de onda longa e o fluxo de calor respectivamente. Para estes períodos a radiação de onda longa e a temperatura estão em fase, ou seja, quando uma aumenta a outra também aumenta. Já o fluxo de calor sensível aparece defasado de 7 a 11 dias em relação às variações de temperatura na superfície da água.

Os períodos semi-aneais estão relacionais com as variações de calor sensível e latente (Figura 4.42 e 4.43). O calor sensível apresenta-se avançado aproximadamente 2 meses em relação à temperatura e o calor latente defasado cerca de 23 dias. Isto mostra que o balanço entre o fluxo sensível e latente pode modular as variações de temperatura da água na escala semi-anual.

A escala anual é uma combinação dos fluxos de onda longa, sensível e latente. A radiação de onda longa se apresenta cerca de 4 meses avançado em relação à temperatura; o fluxo sensível avançado 1,5 meses e o latente em anti-fase.

6.5. Fluxo de Calor na Superfície da Água

6.5.1. Radiação de Onda Longa

O saldo de radiação de onda longa calculada por meio da equação 2.27 expressa o balanço entre a radiação de onda longa que deixa e a que chega a superfície da água. Valores positivos indicam uma perda de energia para o reservatório. Quanto maior a diferença entre a temperatura da água e do ar,

maior será este fluxo. O saldo de radiação de onda longa consiste de uma perda de energia através do ano para o dia e noite. As perdas são maiores durante o dia devido à diferença entre as temperaturas da água e do ar decrescer; seus padrões sazonais diferem ligeiramente. A radiação de onda longa durante o dia aumenta de março a agosto com um valor máximo de 110 Wm^{-2} e decresce até janeiro com um valor mínimo de aproximadamente 50 Wm^{-2} . A radiação de onda longa noturna aumenta de março a junho com um máximo por volta de 74 Wm^{-2} e decresce até outubro com um valor aproximado de 48 Wm^{-2} . Este volta a aumentar novamente em novembro e dezembro e diminui em janeiro, atingindo valores similares aos encontrados em outubro.

O contraste entre os valores dia e noite são maiores em setembro (53 Wm^{-2}) e menores em janeiro (3 Wm^{-2}). Durante o dia, os valores de onda longa são maiores de maio ($95,94 \text{ Wm}^{-2}$) a setembro ($106,36 \text{ Wm}^{-2}$) do que de janeiro ($51,28 \text{ Wm}^{-2}$) a abril ($78,56 \text{ Wm}^{-2}$) e de outubro ($96,12 \text{ Wm}^{-2}$) a dezembro ($84,14 \text{ Wm}^{-2}$). Os períodos de valores altos de radiação de onda longa ocorrem durante o outono-inverno na estação seca, ou seja, quando a cobertura de nuvem é baixa; e os valores baixos ocorrem durante a estação chuvosa com grande cobertura de nuvens (primavera-verão).

6.5.2. Fluxo de Calor Sensível

O fluxo de calor sensível negativo ocorre quando a superfície da água perde calor por meio de processos de convecção e advecção, por outro lado é positivo quando a superfície da água ganha calor. Para o fluxo de calor sensível para o dia é negativo somente para o mês de janeiro (verão) indicando que a superfície da água é mais fria do que em dezembro e fevereiro (ver Figura 4.4); e positivo para os outros meses (Figura 4.27). Um caso típico de ganho de calor por meio do calor sensível ocorre em outubro (primavera) quando o maior valor ocorre ($15,01 \text{ Wm}^{-2}$, Tabela 4.6) e alcança o maior valor de temperatura média (ver Figura 4.5). Para o fluxo noturno o calor sensível é negativo para todos os meses do ano com um pico em setembro ($-20,37 \text{ Wm}^{-2}$) o qual é devido a processos advectivos causado por ventos com intensidade da ordem de $3,1 \text{ ms}^{-1}$. O menor fluxo ocorre em fevereiro ($-0,14 \text{ Wm}^{-2}$) quando o vento é duas vezes menor do que em setembro ($1,7 \text{ ms}^{-1}$). Esse padrão de distribuição do calor sensível no tempo também foi observado por Serra et al. (2007) para um reservatório na Espanha.

6.5.3. Fluxo de Calor Latente

O fluxo de calor latente foi positivo para todos os meses para o dia e noite (Tabela 4.6). O computo noturno foi realizado às 23:30h aproximadamente, e a esse horário, a superfície da água não perdeu totalmente o calor adquirido durante o dia. De janeiro a junho (transição do verão para o outono) o calor latente ficou próximo a zero em ambos os casos dia e noite. Com o decréscimo da precipitação, aumento da intensidade do vento e aumento da temperatura do ar (de janeiro a março,

ver Figura 3.3) a temperatura da superfície da água tende a decair até atingir o mínimo em julho (Figura 4.5) devido ao processo de evaporação da água. Isto pode ser comprovado por meio da Figura 6.14 onde dados obtidos por um tanque de evaporação classe A instalado à margem do reservatório mostram que em junho e julho são os períodos de menor evaporação no reservatório.

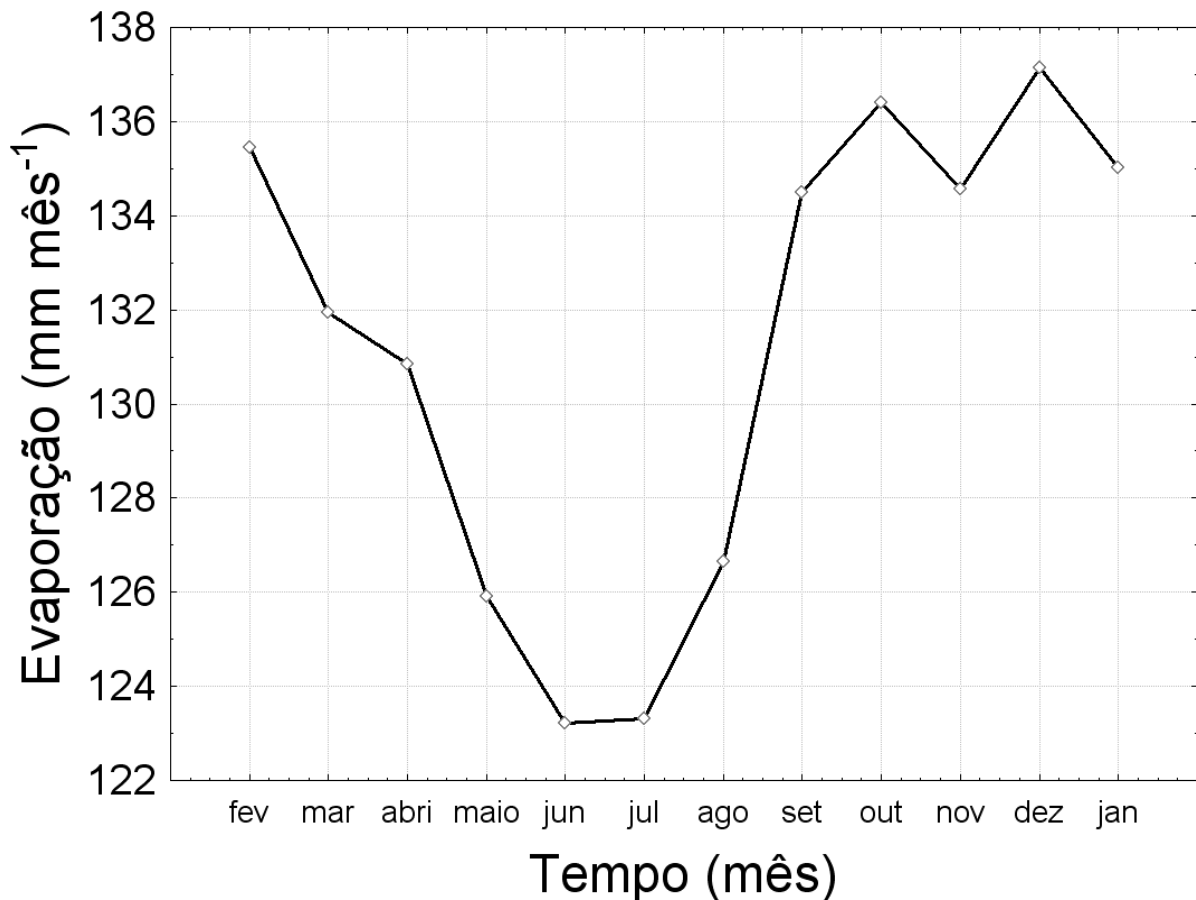


Figura 6.14: Variação temporal da evaporação (mm mês⁻¹) no reservatório de Itumbiara obtidos por meio de um tanque de evaporação classe A.

