



Universidade Federal de Minas Gerais
Instituto de Ciências Biológicas
Programa de Pós-Graduação em Ecologia,
Conservação e Manejo da Vida Silvestre



Estimativa do fluxo de calor em dois lagos tropicais: lago Dom Helvécio e lago Carioca, MG.

Eliane Corrêa Elias

Belo Horizonte – 2014

Estimativa do fluxo de calor em dois lagos tropicais: lago Dom Helvécio
e lago Carioca, MG.

Eliane Corrêa Elias
(*eliane_icb@yahoo.com.br*)

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-graduação em Ecologia, Manejo e Conservação da Vida Silvestre, da Universidade Federal de Minas Gerais, como requisito parcial à obtenção de título de mestre.

Orientador: José Fernandes Bezerra Neto

Coorientadora: Ludmila Silva Brighenti

Belo Horizonte

Maio de 2014

ELIANE CORRÊA ELIAS

Estimativa do fluxo de calor em dois lagos tropicais: lago Dom Helvécio e lago Carioca, MG.

Dissertação apresentada ao Instituto de Ciências Biológicas, Universidade Federal de Minas Gerais como parte dos requisitos para a obtenção do grau de mestre em Ecologia, Conservação e Manejo da Vida Silvestre

Banca Examinadora:

Prof. Dr. Ricardo Motta Pinto Coelho

Membro titular – Universidade Federal de Minas Gerais

Dr. Tales Heliodoro Viana

Membro titular – Companhia de Saneamento de Minas Gerais - COPASA

Prof. Dr. José Fernandes Bezerra Neto

Orientador – Universidade Federal de Minas Gerais

Belo Horizonte - MG, 19 de maio de 2014.

**Aos meus pais e avós que tanto me
ensinaram e participam da minha
formação pessoal e acadêmica.**

AGRADECIMENTOS

Agradeço à Deus pela oportunidade de aprendizado e evolução, a quem me apoio e busco conforto sempre.

Ao Prof. Dr. José Fernandes Bezerra Neto por me receber em seu laboratório e proporcionar oportunidades de crescimento e amadurecimento pessoal e profissional. À Ludmila, minha coorientadora, pela disponibilidade e ajuda de sempre tanto na escrita quanto pela ótima convivência. Aos colegas e amigos de laboratório, Luciana e Laura, (presentes que recebi ao longo desses anos e que espero levar para toda a vida, obrigada meninas!), Patrícia e Nelson e pelo ótimo convívio. Ao Diego pela ajuda na estatística e pelas ótimas conversas.

Sou grata a minha família, precioso tesouro de Deus na minha vida, pelo apoio incondicional de sempre e para sempre! Obrigada por entenderem a ausência em muitos momentos e pela ajuda emocional e financeira. Aos meus amigos de longa data e aos que fiz ao longo do percurso pelo carinho e amizade que ajudaram a suportar as dificuldades que surgiram. Agradecimento em especial às minhas amigas Simone (pela ajuda de sempre com os programas e análises), Denise, Ingrid, Renata, Letícia e Laila pela amizade e até mesmo por entenderem a minha ausência.

Ao Programa de Pós-graduação em Ecologia, Conservação e Manejo da Vida Silvestre (ECMVS) e a todos os funcionários do departamento pelo auxílio durante toda a jornada e a CAPES, pela concessão da bolsa de mestrado.

"O homem se renova sempre. A luta enriquece-o, a dor aprimora as emoções, e o sacrifício tempera-lhe o caráter. Agradeço todas as dificuldades que enfrentei; não fosse por elas, eu não teria saído do lugar."

Chico Xavier

SUMÁRIO

Lista de figuras	VI
Lista de tabelas	X
Siglas e abreviaturas	XI
Resumo.....	XIV
Abstract	XV
1. Introdução	1
2. Objetivos	3
2.1 Objetivo geral	4
2.2 Objetivos específicos	4
3. Fundamentação teórica	5
3.1 Fluxo de calor	5
3.2 Radiação.....	7
3.2.1 Albedo	14
3.2.2 Radiação solar de onda curta	15
3.2.3 Radiação de onda longa	16
3.3 Calor latente	17
3.3.1 Influência da radiação solar e temperatura na evaporação.....	18
3.3.2 Influência da umidade relativa do ar na evaporação.....	20
3.3.3 Influência do vento na evaporação	21
3.4 Calor sensível	21
3.5 Conteúdo e estoque de calor	23
4 Metodologia	25
4.1 Área de estudo	25
4.2 Fluxo de calor	28
4.2.1 Parâmetros hidrometeorológicos	28

4.2.2 Morfometria dos lagos	30
4.2.3 Modelagem matemática	32
4.2.4 Análise estatística	36
5 Resultados	38
5.1 Lago Dom Helvécio	38
5.1.1 Dados morfométricos	38
5.1.2 Dados hidrometeorológicos	40
5.1.3 Fluxo de calor	44
5.1.4 Conteúdo e estoque de calor	48
5.2 Lago Carioca	51
5.2.1 Dados morfométricos	51
5.2.2 Dados hidrometeorológicos	52
5.2.3 Fluxo de calor	55
5.2.4 Conteúdo e estoque de calor	59
6 Discussão	61
7 Conclusões e recomendações	66
8 Referências bibliográficas	67