De agosto a outubro (inverno a verão) o fluxo de calor latente para o dia é mais pronunciado do que durante a noite, o que coincide com o alto valor de temperatura do ar (Figura 3.3-b). Isto ocorreu provavelmente devido à formação de uma camada de ar condensado logo acima da superfície, não permitindo que a água perdesse calor rapidamente (Figura 4.5) (principalmente no início da estação chuvosa, em setembro), como observado na figura dos fluxos (Figura 4.27). De acordo com Lofgren e Zhu (2000) o fluxo de calor latente positivo ocorre quando a atmosfera acima da superfície da água é estável, com uma pequena mistura turbulenta na interface atmosfera-água. De novembro a dezembro o fluxo latente decresce novamente e o ciclo recomeça.

6.5.4. Saldo de Radiação

O saldo de radiação durante a noite sempre corresponde a uma perda de energia no reservatório (valores negativos). O saldo durante o dia é sempre positivo, correspondendo a uma fonte de energia. Isto ocorre porque os termos de perda (radiação de onda longa que retorna da água, fluxo sensível e latente) não contrabalançam os termos de fonte de energia (radiação de onda curta e onda longa da atmosfera).

O saldo de radiação e o fluxo de calor durante o dia seguem o mesmo padrão observado na radiação de onda curta. Com valor máximo em janeiro por volta de 300 Wm^{-2} chegando a um mínimo em junho ($64,28 \text{ Wm}^{-2}$). O saldo continua baixo (menor que 100 Wm^{-2}) até agosto e então aumenta até dezembro. O saldo e o fluxo noturno também seguiram o mesmo padrão sazonal, com valor máximo absoluto ocorrendo de junho a agosto e valores mais baixos absolutos durante o verão.

O fluxo de calor diurno foi sempre maior do que o valor absoluto do fluxo noturno, com exceção aos meses de junho e julho. O balanço entre o dia e a noite seguiu um padrão sazonal com valores positivos altos durante o verão, decrescendo durante o outono até atingir valores negativos no inverno. Esse padrão sazonal converge com a variação da temperatura da superfície da água do reservatório durante o ano.

Durante o dia, o reservatório armazena energia na camada mais superficial e então a energia é progressivamente transmitida para as camadas mais profundas por meio da dispersão e advecção. Pois o saldo de radiação durante a noite somente afeta os primeiros centímetros da coluna d'água (radiação de onda longa e calor sensível e latente), a camada mais superficial esfria, sua densidade aumenta e em seguida esta massa d'água afunda. Esta interpretação é suportada pelo fato de que existe uma diferença negativa no verão entre as temperaturas dia e noite na superfície da água, devido ao alto armazenamento de energia na coluna d'água.

6.6. Modelo Conceitual Termodinâmico para o Reservatório

Este item tenta descrever de forma resumida, integrando os resultados obtidos, a termodinâmica da superfície da água no reservatório por meio de modelos conceituais. Os modelos conceituais são divididos em três fases: (1) de janeiro a maio, quando a estratificação é considerada acentuada e a termoclina é mais profunda; (2) de junho a setembro, quando a coluna d'água no reservatório tende a misturar; (3) de outubro a dezembro, quando o sistema volta a estratificar com a termoclina mais próxima da superfície. Esta integração de resultados pode ser visualizada no apêndice A.

CAPÍTULO 7

CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

Neste trabalho as seguintes hipóteses foram formuladas: (1) O uso de imagens de sensores remotos na estimativa da temperatura da superfície da água medida durante o dia e a noite permite conhecer melhor sua variação no tempo e no espaço, se comparado com os métodos tradicionais?; (2) O campo de temperatura estimado por meio das imagens de satélite permitirá estimar as trocas de calor entre a superfície da água e a atmosfera?; (3) Os fluxos de calor calculados por meio do campo de temperatura da água permitirão melhor explicar as variações na temperatura da superfície da água?

Para testar esta hipótese o seguinte objetivo foi proposto: analisar a variabilidade espaço-temporal do campo de temperatura da superfície da água do reservatório de Itumbiara e determinar os fatores que o modula.

Os resultados obtidos permitiram as seguintes conclusões:

7.1. Quanto à hipótese da pesquisa

Os resultados da pesquisa permitem aceitar a hipótese formulada tanto no tocante às variações espaço-temporais do campo de temperatura quanto em relação ao balanço de calor na superfície da água.

7.2. Quanto aos objetivos

Com a metodologia adotada todos os objetivos foram alcançados, a saber:

O uso do sensor MODIS a bordo do satélite Terra permitiu acessar as variações espaciais e temporais do campo de temperatura na superfície da água, além de oferecer a oportunidade de estudar as amplitudes diurnas;

Com as imagens campo de temperatura da superfície da água foi possível estimar cada componente do fluxo de calor e com isto realizar o balanço. Neste item é importante frisar que devido a possibilidade que o MODIS/Terra tem de obter uma imagem durante o dia (~10:30h) e a noite (~23:30h) foi possível também verificar qual a dinâmica diurna desses fluxos;

A estimativa dos fluxos de calor permitiu uma análise da influência de cada componente do balanço de calor na variabilidade do campo de temperatura durante o dia e a noite;

Por ter estudado seis anos de dados (2003-2008) foi possível obter séries temporais médias do campo de temperatura e do balanço de calor na superfície da água do reservatório, o que possibilitou a busca por padrões cíclicos;

O uso combinado dos resultados obtidos por meio do campo de temperatura e dos fluxos de calor via satélite e os dados de alta frequência da bóia SIMA permitiu formular um modelo conceitual simplificado da termodinâmica no reservatório.

7.3. Principais Conclusões

- Durante o dia a temperatura da água aquece do centro do reservatório para as margens;
- Durante a noite, o processo se inverte devido principalmente à convecção turbulenta causada pelo resfriamento diferencial;
- A temperatura para um dado fluxo de calor na superfície da água decresce ou aumenta rapidamente na região litoral devido à baixa profundidade;
- A análise sazonal mostrou que durante o verão, a temperatura da água é mais quente durante a noite do que o dia (perde calor mais lentamente);
- O reservatório ganha calor de janeiro a maio e de agosto a dezembro (alto potencial para estratificar);
- E perde de maio a agosto (alto potencial para misturar);
- Apresenta diferença no balanço de calor na região próxima da barragem e dos rios (ponto de mergulho do rio);
- A temperatura da água durante a noite é mais complexa de modelar do que durante o dia por necessitar de mais parâmetros para explicar sua variação temporal e espacial.

7.4. Principais Contribuições do Trabalho

- Melhor entendimento da termodinâmica do reservatório;
- Melhor entendimento do padrão de mistura e estratificação da coluna d'água;
- Melhor entendimento da variação espaço-temporal da troca de calor água-atmosfera;
- Indicativo dos efeitos do aumento da vazão na temperatura do rio-reservatório;
- Efeitos da tomada d'água para geração de energia na quebra da estabilidade da coluna d'água com modificação da temperatura de superfície;
- Melhor entendimento dos processos físicos na camada de mistura do reservatório;
- Permite explicar melhor as variações na qualidade da água e dos organismos vivos;

7.5. *Recomendações*

As principais recomendações deste trabalho são:

- Necessidade de melhor entender o processo de mergulho do rio no reservatório e sua sazonalidade. Neste se recomenda a instalação de cadeias de termistores (com no mínimo 8 sensores de temperatura) a serem fundeados na transição rio-reservatório;
- Verificar o processo de transferência de massas d'água da região litoral para regiões profundas do reservatório. Para tanto o experimento no reservatório poderia ser conduzido da seguinte forma: na região litoral do reservatório um equipamento capaz de medir as mudanças no campo de velocidade e direção (por exemplo, correntôgrafo S4) à meia água. Além disto, ao poderia ser fundeado uma cadeia de termistor ao lado do correntôgrafo de forma a se verificar as mudanças de temperatura na coluna d'água e verificar em detalhes os processos envolvidos na transferência de massas d'água mais frias para regiões mais profundas do reservatório;
- Um grande limitante do método de estimativa do balanço de calor em sistemas aquáticos por satélites é o uso de dados meteorológicos pontuais e instalados na superfície terrestre. Existem variações espaciais da intensidade do vento, da radiação solar e temperatura do ar logo acima da superfície da água. Para tanto se recomenda o uso de dados de vento obtidos por meio de radares escaterômetros, a temperatura do ar obtida por meio de sensores meteorológicos e dados de radiação solar distribuído no espaço por meio de modelos baseados em sensoriamento remoto já existentes na literatura especializada (Kim e Liang, 2010);
- Tendo realizado o balanço de calor tendo como base dados meteorológicos distribuídos no espaço verificarem a importância relativa de cada termo do balanço de calor na temperatura da superfície da água.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AKIYAMA, J.; STEFAN, H.G. Plunging flow into a reservoir: theory. **J. Hydraul. Eng.** v. 110, p. 484-499, 1984.
- ALSDORF, D.E.; LETTENMAIER, D.P. Tracking fresh water from space. **Science**, v. 301, p. 1491-1494, 2003.
- AMBROSETTI, W.; BARBANTI, L.; SALA, N. Residence time and physical processes in lakes. **Journal of Limnology**, v. 63, p. 1-15, 2002.
- ANTENUCCI, J., IMBERGER, J. 2003. The seasonal evolution of wind/internal wave resonance in Lake Kinneret. **Limnology and Oceanography**, v. 48, p. 2055-2061. 2003.
- ASSIREU, A. T.; NOVO, E. M. L. M.; SILVA, F. R.; PACHECO, F. S.; ALCÂNTARA, E. H.; STECH, J. L. O comportamento do rio ao longo do reservatório observado a partir de sensoriamento remoto, dados in situ e ensaios de laboratório. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, 14. (SBSR), 2009, Natal. **Anais...** São José dos Campos: INPE, 2009. p. 4647-4653. DVD, On-line. ISBN 978-85-17-00044-7. (INPE-15823-PRE/10433). Disponível em: <<http://urlib.net/dpi.inpe.br/sbsr@80/2008/11.12.16.41>>. Acesso em: 10 fev. 2010.
- AVERY, T.E.; BERLIN, G.L. **Fundamentals of remote sensing and airphoto interpretation**. New York: Macmillan Publishing Company. 1992.
- BARBOSA, C.C.F., NOVO, E.M.L.M., MELACK, J.M., FREITAS, R.M.; FILHO, W.P. Metodologia de análise da dinâmica de área e volume inundável: o exemplo da várzea do Lago Grande de Curuaí. **Revista Brasileira de Cartografia**, v. 58, p. 201-210, 2006.
- BARNES, W.L.; PAGANO, T.S.; SALOMONSON, V.V. Prelaunch characteristics of the Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) on EOS-AM1. **IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing**, v. 36, p. 1088-1100, 1998.
- BARSI, J.A.; SCHOTT, J.R.; PALLUCONI, F.D.; HELDER, D.L.; HOOK, S.J.; MARKHAM, B.L.; CHANDER, G.; O'DONNELL, E.M. Landsat TM and ETM+ thermal band calibration. **Canadian Journal of Remote Sensing**, v. 29, p. 141-153, 2003.
- BECKER, M.W.; ASHISH, D. Influence of lake morphology and clarity on water surface temperature as measured by EOS ASTER. **Remote Sensing of Environment**. v. 99, p. 288-294. 2005.
- BEJAN, A. **Convective heat transfer**. New York: John Wiley, 1984. 475 p.
- BELETSKY, D.; SCHWAB, D.J. Modeling circulation and thermal structure in Lake Michigan: Annual cycle and interannual variability. **Journal of Geophysical Research**, v. 106, p. 19745-19771, 2001.
- BLANC, T.V. Variation of bulk-derived surface flux, stability, and roughness results due to the use of different transfer coefficients schemes. **Journal of Physical Oceanography**, v. 15, p. 650-669. 1985.

- BOLSENGA, S. Estimating energy budget components to determine Lake Huron evaporation. **Water Resources Research**, v. 11, p. 661-666. 1975.
- BROWN, L.C.; BARNWELL, JR. **The Enhanced Stream Water Quality Models QUAL2E and QUAL2E-UNCAS**: documentation and user's manual. (EPA 600/3-87-007). 1987.
- BUSSIÈRES, N.; VERSEGHY, D.; MACPHERSON, J.I. The evolution of AVHRR-derived water temperatures over boreal lakes. **Remote Sensing of Environment**. v. 80, p. 373-384, 2002.
- CAMARGO, C.G.E.; DRUCK, S.; CÂMARA, G. Análise Espacial de Superfícies. In: DRUCK, S.; CARVALHO, M.S.; CÂMARA, G.; MONTEIRO, A.V.M. (Ed.). **Análise espacial de dados geográficos**. Brasília: EMBRAPA, 2004. cap. 3, p.79-122.
- CASAMITJANA, X.; SERRA, T.; COLOMER, J.; BASERBA, C.; PÉREZ-LOSADA, J. Effects of the water withdrawal in the stratification patterns of a reservoir. **Hydrobiologia**, v. 504, p. 21-28. 2003.
- CHAPRA, S.C. **Surface water-quality modeling**. New York: N.Y. McGraw-Hill, 1997
- CHAPRA, S.C., RECKHOW, K.H. **Engineering approaches for lake management**. Vol. 2: Mechanistic Modeling. Butterworth Publishers. Boston MA. 1983, 492 p.
- CHOUBEY, V.K. Laboratory experiment, field and remotely sensed data analysis for the assessment of suspended solids concentration and Secchi depth of the reservoir surface water. **International Journal of Remote Sensing**, v. 19, p. 3349-3360, 1998.
- DAUBECHIES, I. Orthonormal Bases of Compactly Supported Wavelets. **Commun. Pure Appl. Math.**, v. 41, n. 2, p. 909-996, 1988.
- DEARDORFF, J.W. A numerical study of three-dimensional turbulent channel flow at large Reynolds numbers. **Journal of Fluid Mechanics Digital Archive**, v. 41, p. 453-480, 1970.
- EIKER, E.E. **Heat exchange program**. Baltimore District, MD: U.S. Army Corps of Engineers. 1972. Program No. 722-F5-E1010.
- EMERY, W.J.; THOMSON, R.E. **Data analysis methods in physical oceanography**. Elsevier. 2001.
- ESRI. **ArcGIS 9: Using ArcGIS 3D analyst**. ESRI Press. 2004, 390 p.
- FARGE, M. Wavelet Transforms and their Applications to Turbulence. **Ann. Rev. Fluid Mech.**, v. 24, p. 395-457, 1992.
- FISCHER, H.B.; LIST, E.J.; KOH, R.C.Y.; IMBERGER, J.; BROOKS, N.H. **Mixing in inland and coastal waters**. Academic Press: California. 1979.
- FORD, D.E.; STEFAN, H. Stratification variability in three morphometrically different lakes under identical meteorological forcing. **Water Resources Bulletin**, v. 16, p. 243-247, 1980.
- FORD, D.E. Reservoir transport process. In: THORTON, K.W.; KIMMEL, B.L.; PAYNE, F.E. (ed.). **Reservoir limnology**. Ecological Perspectives. John Wiley and Sons. New York: 15-41. 1990.