Lista de figuras

Figura 1. Esquema do princípio da <i>eddy covariância</i>	3
Figura 2. Esquema das fontes e sumidouros do fluxo de calor de um sistema fechado.....	5
Figura 3. Modos de transferência de calor entre a superfície do corpo d'água e a atmosfera.....	6
Figura 4. Representação de ondas eletromagnéticas.....	8
Figura 5. Espectro eletromagnético da luz solar	9
Figura 6. Posição da Terra em relação aos raios solares durante os solstícios.....	10
Figura 7. Valores de médias mensais de radiação de onda curta na superfície terrestre.....	10
Figura 8. Ângulo zenital e ângulo de altitude solar.....	11
Figura 9. Representação do ângulo de altitude solar sobre a superfície terrestre em equinócio às 12h nas diferentes latitudes.....	11
Figura 10. Comparação entre os espectros de irradiância de um corpo negro	12
Figura 11. Trajeto da radiação solar: direta, difusa e refletida.....	13
Figura 12. Alteração e interferência do ângulo solar durante o dia na absorção e reflexão da radiação solar no corpo d'água	14
Figura 13. Modelo de variação diária de radiação solar de onda curta incidente.....	16
Figura 14. Representação esquemática da saturação do vapor.....	19

Figura 15. Relação entre a pressão de vapor de saturação e_s (kPa) e temperatura T ($^{\circ}\text{C}$)	20
Figura 16. Esquema da circulação de correntes de convecção térmica	22
Figura 17. Perfil vertical da velocidade do vento e áreas com e sem influência da superfície.....	23
Figura 18. Penetração do espectro solar nas diferentes profundidades do corpo d'água.....	24
Figura 19. Área de estudo	28
Figura 20. Esquema do sistema de captação dos parâmetros meteorológicos montado sob o lago Carioca (PERD-MG)	29
Figura 21. Esquema do sistema de captação dos parâmetros meteorológicos montado sob o lago Dom Helvécio (PERD-MG)	29
Figura 22. Linhas do trajeto de navegação realizado em 2013 para coleta de dados batimétricos no lago Carioca (PERD-MG)	31
Figura 23: Fluxograma da relação entre parâmetros necessários para obtenção do fluxo de calor	37
Figura 24. Imagem em 3D da batimetria do Lago Dom Helvécio	38
Figura 25. Esquema de um corte transversal do lago Dom Helvécio (PERD-MG) com a determinação dos doze estratos para cálculo de volume e área superficial de cada camada.....	39
Figura 26. Série de dados meteorológicos horários de 2012 do PERD	41
Figura 27. Dados coletados no lago Dom Helvécio (PERD-MG)	42
Figura 28. Comparação entre as temperaturas médias mensais do ar (T_{ar}) e da água superficial (T_s) do lago Dom Helvécio (PERD-MG) durante o ano de 2012	44

Figura 29. Dados horários dos componentes do fluxo de radiação, estimativas do calor latente e calor sensível do lago Dom Helvécio (PERD-MG) em 2012	45
Figura 30. Ciclos diários médios mensais dos fluxos de calor latente, calor sensível e do fluxo de radiação líquida no ano de 2012	47
Figura 31. Variação dos seus componentes do fluxo de calor do lago Dom Helvécio (PERD-MG): radiação líquida, calor latente e calor sensível em 2012	48
Figura 32. Variação das médias mensais do fluxo total de calor (linha contínua) do lago Dom Helvécio e dos seus componentes	48
Figura 33. Mudança do conteúdo de calor no lago Dom Helvécio (PERD-MG) em 2012	49
Figura 34. Mudança no estoque de calor no lago Dom Helvécio (PERD-MG) durante o ano de 2012.....	49
Figura 35. Imagem em 3D do lago Carioca (PERD-MG) realizado em 2013.....	51
Figura 36. Esquema de um corte transversal do lago Carioca (PERD-MG) com a determinação dos seis estratos para cálculo de volume e área superficial de cada camada	52
Figura 37. Dados coletados no lago Carioca (PERD-MG) durante o ano de 2012	53
Figura 38. Comparação entre as temperaturas médias mensais do ar (T_{ar}) e da água superficial (T_s) do lago Carioca (PERD-MG) durante o ano de 2012	54
Figura 39. Dados horários dos componentes do fluxo de radiação, estimativas do calor latente e calor sensível do lago Carioca (PERD-MG) em 2012	56
Figura 40. Ciclos diários dos fluxos de calor latente, calor sensível e radiação líquida do lago Carioca no ano de 2012.....	57
Figura 41. Variação dos componentes do fluxo de calor do lago Carioca (PERD-MG)	58

Figura 42. Variação das médias mensais do fluxo total de calor (linha contínua) do lago Carioca e dos seus componentes no ano de 2012.....	58
Figura 43. Mudança do conteúdo de calor no lago Carioca (PERD-MG) em 2012	59
Figura 44. Mudança no estoque de calor no lago Carioca (PERD-MG) durante o ano de 2012.....	59

LISTA DE TABELAS

Tabela 1. Relação entre comprimento de onda, frequência e energia do espectro da radiação eletromagnética	8
Tabela 2. Valores aproximados de albedo de diferentes superfícies	15
Tabela 3. Pressão de saturação do vapor d'água em função da temperatura.....	19
Tabela 4. Metodologia de cálculo dos parâmetros morfométricos	31
Tabela 5. Parâmetros morfométricos do lago Dom Helvécio.....	38
Tabela 6. Relação do volume de cada estrato horizontal utilizado no cálculo de conteúdo de calor do lago Dom Helvécio	39
Tabela 7. Médias mensais dos dados meteorológicos medidos durante o ano de 2012	40
Tabela 8. Médias mensais dos parâmetros meteorológicos obtidos no lago Dom Helvécio	43
Tabela 9. Resultados das médias mensais e anual dos principais parâmetros meteorológicos e componentes utilizados no fechamento do balanço energético no lago Dom Helvécio	50
Tabela 10. Parâmetros morfométricos do lago Dom Helvécio	51
Tabela 11. Relação do volume de cada estrato horizontal utilizado no cálculo de conteúdo de calor do lago Carioca	52
Tabela 12. Médias mensais dos parâmetros meteorológicos obtidos no lago Carioca.....	54
Tabela 13. Resultados das médias mensais e anual dos principais parâmetros meteorológicos e componentes utilizados no fechamento do balanço energético no lago Carioca	60
Tabela 14. Comparativo entre os componentes do fluxo de calor nos lagos em 2012	60

SIGLAS E ABREVIATURAS

A = albedo (adimensional)

A_0 = área superficial (m^2)

BA = *bulk aerodynamic*

c = velocidade da luz ($3 \times 10^8 \text{ m.s}^{-1}$)

C_a = calor específico do ar ($1005 \text{ Jkg}^{-1}\text{K}^{-1}$)

cal = caloria

C_L = coeficiente de calor latente = 0,0013 (adimensional)

CLA = camada limite atmosférica

cm = centímetro

C_{me} = comprimento máximo efetivo (m)

CO₂ = gás carbônico

C_s = coeficiente de transferência de calor sensível = 0.0014 (adimensional)

c_w = calor específico da água ($1 \text{ cal.g}^{-1}\text{C}^{-1}$)

DP = índice de desenvolvimento de perímetro (adimensional)

DV = índice de desenvolvimento de volume (adimensional)

e_{ar} = pressão de vapor do ar (mbar)

$e_{ar \text{ sat}}$ = pressão de vapor de saturação do ar (mbar)

FBC = fechamento de balanço de calor

EC = *eddy covariance*

eV = eletrovolts

E_{vap} = intensidade de evaporação

$e_{a \text{ sat}}$ = pressão de vapor de saturação da água

F_s = fluxo de calor superficial (W.m^{-2})

g = grama

h = constante de Planck ($6.625.10^{-34} \text{ J.s}$)

H₂O = molécula de água

Hz = hertz (ciclos por segundo)

K = kelvin (= °C +273,15)

km = quilômetros

kPa = quilopascal

L_{me} = largura máxima efetiva (m)

L_V = calor latente de vaporização ($J.kg^{-1}$)

m = metro

mb = milibar

MG = Minas Gerais

Mpa = megapascal

nm = nanômetro ($= 10^{-9}m$)

O_2 = oxigênio

O_3 = ozônio

P = perímetro (m)

p = pressão atmosférica (mbar)

PERD = Parque Estadual do Rio Doce

ΔQ = calor estocado ($W.m^{-2}$)

Q = conteúdo de calor ($J.m^{-2}s^{-1}$)

q = umidade específica do ar ($kg.kg^{-1}$)

q" = calor

Q_{Lat} = fluxo de calor latente ($W.m^{-2}$)

Q_{OC} = calor de radiação de onda curta ($W.m^{-2}$)

Q_{OLA} = calor de onda longa absorvida ($W.m^{-2}$)

Q_{OLE} = calor de onda longa emitida ($W.m^{-2}$)

Q_{RL} = calor de radiação líquida ($W.m^{-2}$)

q_s = umidade específica na saturação ($kg.kg^{-1}$)

Q_{Sens} = fluxo de calor sensível ($W.m^{-2}$)

R_{ar} = constante de gases para o ar úmido ($J.kg^{-1}.K^{-1}$)

Res = calor residual absoluto ($W.m^{-2}$)

R_{OC} = radiação solar de onda curta ($W.m^{-2}$)

R_{OL} = radiação de onda longa ($W.m^{-2}$)

T_{ar} = temperatura do ar ($^{\circ}C$)

T_f = temperatura do fluxo

T_s = temperatura da água superficial – medida a 0,5 m de profundidade ($^{\circ}\text{C}$)

T_z = temperatura da camada na profundidade z ($^{\circ}\text{C}$)

Δt = variação do tempo (s)

U_{10} = velocidade do vento medido a 10 m de altura da superfície ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$)

UR = umidade relativa do ar (%)

UV = radiação ultravioleta

U_v = velocidade do vento ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$)

U_z = velocidade do vento medido a altura z da superfície ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$)

ν = frequência de onda eletromagnética (Hz)

V = volume total (m^3)

V_z = volume da camada na profundidade z (m^3)

W = watt

Z_0 = altura na camada limite atmosférica onde a velocidade do vento é nula

$Z_{\text{máx}}$ = profundidade máxima (m)

Z_R = profundidade relativa (m)

\bar{Z} = profundidade média (m)

Σ = somatório

\mathcal{E} = energia do fóton

ϵ_s = emissividade da superfície da água = 0,96 (adimensional)

λ = comprimento de onda eletromagnética (nm)

μm = micrômetro (= 10^{-6}m)

ρ = densidade ($\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$)

ρ_{ar} = densidade do ar ($\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$)

ρ_a = densidade da água ($\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$)

σ = constante de Stefan-Boltzmann ($5,67 \cdot 10^{-8} \text{Wm}^{-2}$)