- FORD, D.E.; JOHNSON, L.S. **An assessment of reservoir mixing processes**. Technical Report E-86-7, U.S. Army Engineers Waterways Experiment Station, Vicksburg, MS. 1986.
- GENTEMANN, C.L.; DONLON, C.J.; STUART-MENTETH, A.; WENTZ, F.J. Diurnal signals in satellite sea surface temperature measurements. **Geophysical Research Letters**, v. 30, p. 1140, 2003.
- GRINSTED, A.; MOORE, J.C.; JEVREJEVA, S. Application of the cross wavelet transform and wavelet coherence to geophysical time series. **Non. Lin. Proc. Geophy**, v. 11, p. 561-566, 2004.
- HEGGER, R.; KANTZ, H; SCHREIBER, T. Practical implementation of nonlinear time series methods: The TISEAN package. **Chaos an Interdisciplinary Journal of Nonlinear Science**. v. 9, p. 413-435, 1999.
- HENDERSON-SELLERS, B. **Engineering limnology**. London: Pitman, 356 pp. 1984.
- HENDERSON-SELLERS, B. Calculating the Surface Energy Balance for Lake and Reservoir Modeling: A Review. **Reviews of Geophysics**, v. 24, p. 625-649, 1986.
- HORNE, A.J.; GLODMAN, C.R. **Limnology**. McGraw-Hill. 575 p. 1994.
- HORSCH, G.M.; STEFAN, H.G. Convective circulation in littoral water due to surface cooling. **Limnology and Oceanography**, v. 33, p. 1068-1083, 1988.
- HORSCH, G.M.; STEFAN, H.G.; GAVALI, S. Numerical simulation of cooling-induced convective currents on a littoral slope. **International Journal for Numerical Methods in Fluids**, v. 19, p. 105-134. 1994.
- IMBERGER, J. The diurnal mixed layer. **Limnology and Oceanography**, v. 30, p. 737-770. 1985.
- IMBERGER, J., PATTERSON, J.C. Physical limnology. **Adv. Appl. Mech.**, v. 27, p. 303-475. 1990.
- IMBODEN, D.M.; WÜEST, A. Mixing mechanisms in lakes. 4^o chapter. p.83-165. In: LERMAN, A; INBODEN, D.M. (Org). **Physics and chemistry of lakes**. 2^o ed. New York: Springer. 1995.
- IKEDA, M.; EMERY, W.J. A continental-shelf upwelling event off Vancouver Island as revealed by satellite infrared imagery. **Journal of Marine Research**, v. 42, p. 303-317, 1984.
- IQBAL, M. **An Introduction to Solar Radiation**. Library of Congress Cataloging in Publication Data. Academic Press Canadian, 1983.
- JAMES, W.F.; BARKO, J.W. Estimation of phosphorus exchange between littoral and pelagic zones during nighttime convective circulation. **Limnology and Oceanography**, v. 36, p. 179-187, 1991.
- JELLISON, R.S.; MELACK, J.M. Meromixis in hypersaline Mono Lake, California: vertical mixing and density stratification during the onset, persistence, and breakdown of meromixis. **Limnology and Oceanography**, v. 38, p. 1008-1019. 1993.

- JONAS, T.; STIPS, A.; EUGSTER, W.; WÜEST, A. Observations of a quasi shear-free lacustrine convective boundary layer: stratification and its implications on turbulence. **Journal of Geophysical Research**, v. 108, ,n. C3. 2003
- JUSTICE, C.O.; VERMOTE, E.; TOWNSHED, J.R.G.; DEFRIES, R.; ROY, D.P.; HALL, D.K.; SALOMONSON, V.V.; PRIVETTE, J.L.; RIGGS, G.; STRAHLER, A.; LUCHT, W.; MYNENI, R.B.; KNYAZIKHIN, Y.; RUNNING, S.W.; NEMANI, R.R.; WAN, Z.; HUETE, A.R.; VAN-LEEUEWEN, W.; WOLFE, R.E.; GIGLIO, L.; MULLER, J.P.; LEWIS, P.; BARNESLEY, M.J. The moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS): land remote sensing for global change research. **IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing**, v. 36, p.1228-1247, 1998.
- JUSTICE, C.O.; TOWNSHEND, J.R.G.; VERMOTE, E.F.; MASUOKA, E.; WOLFE, R.E.; SALEOUS, N.; ROY, D.P.; MORISETTE, J.T. An overview of MODIS Land data processing and product status. **Remote Sensing of Environment**, v. 83, p. 3 –15, 2002.
- KAISER, G. **A friendly guide to wavelets**. Birkhäuser, 1994. 300 p.
- KENNEDY, R.H. Reservoir design and operation: limnological implications and management opportunities. In: TUNDISI, J.G.; STRASKRABA, M. (eds). **Theoretical Reservoir Ecology and its Applications**. Leiden . The Netherlands: Backhuys Publishers. 1-28. 1999.
- KIM, H.Y.; LIANG, S. Development of a hybrid method for estimating land surface shortwave net radiation from MODIS data. **Remote Sensing of Environment**, v. 114, p. 2393-2402. 2010.
- KIMMEL, B.L.; LIND, O.T.; PAULSON, L.J. Reservoir primary production. In: THORTON, K.W.; KIMMEL, B.L.; PAYNE, F.E. (ed.). **Reservoir limnology**. New York: Ecological Perspectives. John Wiley and Sons, 133-194. 1990.
- KIRK, J.T.O. **Light and photosynthesis in aquatic ecosystems**. 2. ed. Cambridge: Cambridge University Press. 1994.
- KRUSE, P.W.; L.D. MCGLAUGHLIN; R.B. MCQUISTAN. **Elements of infrared technology**. Nova York: John Wiley, 1962. 448p.
- LARGE, W.G., DANABASOGLU, G., DONEY, S.C. Sensitivity to surface forcing and boundary layer mixing in a global ocean model: Annual-mean climatology. **J. Phys. Oceanogr.** v. 27, p. 2418-2447. 1997.
- LERMAN, A.; IMBODEN, D. **Physics and Chemistry of Lakes**. 2. ed. New York: Springer. 1995.
- LI, Z.L.; BECKER, F.; STOLL, M.P.; WAN, Z. Evaluation of Six Methods for Extracting Relative Emissivity Spectra from Thermal Infrared Images. **Remote Sensing of Environment**, v. 69, p.197-214,1999.
- LIVINGSTONE, D. Ice break-up on southern Lake Baikal and its relationship to local and regional air temperatures in Siberia and the North Atlantic Oscillation. **Limnology and Oceanography**, v. 44, p.1486-1497, 1999.
- 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, p. 305-314. 2000.