RESUMO

O fluxo de calor de lagos é estimado pela quantidade de calor que entra menos o calor estocado e o calor perdido pelo sistema. O presente trabalho apresenta um estudo sobre a análise da variação temporal do fluxo de calor em 2012 dos lagos Dom Helvécio e Carioca, localizados dentro do Parque Estadual do Rio Doce (PERD-MG). Utilizando o modelo *bulk aerodynamic*, foram estimados os dados do fluxo de radiação líquida (Q_{RL}), do calor sensível (Q_{SENS}) e do calor latente (Q_{LAT}). O conteúdo de calor foi calculado para estimar o estoque de calor ao longo do ano. Dados hidrometeorológicos foram obtidos *in situ* (velocidade do vento, temperatura da água, pressão atmosférica e radiação solar de onda curta) e na estação meteorológica do PERD (temperatura do ar, umidade relativa do ar e precipitação). A importância relativa de cada componente do fluxo de calor foi avaliada decompondo-se a variância total explicada. O lago Dom Helvécio apresentou média mensal de $Q_{RL} = 92 \text{ W.m}^{-2}$, perda de $Q_{LAT} = 33,6 \text{ W.m}^{-2}$ e de $Q_{SENS} = 8,1 \text{ W.m}^{-2}$. O lago perdeu calor entre abril e julho, fechando o balanço de calor com perda média mensal de $0,5 \text{ W.m}^{-2}$. Já os valores obtidos no lago Carioca foram: $Q_{RL} = 94 \text{ W.m}^{-2}$, $Q_{LAT} = 29,5 \text{ W.m}^{-2}$ e $Q_{SENS} = 6,2 \text{ W.m}^{-2}$. O lago Carioca perdeu calor entre março e julho (média mensal de $0,9 \text{ W.m}^{-2}$). A radiação solar de onda curta foi o principal parâmetro para determinação do Q_{RL} e a velocidade do vento apresentou maior influência na estimativa do Q_{LAT} e Q_{SENS} .

Palavras-chave: fluxo de calor; estoque de calor; lago tropical, modelo *bulk aerodynamic*, conteúdo de calor.

ABSTRACT

The heat flux of lakes is estimated by the amount of heat added to the systems minus the amount stored and lost. This study presents an analysis about the temporal variation of the heat flux in the Dom Helvécio and Carioca lakes in 2012. Those lakes are located within the Rio Doce State Park (PERD-MG). Using the bulk aerodynamic model, the net radiation flux (Q_{RL}), sensible heat (Q_{SENS}) and latent heat (Q_{LAT}) were estimated. The heat content was calculated to estimate the storage heat throughout the year. Hydrometeorology data were obtained *in situ* (wind speed, water temperature, atmospheric pressure and solar shortwave radiation) and at weather station located in PERD (air temperature, relative humidity and rainfall). The relative importance of each component of the heat flux was evaluated by decomposing the explained variance. Dom Helvécio Lake presented monthly average of $Q_{RL} = 92 \text{ Wm}^{-2}$, loss of $Q_{LAT} = 33.6 \text{ Wm}^{-2}$ and $Q_{SENS} = 8.1 \text{ Wm}^{-2}$. This lake lost heat between April and July and presented a monthly average loss of 0.5 Wm^{-2} . In the Carioca lake monthly average values were: $Q_{RL} = 94 \text{ Wm}^{-2}$, $Q_{LAT} = 29.5 \text{ Wm}^{-2}$ and $Q_{SENS} = 6.2 \text{ Wm}^{-2}$. Carioca Lake lost heat between March and July (monthly average of 0.9 Wm^{-2}). Solar shortwave radiation was the major parameter to determine the Q_{RL} , while wind speed had a greater influence on the estimation of Q_{LAT} and Q_{SENS} .

Keywords: heat fluxes; heat storage; tropical lake, bulk aerodynamic model, heat content.

1. Introdução

Entender o regime térmico de um corpo hídrico, ou seja, a troca de calor do mesmo com o ambiente do entorno, é essencial para compreender outros processos do ecossistema aquático (LIVINGSTONE, 1999), tais como metabolismo e ciclagem de nutrientes. Alterações no fluxo de calor de um ecossistema aquático interferem na duração e tempo de estratificação, na profundidade da termoclina, temperaturas da superfície e do interior do lago (SHIMODA et al., 2010). O balanço térmico de um lago está associado às condições climáticas e meteorológicas que causam e afetam os ciclos diários e sazonais do balanço de energia: temperatura da água, temperatura do ar, velocidade do vento, precipitação, radiação de onda curta e longa, pressão atmosférica, umidade do ar, ponto de orvalho, cobertura de nuvens (POTTS 2004; ALCANTARA 2011; WIJTKAMP, 2011).

A análise do fluxo de calor pode ser realizada em diferentes escalas de tempo, deve-se, entretanto, considerar que observações em escalas anuais podem encobrir dados importantes como o impacto dos eventos de curta duração (HENDERSON-SELLERS, 1986). Em lagos tropicais, os estudos sobre a determinação dos padrões térmicos e fluxo de calor, em termos anuais, é dificultado pela sazonalidade reduzida (LEWIS, 1983) e segundo Barbosa (1981) variações da temperatura em escalas diárias podem exercer maior influência no funcionamento destes ambientes do que em escala sazonal. Sendo assim, o monitoramento contínuo, incluindo as variações diárias do fluxo de calor e do conteúdo de calor de um lago, é imprescindível para compreensão dos processos ecológicos desses sistemas.