- LOWE, P.R. An approximating polynomial for the computation of saturation vapor pressure. **J. Appl. Met.**, 16: 100-103, 1977.
- MACINTYRE, S.; ROMERO, J.R.; KLING, G.W. Spatial-temporal variability in surface layer deepening and lateral advection in an embayment of Lake Victoria, East Africa. **Limnology and Oceanography**. 47:656-671, 2002.
- MARCIANO, J.J.; HARBECK, G.E. **Mass transfer studies water loss investigations: Lake Hefner**. Washington, DC: U.S. Geological Survey, 1954. U.S. Geological Survey Prof. Paper 269.
- MCFEETERS, S.K. The use of the Normalized Difference Water Index (NDWI) in the delineation of open water features. **International Journal of Remote Sensing**. v.17, p. 1425-1432, 1996.
- MAGALHÃES, N.M.; LIMA, A.C.P. **Noções de probabilidade e estatística**. São Paulo: Edusp. 2005.
- MARTIN, D.B.; ARNESON, R.D. Comparative limnology of a deep discharge reservoir and a surface discharge lake on the Madison river (Montana). **Freshwater Biology**, v. 8, p. 33-42, 1978.
- MARTIN, J.L.; MCCUCHEON, S.C. **Hydrodynamics and Transport for Water Quality Modeling**. New York: Lewis Publishers. 1999.
- MAXWORTHY, T. A frictionally and hydraulically constrained model of the convectively driven mean flow in partially enclosed seas. **Deep Sea Res**, v. 44, p. 1339-1354, 1997.
- MERWADE, V. Effect of spatial trends on interpolation of river bathymetry. **Journal of Hydrology**, v. 371, p. 169-181, 2009.
- MONISMITH, S.G.; IMBERGER, J.; MORISON, M.L. Convective motions in the sidearm of a small reservoir. **Limnology and Oceanography**, v. 35, p. 1676-1702, 1990.
- MONISMITH, S. G. Wind-forced motions in stratified lakes and their effect on mixed-layer shear. **Limnology and Oceanography**, v. 30, p. 771– 783, 1985.
- MONISMITH, S. G. An experimental study of the upwelling response of stratified reservoirs to surface shear stress. **Journal of Fluid Mechanics**, v. 171, p. 407– 439, 1986.
- MORENO-OSTOS, E.; MARCÉ, R.; ORDÓÑEZ, J.; DOLZ, J.; ARMENGOL, J. Hydraulic management drives heat budgets and temperature trends in Mediterranean Reservoir. **Internat. Rev. Hydrobiol.**, v. 93, p. 131-147. 2008.
- MORONI, M.; CENEDESE, A. Penetrative convection in stratified fluids: velocity and temperature measurements. **Nonlinear Processes in Geophysics**, v. 13, p. 353-363, 2006.
- NAITHANI, J.; DELEERSNIJDER, E.; PLISNIER, P-D. Analysis of Wind-induced thermocline oscillations of Lake Tanganyika, **Environmental Fluid Mechanics**, v. 3, p. 23-39. 2003.
- NASCIMENTO, R. F. F. **Utilização de dados MERIS e in situ para a caracterização bio-óptica do reservatório de Itumbiara, GO**. 2010. 113 p. (INPE-16714-TDI/1652). Dissertação (Mestrado em Sensoriamento Remoto) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos. 2010. Disponível em: <<http://urlib.net/sid.inpe.br/mtc-m19@80/2010/03.15.18.39>>. Acesso em: 20 out. 2010.

- NORMAN, J. M.; BECKER, F. Terminology in thermal infrared remote sensing of natural surfaces. **Agricultural and Forest Meteorology**, v.77, p. 153-166, 1995.
- OESCH, D.C.; JAQUET, J.M.; HAUSER, A.; WUNDERLE, S. Lake surface water temperature retrieval using advanced very high resolution and Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer data: Validation and feasibility study. **J. Geophys. Res.**, v. 110, n. C12014, 2005.
- REED, R.K. A surface heat flux climatology over a region of the eastern Bering Sea. **Continental Shelf Research**, v. 23, p. 1255-1263. 2003.
- REED, R.K.; STABENO, P.J. Surface heat flux and subsurface heat content at a site over the southeastern Bering Sea shelf, May-July 1996. **Deep-Sea Research II**, v. 49, p. 5911-5917. 2002.
- REED, R. On estimating insolation over the ocean. **J. Phys. Oceanogr.** v. 7, p. 482-485. 1977.
- REINART, A.; REINHOLD, M. Mapping surface temperature in large lakes with MODIS data. **Remote Sensing of Environment**, v. 112, p. 603-611, 2008.
- REYNOLDS, R.W.; SMITH, T.M. Improved global sea surface temperature analyses using optimum interpolation. **Journal of Climate**, v. 7, p. 929-948, 1994.
- ROBERTSON, D.M.; RAGOTZKIE, R.A. Changes in the thermal structure of moderate to large sized lakes in response to changes in air temperature. **Aquatic Sciences**, v. 52, p. 360-380, 1990.
- ROBINSON, I.S. **Measuring the oceans from space: the principles and methods of satellite oceanography**. Springer. 2004.
- RODRÍGUEZ-RODRÍGUEZ, M.; MORENO-OSTOS, E.; VICENTE, I.; CRUZ-PIZARRO, L.; SILVA, S.L.R. Thermal structure and energy budget in a small high mountain lake: La Caldera, Sierra Nevada, Spain. **New Zealand Journal of Marine and Freshwater Research**, v. 38, p. 879-894. 2004.
- RODRÍGUEZ-RODRÍGUEZ, M.; MORENO-OSTOS, E. Heat Budget, Energy Storage and Hydrological Regime in a Coastal Lagoon. **Limnologia**, v. 2006, p. 217-227, 2006.
- ROGERS, R.H.; SHAH, N.J.; MCKEON, J.B.; SMITH, V.E. Computer mapping of water-quality in Saginaw Bay with Landsat digital data. **Photogrammetric Engineering and Remote Sensing**, v. 42, p. 831, 1976.
- RUEDA, F.J.; MACINTYRE, S. Modelling the fate and transport of negatively buoyant storm-river water in small multi-basin lakes. **Environmental Modelling & Software**, v. 25, n. 1, p. 146-157, 2010.
- SAGGIO, A.; IMBERGER, J. Internal wave weather in stratified lakes. **Limnology and Oceanography**, v. 43, n. 8, p. 1780-1795, 1998.
- SCHOTT, J.R.; BARSÍ, J.A.; NORDGREN, B.L.; RAQUEÑO, N.G.; ALWIS, D. Calibration of Landsat thermal data and application to water resources studies. **Remote Sensing of Environment**, v. 78, p. 108-117. 2001.

- SCHLADOW, S.G.; PALMARSSON, S.O.; STEISSBERG, T.E.; HOOK, S.J.; PRATA, F.J. An extraordinary upwelling event in a deep thermally stratified lake. **Geophysical Research Letters**, v. 31, L15504. 2004.
- SECKEL, G.R.; BEAUDRY, F.H. The radiation from sun and sky over the North Pacific Ocean (abstract). **Trans. Amer. Geophys. Union**, v. 54, p. 1114. 1973.
- SERRA, T.; VIDAL, J.; CASAMITJANA, X.; SOLER, M.; COLOMER, J. The role of surface vertical mixing in phytoplankton distribution in a stratified reservoir. **Limnology and Oceanography**, v. 52, p. 620-634, 2007.
- SLATER, P.N. **Remote Sensing: optics and optical systems**. Massachusetts: Addison-Wesley Publishing Company, 1980.
- SMITH, T. M.; REYNOLDS, R. W. A high resolution global sea surface temperature climatology for the 1961–90 base period. **J. Climate**, v. 11, p. 3320–3323, 1998.
- STEVENS, C.; IMBERGER, J. The initial response of a stratified lake to a surface shear stress. **Journal of Fluid Mechanics**, v. 312, p. 39– 66, 1996.
- STRAILE, D.; JÖHNK, K.D.; ROSSKNECHT, H. Complex effects of winter warming on the physico-chemical characteristics of a deep lake, **Limnology and Oceanography**, v. 48, p. 1432–1438, 2003.
- STRASKRABA, M. Ecotechnological measures against eutrophication. **Limnologica**, v. 17, p. 239-249, 1986.
- STECH, J.L.; LORENZZETTI, J.A. The response of the South Brazil Bight to the passage of wintertime cold fronts. **Journal of Geophysical Research**, v. 97, n. C6. p. 9507-9520. 1992.
- STECH, J.L.; LIMA, I.B.T.; NOVO, E.M.L.M.; SILVA, C.M.; ASSIREU, A.T.; LORENZZETTI, J.A.; CARVALHO, J.C.; BARBOSA, C.C.F; ROSA, R.R. Telemetric Monitoring system for meteorological and limnological data acquisition. **Verh. Internat. Verein. Limnol.**, v. 29, p. 1747-1750, 2006.
- STEISSBERG, T.E.; HOOK, S.J.; SCHLADOW, S.G. Characterizing partial upwelling and surface circulation at Lake Tahoe, California-Nevada, USA with thermal infrared images. **Remote Sensing of Environment**, v. 99, p. 2-5. 2005.
- STEVENSON, M. R.; LORENZZETTI, J. A.; STECH, J. L.; ARLINO, P. R. A.; COSTA, V. M. SIMA: an Integrated Environmental Monitoring System. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, 7. (SBSR), 1993, Curitiba, BR. **Anais...** São José dos Campos: INPE, 1993. v. 4, p. 300-310. Printed, On-line. ISBN 978-85-17-00055-3. (INPE-7922-PRE/3758). Disponível em: <<http://urlib.net/sid.inpe.br/iris@1912/2005/07.20.01.08.41>>. Acesso em: 12 jan. 2006.
- STURMAN, J.J.; IVEY, G.N. Unsteady convective exchange flows in cavities. **J. Fluid Mech**, v. 368, p. 127-153, 1998.
- STURMAN, J.J.; OLDHAM, C.E.; IVEY, G.N. Steady convective exchange flows down slopes. **Aquatic Sciences**. V. 61, p. 1-19, 1999.

- STURROCK, A.; WINTER, T.; ROSENBERRY, D. Energy budget evaporation from Williams Lake: a closed lake in north central Minnesota. **Water Resources Research**, 28, 1605-1617, 1992.
- SUNDARAM, T.R. A theoretical model for seasonal thermocline cycle of deep temperate lakes. In: CONFERENCE. ON GREAT LAKES RES. 16.,1973. **Proceedings...** [S.l]: Internat. Assoc. Great Lakes Res , 1973. p.1009-1025.
- TORRENCE, C.; COMPO, G.P. A Practical guide to wavelet analysis. **Bull. Amer. Meteor. Soc**, v. 79, p. 61-78, 1998.
- TUCCI, C.E.M. **Hidrologia: ciência e aplicação**. Porto Alegre: UFRGS/ABRH. 2001.
- TUNDISI, J.G. Tropical South America: presents and perspectives: In: MARGALEF, R. (ed) **Limnology now: a paradigm of planetary problems**. Amsterdam: Elsevier Science. 1994.
- TUNDISI, J. G., T. MATSUMURA-TUNDISI, J. D. ARANTES JUNIOR, J. E. M. TUNDISI, N. F. MANZINI & R. DUCROT. The response of Carlos Botelho (Lobo, Broa) Reservoir to the passage of cold fronts as reflected by physical, chemical and biological variables. **Brazilian Journal of Biology**, v. 64, p. 177–186, 2004.
- VOS, R.J.; HAKVOORT, J.H.M.; JORDANS, R.W.J.; IBELLINGS, B.W. Multiplatform optical monitoring of eutrophication in temporally and spatially variable lakes. **The Science of the Total Environment**, v. 312, n. 1-3, 221-243. 2003.
- WAN, Z.; ZHANG, Y.; ZHANG, Q.; LI, Z.-L. Quality assessment and validation of the global land surface temperature. **International Journal of Remote Sensing**, 25, p. 261–274.2004.
- THE WORLD COMMISSION DAMS (WCD). **Dams and development: a framework for decisionmaking**. [S.l], 2000. p. 412. Available at: <http://www.dams.org/>.
- WETZEL, R.G.; LIKENS, G.E. **Limnological Analysis**. 3. ed. New York: Springer. 2000.
- WETZEL, R.G. **Limnology: lake and river ecosystems**. 3. ed. San Diego: Academic Press, 2001.
- WELLS, MG.; SHERMAN, B. Stratification produced by surface cooling in lakes with significant shallow ragions. **Limnology and Oceanography**, v. 7, p. 1747-1759, 2001.
- WINTER, T.; BUSO, D.; ROSENBERRY, D.; LIKENS, G.; STURROCK JR., A.; MAU, D. Evaporation determined by the energy-budget method for Mirror Lake, New Hampshire. **Limnology and Oceanography**, v. 48, p. 995-1009, 2003.
- WÜEST, A.; LORKE, A. Small-scale hydrodynamics in lakes. **Annu. Rev. Fluid. Mech**, v. 35, p. 373-412, 2003.
- WRE. Prediction of thermal energy distribution in streams and reservoirs. In: Water Resources Engineers. **Report prepared for Department of Fish and Game**, State of California, 1968.
- YAMAGUCHI, Y.; KAHLE, A.B.; TSU, H.; KAWAKAMI, T.; PNIEL, M. Overview of Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer (ASTER). **IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing**, v. 36, n. 4, p. 1062-1071. 1998.

ZAPADKA, T.; KREŻEL, A.; WOŻNIAK, B. Longwave radiation budget at the Baltic Sea surface from satellite and atmospheric model data. **Oceanologia**, v. 50, n. 2, p. 147-166. 2008.

APÊNDICE A

Modelo Conceitual Termodinâmico

- De janeiro a maio: estratificação acentuada

A Figura A.1 mostra o modelo conceitual para a termodinâmica no reservatório de janeiro a maio. Na figura é possível visualizar os valores médios dos componentes do fluxo de calor para o período, e alguns processos internos. É um período chuvoso, com ventos de baixa intensidade, com direção preferencial de leste, mas com o vento atuando em todas as direções com menor intensidade; temperatura do ar alta (evaporação média de 131 mm mês^{-1}), mas que decresce de janeiro a maio, assim como a umidade do ar.

Durante o dia a radiação incidente atua fortemente na superfície da água, e nos dias em que não chove essa radiação termal é transmitida para as camadas mais profundas (δ), e nos dias nublados a radiação de onda longa é a maior fonte de radiação para a superfície do reservatório. Geralmente a região rasa aquece mais rapidamente do que a região central do reservatório onde a profundidade é maior.

Nos meses de abril e maio podem ocorrer eventos de ressurgência parcial e total devido a desestabilização da coluna d'água; estes eventos podem ocorrer em locais isolados do reservatório.

Durante a noite predomina a perda de calor para atmosfera, mas no verão a temperatura da água durante a noite pode ser mais alta (até 6°C) do que a temperatura da água durante o dia.

As regiões rasas do reservatório perdem calor mais rapidamente devido seu pequeno volume e a influência da brisa de lago. Essa água mais fria e densa escoia como corrente de densidade profunda em sentido as regiões mais profundas, devido ao perfil batimétrico do reservatório; essa corrente pode acontecer também via superfície, quando a temperatura da água adjacente é mais fria. Quando a temperatura da corrente de densidade de superfície diminui ou encontra uma temperatura maior essa água pode 'mergulhar', gerando um gradiente horizontal.