Estudos de fluxo energético mostram que os regimes térmicos atmosféricos e lacustres interagem intimamente (ROUSE et al, 2003). Eventos climáticos influenciam fortemente os regimes hidrodinâmicos dos lagos e, ao mesmo tempo, os eventos climáticos são influenciados pelos lagos, visto que a capacidade de armazenamento de calor, o comprimento de rugosidade, o albedo e a troca vertical de calor da água são diferentes, se comparados ao do solo e vegetação do entorno (LONG et al., 2007). Grande parte dos processos químicos, físicos e biológicos dos lagos são afetados diretamente pelas mudanças térmicas da água e, portanto, afetados indiretamente pela variação climática. Compreender a interação entre o sistema lago-atmosfera é importante para prever as consequências dos efeitos das mudanças climáticas nos processos limnológicos (ALCANTARA, 2010).

O uso de modelos matemáticos é cada vez mais frequente e permite compreender o funcionamento e comportamento dos sistemas diante de modificações nos seus componentes. A escolha do modelo para cada ambiente dependerá do conjunto de dados disponível. Estudos sobre

o fluxo de calor em lagos tropicais ainda são escassos e não há uma definição de modelo matemático única para os ecossistemas aquáticos. O desenvolvimento de tecnologias avançadas, com sensores de alta precisão, permite maior acurácia dos dados obtidos pelas estações climatológicas montadas sobre os sistemas aquáticos, porém, o alto custo desses equipamentos restringe o uso desta metodologia. Sendo assim, o uso da modelagem para estimativa dos componentes do fluxo de calor se faz necessário para suprir a demanda nesses estudos.

O interesse do fluxo de calor em lagos e reservatórios tem crescido visando o melhor entendimento do regime térmico desses ecossistemas e suas consequências no regime hídrico; compreender os efeitos que as mudanças climáticas têm sobre as variáveis limnológicas (ALCÂNTARA et al, 2010); avaliar a influência desses sistemas no clima local (GRIMM, 1988; STIVARI; OLIVEIRA, 1996; SANTOS Jr., 2013) dentre outros.

Apesar da base conceitual sobre fluxo de calor não ser recente, as pesquisas e aplicações no Brasil ainda são escassas. A maior parte desses estudos ainda está concentrada na área agrícola, visando o conhecimento da energia disponível para os sistemas e das taxas de evapotranspiração para o uso racional da água em determinada cultura (CUNHA et al. 2002).

Cancelli (2006) realizou um estudo de modelagem de evolução térmica no reservatório de Furnas (MG) em que foi incluído o fluxo de calor. Para tal estudo, foram utilizadas equações de transferência de calor sensível e calor latente semelhantes aos do modelo *bulk aerodynamic* (*BA* – ver detalhes na sessão 4.2.3), porém, não considera a variação da pressão atmosférica no cálculo de calor latente.

O reservatório de Itumbiara (GO) é objeto deste tipo de estudo desde 2010, quando Alcântara e colaboradores estimaram o fluxo de calor utilizando equações do modelo *BA* para calor latente e sensível. Outros trabalhos no mesmo reservatório foram descritos por Alcântara e colaboradores (2011), Alcântara (2012) e Curtarelli e colaboradores (2013). Este último, usando o modelo *BA* para avaliar a influência das frentes frias no fluxo de calor do reservatório.

Lagos naturais também já foram estudados, como a Lagoa Rodrigo de Freitas (RJ) por Silva (2012) que estudou a sensibilidade da umidade relativa do ar, coletada *in situ* e em estações meteorológicas, no fluxo de calor. O modelo de transporte de calor utilizado foi o módulo de “Qualidade da água e Eutrofização” do software SisBAHIA® (Sistema Base de Hidrodinâmica Ambiental). Este modelo utiliza equações simplificadas dos componentes de calor sensível e latente, propostas por Chapra (1997).

Atualmente, o método de medição direta de fluxo de calor latente e sensível mais utilizado é o sistema de correlação de vórtices turbulentos (*eddy covariance* - *EC* - ver ASSOULINE et al.,

2008; ROUSE et al., 2008; NORDBO et al., 2011; LIU et al., 2012; ZHANG; LIU, 2013). O método calcula o fluxo com base na covariância entre a velocidade vertical do vento e a concentração da grandeza que se pretende medir (Figura 1). Apesar de apresentar maior precisão dos dados, instalar uma torre de coleta de dados pelo método de EC é oneroso, e ainda não se tem registro de trabalhos utilizando esta tecnologia no Brasil, o que leva a adoção de modelos de estimativa.

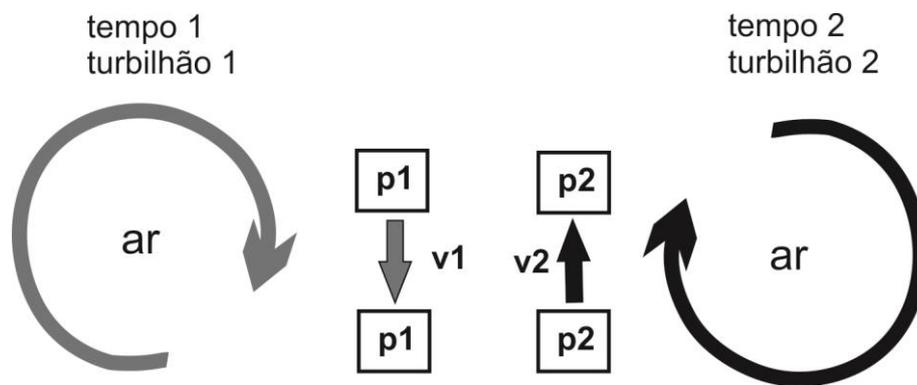


Figura 1. Esquema do princípio da *eddy covariância*: considerando que no tempo 1, o turbilhonamento do ar promove o deslocamento da parcela de ar p1 para baixo com velocidade v_1 e que no tempo 2 o turbilhonamento do ar desloca a parcela de ar p2 para cima com velocidade v_2 , o fluxo de uma característica qualquer do ar (temperatura, umidade do ar, etc.) é calculado a partir da concentração e velocidade do vento. Modificado de Burba (2013).