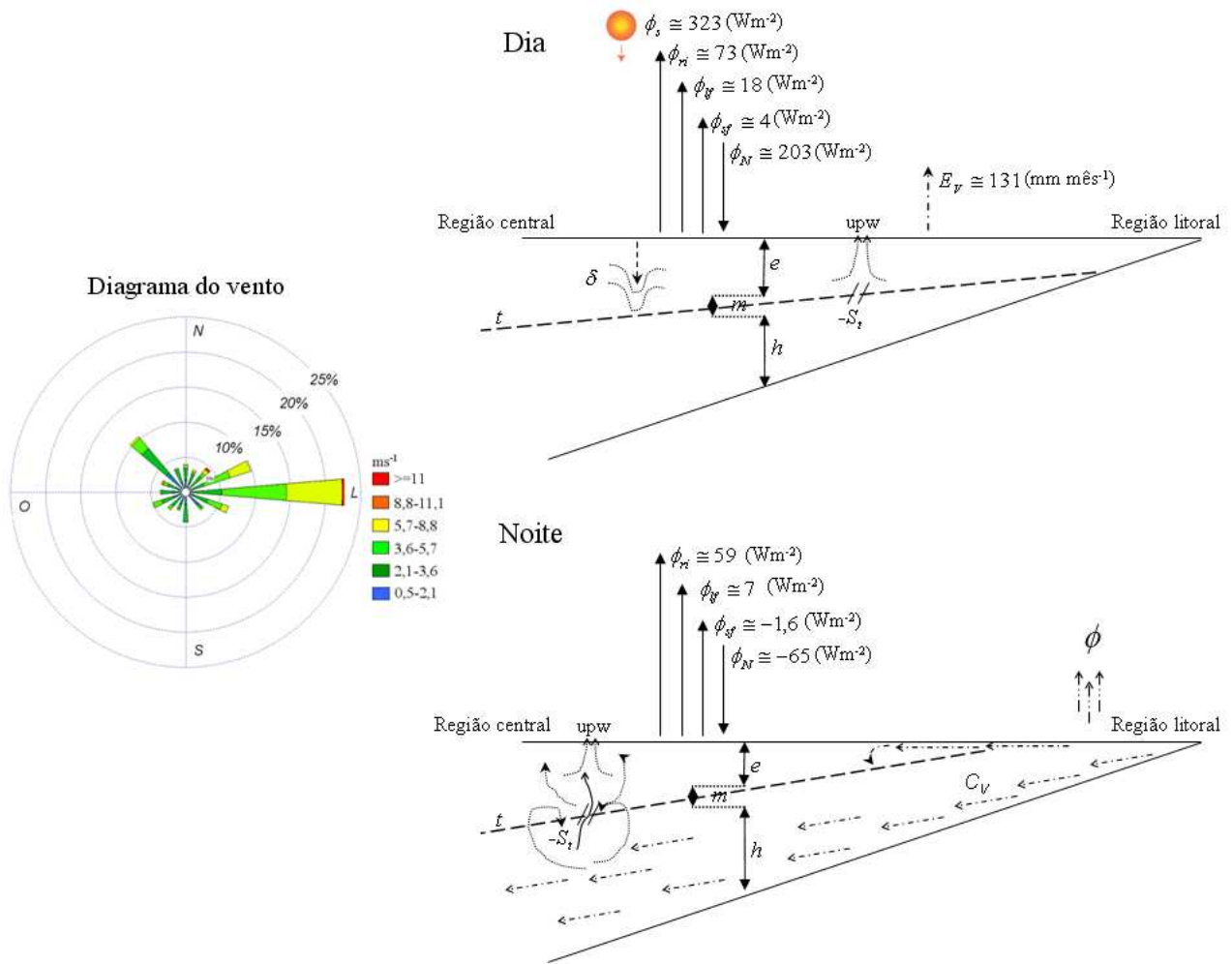


Figura A1: Modelo conceitual para o período de janeiro a maio (caso dia e noite). Onde: ϕ_s é a radiação de onda curta, ϕ_{ri} é a radiação de onda longa, ϕ_{lf} é o fluxo de calor latente, ϕ_{sf} é o fluxo de calor sensível, ϕ_N é o saldo de radiação, E_v é a evaporação, e é o epilimínio, m é o metalímio, h é o hipolímio, t é a termoclina, δ é aquecimento das camadas adjacentes, upw é a ressurgência, $-S_t$ é a quebra da estabilidade da coluna d'água, C_v é a transferência de água mais fria e densa da região rasa para a profunda e ϕ é a perda de calor nas regiões rasas durante a noite.

- De junho a setembro: mistura da coluna d'água

A Figura A.2 mostra o modelo conceitual para a termodinâmica no reservatório de junho a setembro, período em que o reservatório sai de um estado estratificado para um estado misturado.

Durante o dia, as regiões mais rasas tendem a aquecer durante os meses de setembro e outubro e nos meses de junho e julho existe um resfriamento no centro do reservatório mais acentuado. Devido ao aquecimento nas regiões rasas, por advecção esta é transportada no mesmo sentido da direção do vento: no final da atuação do vento pode ocorrer o afundamento de uma massa d'água mais quente, e na região onde o vento se iniciou pode ocorrer uma ressurgência de uma massa d'água mais fria; este processo pode gerar uma condição de convecção turbulenta.