A seguir, é descrita a metodologia empregada no trabalho bem como os resultados/dados obtidos que estimam o fluxo e o estoque de calor dos lagos tropicais estudados em 2012, quais sejam: Lago Dom Helvécio e Lago Carioca (Minas Gerais). O estudo do fluxo de calor envolve conhecimentos multidisciplinares como geografia, física, matemática e ecologia energética. Uma revisão dos conceitos envolvidos no tema é apresentada no anexo 1.

2. Objetivos

2.1 Objetivo Geral

Estimar e descrever as variações diurnas e sazonais do fluxo de calor dos lagos Carioca e Dom Helvécio (sistema lacustre do Médio Rio Doce/MG) em um período de um ano (2012).

2.2 Objetivos específicos

1. Estimar, por valoração, os componentes do fluxo de calor: radiação líquida, calor latente e calor sensível dos lagos Carioca e Dom Helvécio;
2. Descrever o comportamento dos componentes de fluxo de calor dos lagos em escala diária e anual;
3. Calcular o estoque de calor ao longo do ano a partir dos dados de conteúdo de calor;
4. Avaliar o fechamento do balanço de calor dos lagos.

3. Fundamentação Teórica

O estudo sobre o fluxo de calor que ocorre entre a superfície terrestre e a atmosfera possui diversas aplicações de cunho meteorológicos, melhorando a compreensão do clima na Terra e potenciais mudanças climáticas (HATZIANASTASSIOU et al., 2005); aplicações de interesses em Agronomia e Hidrologia, permitindo melhor compreensão e modelagem dos processos de troca de massa e energia que ocorrem na superfície terrestre.

3.1 Fluxo de Calor

O fluxo energético de um corpo d'água é determinado pelo balanço das entradas e saídas de calor do sistema (Figura 2) (HENDRICKS, 2010). As trocas de calor do lago com o entorno incluem absorção de radiação solar, emissão da radiação térmica, trocas de calor com o sedimento (principalmente por condução), trocas de calor sensível com o ar circundante devido aos processos de convecção e condução, troca de calor latente pelos processos de evaporação e condensação, ganho de calor pela entrada de água por precipitação e, no caso de sistemas abertos, vazões de entrada e saída.