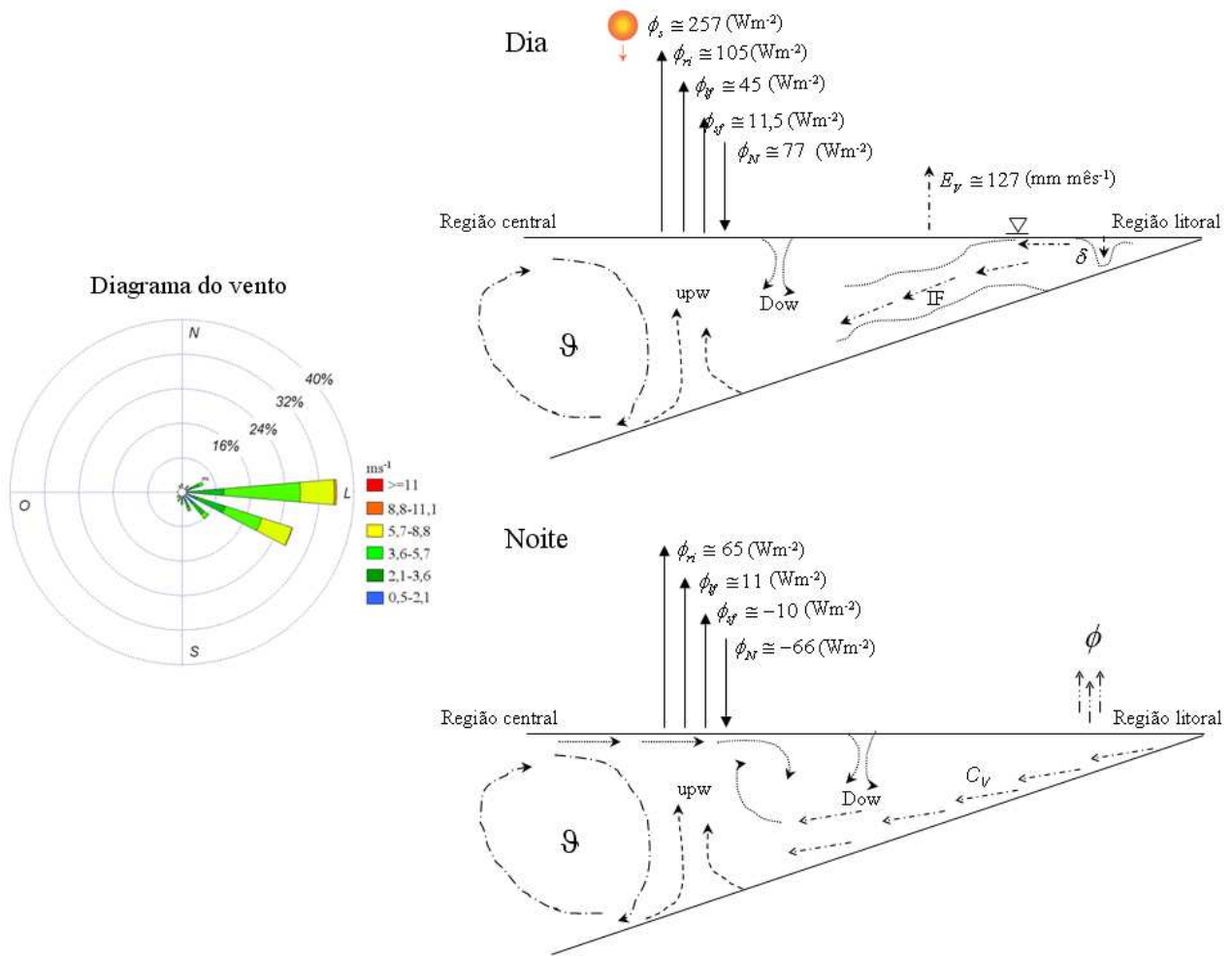


Figura A.2: Modelo conceitual para o período de junho a setembro (caso dia e noite). Onde: ϕ_s é a radiação de onda curta, ϕ_{ri} é a radiação de onda longa, ϕ_{lf} é o fluxo de calor latente, ϕ_{sf} é o fluxo de calor sensível, ϕ_N é o saldo de radiação, E_v é a evaporação, δ é aquecimento das mais rasas, *IF* é uma corrente de densidade intermediária (*interflow*) *upw* é a ressurgência, *Dow* é o afundamento de uma massa d'água, ϑ é a convecção turbulenta, C_v é a transferência de água mais fria e densa da região rasa para a profunda e ϕ é a perda de calor nas regiões rasas durante a noite.

Já nos meses de junho e julho a radiação de onda curta é baixa, com balanço de calor negativo, e evaporação próxima de 127 (mm mês⁻¹). Esta condição faz com o que ocorra um aumento dos processos de convecção turbulenta, fazendo com o que o pequeno gradiente de temperatura na coluna d'água seja diminuída ao máximo; fazendo com o que a distribuição de temperatura na superfície tornando-se homogênea. Este período sofre influência da passagem de frentes frias.

Durante a noite, ocorre uma perda mais acentuada de radiação termal da superfície da água para a atmosfera, principalmente nas regiões rasas. Isto magnifica as correntes de densidade de profundidade, gerando ressurgências e afundamentos de massas d'água, principalmente devido à convecção turbulenta; permitindo a troca completa de massas d'água do hipolímnio para o epilímnio e do epilímnio para o hipolímnio.

- De outubro a dezembro: retorno da estratificação

Em outubro a coluna d'água volta a estratificar com menor intensidade, e os processos observados durante os meses de janeiro a maio começam a atuar novamente (Figura A.3). A grande diferença é que durante esse período de retorno da estratificação a ocorrência de ressurgência já não é mais provável, ou seja, a estabilidade da coluna d'água se torna mais forte. Outra diferença é que a termoclina tende a afundar (aumentando a camada do epilímnio) de outubro a dezembro, ao passo que de janeiro a maio a termoclina tende a subir.

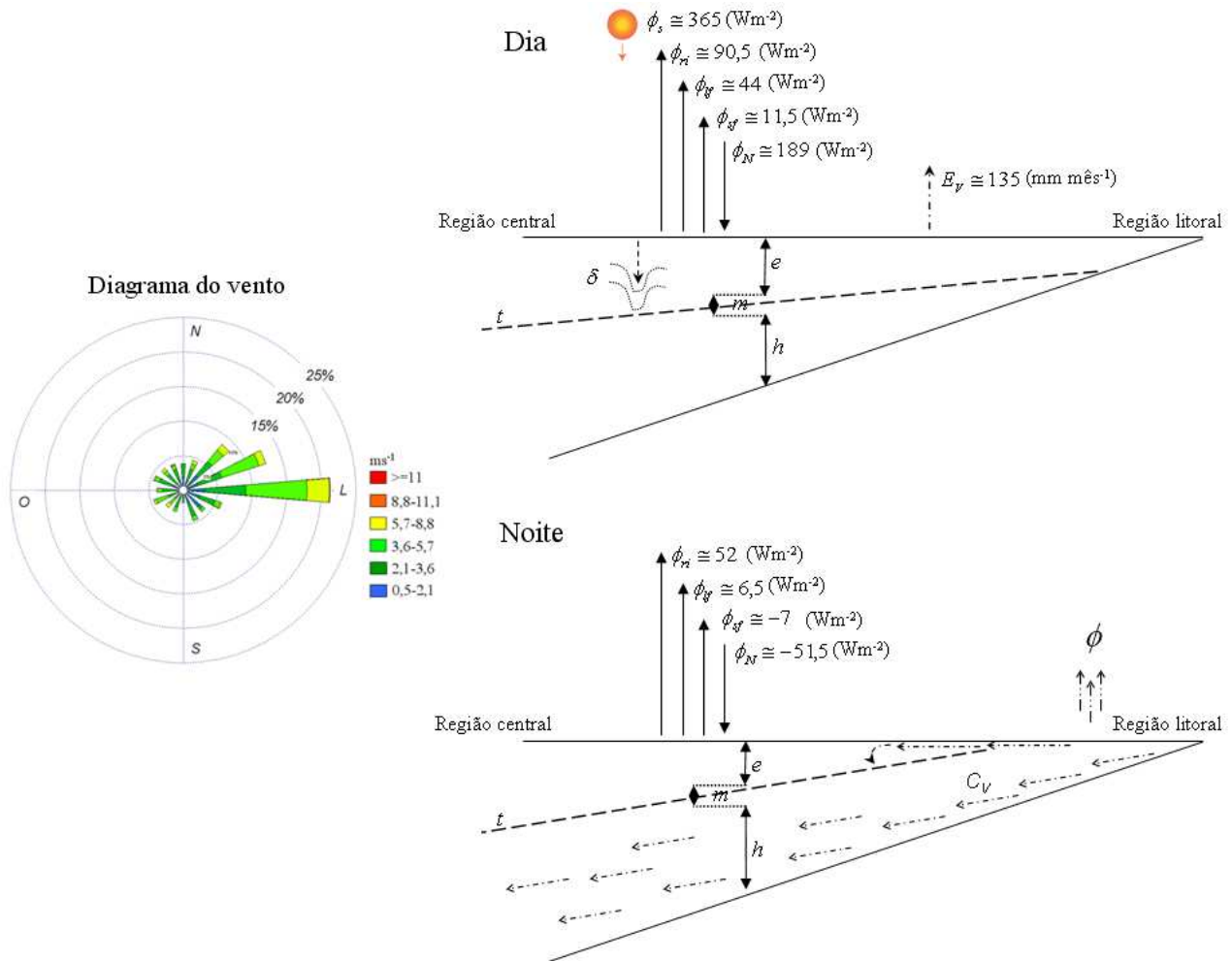


Figura A.3: Modelo conceitual para o período de janeiro a maio (caso dia e noite). Onde: ϕ_s é a radiação de onda curta, ϕ_{ri} é a radiação de onda longa, ϕ_{lf} é o fluxo de calor latente, ϕ_{sf} é o fluxo de calor sensível, ϕ_N é o saldo de radiação, E_v é a evaporação, e é o epilímnio, m é o metalímnio, h é o hipolímnio, t é a termoclina, δ é aquecimento das camadas adjacentes, C_v é a transferência de água mais fria e densa da região rasa para a profunda e ϕ é a perda de calor nas regiões rasas durante a noite.