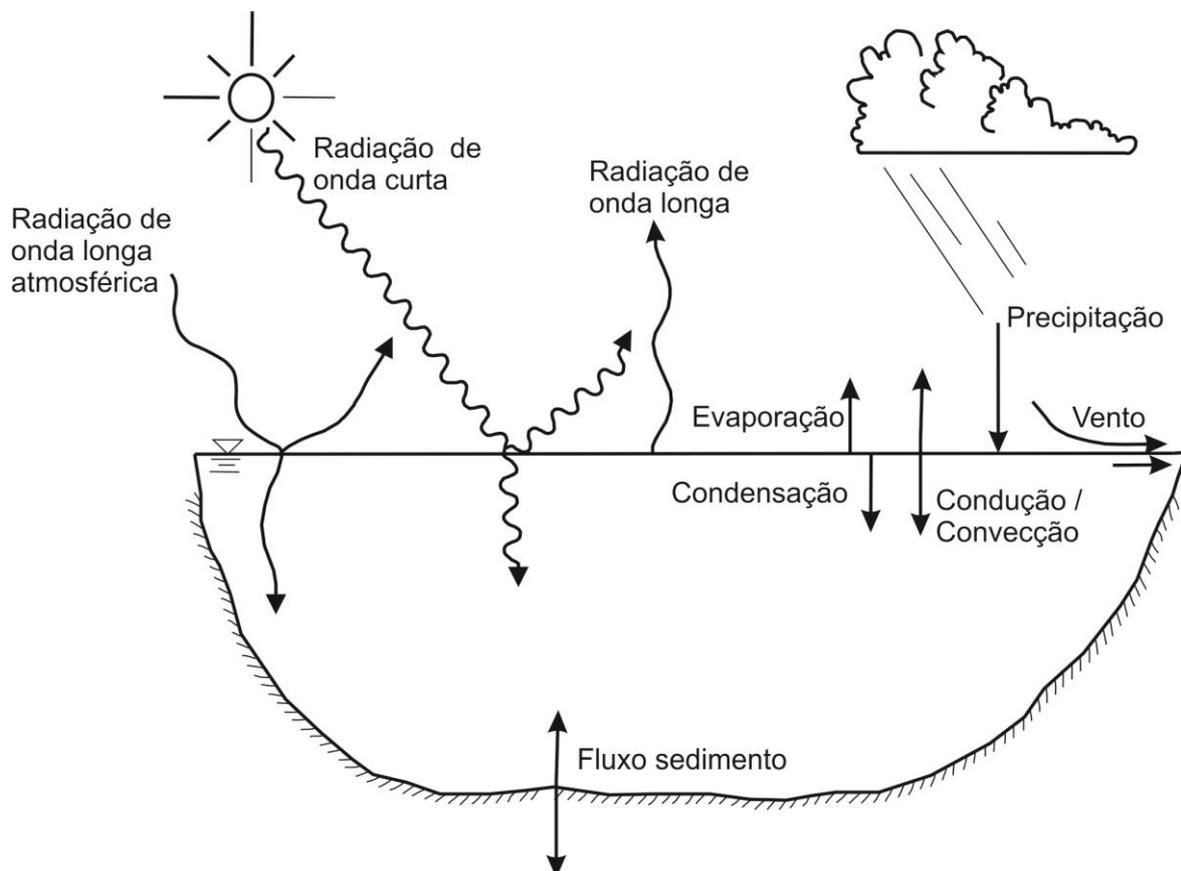


Figura 2. Esquema das fontes e sumidouros do fluxo de calor de um sistema fechado. Adaptado de Socolofsky e Jirka (2004) e Chapra (2005).

Deve-se observar a diferença conceitual entre temperatura e calor. De acordo com Cole (1983), a temperatura é uma medida de intensidade de calor e indica o grau de agitação das moléculas. Calor pode ser definido como energia térmica em trânsito devido a uma diferença de temperatura sempre no sentido da temperatura mais baixa (CIMBLERIS; SILVA, 1969; ZEMANSKY, 1978; INCROPERA; DEWITT, 2003). Os mecanismos físicos de transferência de calor (Figura 3) são a radiação, condução e convecção (KREITH; BOHN, 2003).

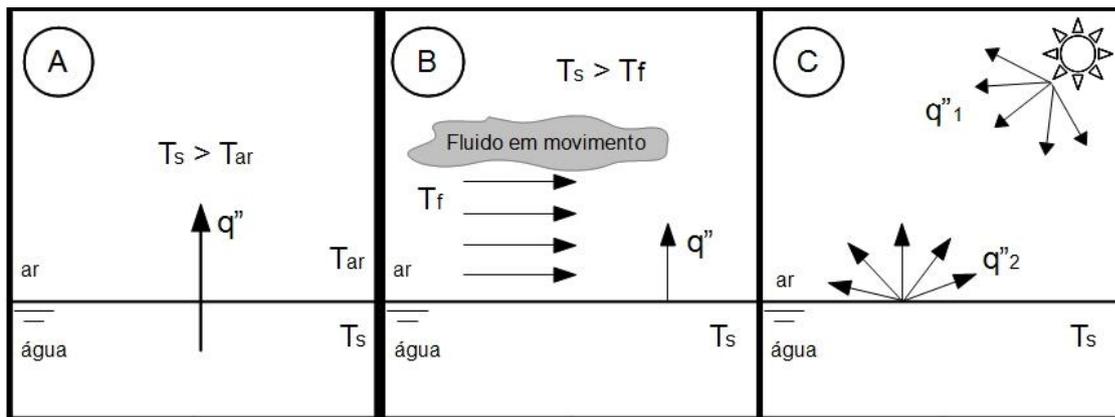


Figura 3. Modos de transferência de calor (q) entre a superfície do corpo d'água e a atmosfera. (A) condução ocorre pela interação entre partículas da camada superficial e da atmosfera circundante (B) convecção é transportada pelo movimento de fluidos e (C) radiação (q''_1 calor de radiação de onda curta e q''_2 calor de radiação de onda longa). Modificado de Incropera e colaboradores (2012).

O fluxo de energia por radiação provém tanto da radiação solar quanto da radiação térmica, emitida por qualquer corpo com temperatura não nula em forma de ondas eletromagnéticas (INCROPERA et al., 2012). A condução é um mecanismo de transmissão de calor a nível atômico e molecular, ocorre quando moléculas vizinhas de dois sistemas se chocam e há transferência de energia das moléculas mais energéticas para as moléculas menos energéticas. A convecção abrange dois mecanismos, a difusão (devido ao movimento molecular aleatório) e a advecção (através do movimento global do fluido). Este último pode ser chamado também de transporte mecânico de massas e pode ocorrer por ação do vento (INCROPERA et al., 2012).

O saldo de radiação de um lago pode ser medido pela entrada de radiação de onda curta absorvida na superfície do corpo d'água menos a radiação líquida de onda longa emitida para a atmosfera (HENDRICKS, 2010).

O aquecimento das superfícies pela radiação solar gera o fluxo de calor sensível (transferência de calor sem variação do estado físico da água), promovendo o aquecimento do ar que está em contato com a água. Quando o calor transferido promove a evaporação ou condensação (mudando o estado físico da água), o fluxo de calor é chamado de latente (COLLISCHONN;

TASSI, 2009). Esses dois componentes, calor sensível e calor latente, serão tratados separadamente apenas por apresentarem cálculos isolados, mas é importante ressaltar que o calor latente e o calor sensível estão intimamente integrados, uma vez que a perda de calor sensível está relacionada com a perda de energia por evaporação (HENDERSON-SELLERS, 1986).

3.2 Radiação

A radiação solar, principal fonte energética da Terra, tem importância fundamental na dinâmica dos ecossistemas aquáticos e é responsável pelos principais processos físicos, químicos e biológicos desses ambientes. A absorção da energia solar e a dissipação do calor têm profundos efeitos sobre a estrutura térmica, estratificação das massas de águas e nos padrões de circulação dos lagos (WETZEL, 2001; QUERINO et al., 2006).

Todo corpo com temperatura superior a 0°C possui energia, portanto, emite radiação. De acordo com a Lei de Planck, a temperatura do corpo emissor controla também o comprimento de onda da radiação emitida, dessa forma, quanto maior e mais quente o corpo emissor, menor será o comprimento de onda emitida. O Sol, cuja temperatura é de $\approx 6.000\text{ K}$, irradia preferencialmente na faixa do ultravioleta (10 a 400nm) ao infravermelho próximo (750 e 2500 nm); e a Terra, que tem temperatura média de 288 K, irradia preferencialmente na faixa do vermelho distante (730nm) (MENDONÇA; DANNI-OLIVEIRA, 2007).

A radiação absorvida pelos corpos d'água é transformada em potencial energético para reações bioquímicas (por exemplo, fotossíntese) ou em calor, que é absorvido e dissipado promovendo efeitos profundos sobre a estrutura térmica, estratificação e padrões de circulação dos lagos. A estrutura térmica e os padrões de estratificação influenciam diretamente na ciclagem dos nutrientes, na distribuição e comportamento da biota e distribuição dos gases dissolvidos (WETZEL, 2001).

As características da radiação solar são importantes para entendermos a distribuição da energia na superfície terrestre (BLACK, 1991). Pode-se pensar na luz como pacotes discretos de energia, conhecidos como quanta ou fótons, em forma de ondas eletromagnéticas (Figura 4).

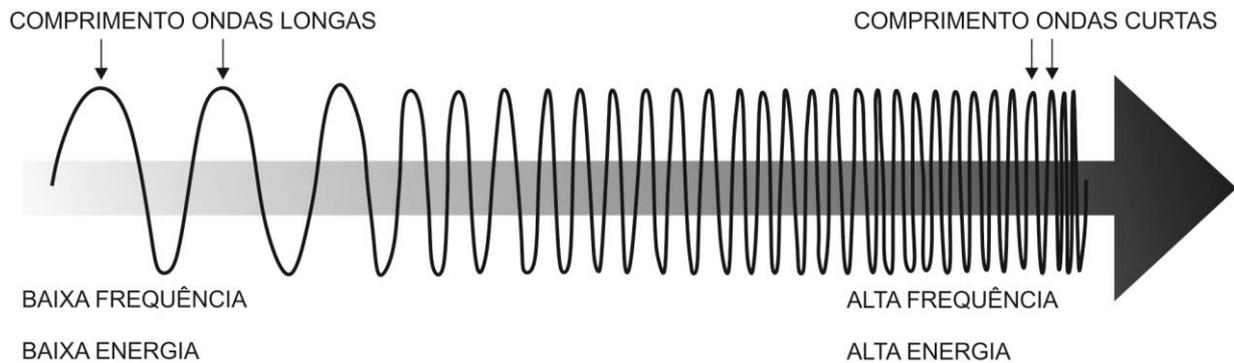


Figura 4. Representação de ondas eletromagnéticas. A frequência é determinada pelo número de cristas de onda que passam por um ponto por unidade de tempo. Modificado de <http://www.agr.feis.unesp.br/hrsilva/SERECAP113.htm>.

A energia contida em um fóton (equação 1) é diretamente proporcional à frequência da onda eletromagnética (número de ciclos por unidade de tempo) e inversamente proporcional ao comprimento de onda (distância entre duas cristas adjacentes – Tabela 1). A absorção de energia luminosa por átomos e moléculas pode ocorrer quando os elétrons destas moléculas ressoam em frequência que correspondem ao estado energético do fóton. (ESTEVES, 2011; TUNDISI, 2008; WETZEL, 2001).

$$\varepsilon = h \cdot \nu \cdot \frac{c}{\lambda}$$

(1)

ε = energia de um fóton

ν = frequência de onda eletromagnética

λ = comprimento de onda eletromagnética

c = velocidade da luz ($3 \cdot 10^8 \text{ m.s}^{-1}$)

h = constante de Planck ($6.625 \cdot 10^{-34} \text{ J.s}^{-1}$)

Tabela 1. Relação entre comprimento de onda, frequência e energia do espectro da radiação eletromagnética (1cm = 10^7 nm ; 1 eV = 1.602W).

Espectro de Radiação Eletromagnética			
Região	Comp. de Onda	Frequência (Hz)	Energia (eV)
Rádio	> 10 cm	< 3×10^9	< 10^{-5}
Micro-ondas	10cm – 0.01cm	3×10^9 - 3×10^{12}	10^{-5} - 0.01
Infravermelho	0.01cm – 700nm	3×10^{12} - 4.3×10^{14}	0.01 – 2
Visível	700nm – 400nm	4.3×10^{14} - 7.5×10^{14}	2 – 3
Ultravioleta	400nm – 10nm	7.5×10^{14} - 3×10^{17}	3 – 10^3
Raios-X	10nm - 0,1nm	3×10^{17} - 3×10^{19}	10^3 - 10^5
Raios Gama	< 0.1nm	> 3×10^{19}	> 10^5

Os comprimentos de ondas estão representadas no espectro eletromagnético (Figura 5). A divisão do espectro de 400 a 700nm é conhecida como região visível e corresponde aos comprimentos de onda aos quais o olho humano é sensível, sendo que diferentes comprimentos são percebidos como diferentes sensações de cores. Comprimentos de onda abaixo de 400nm compreendem a radiação ultravioleta e comprimentos de onda acima de 750nm a radiação infravermelha.

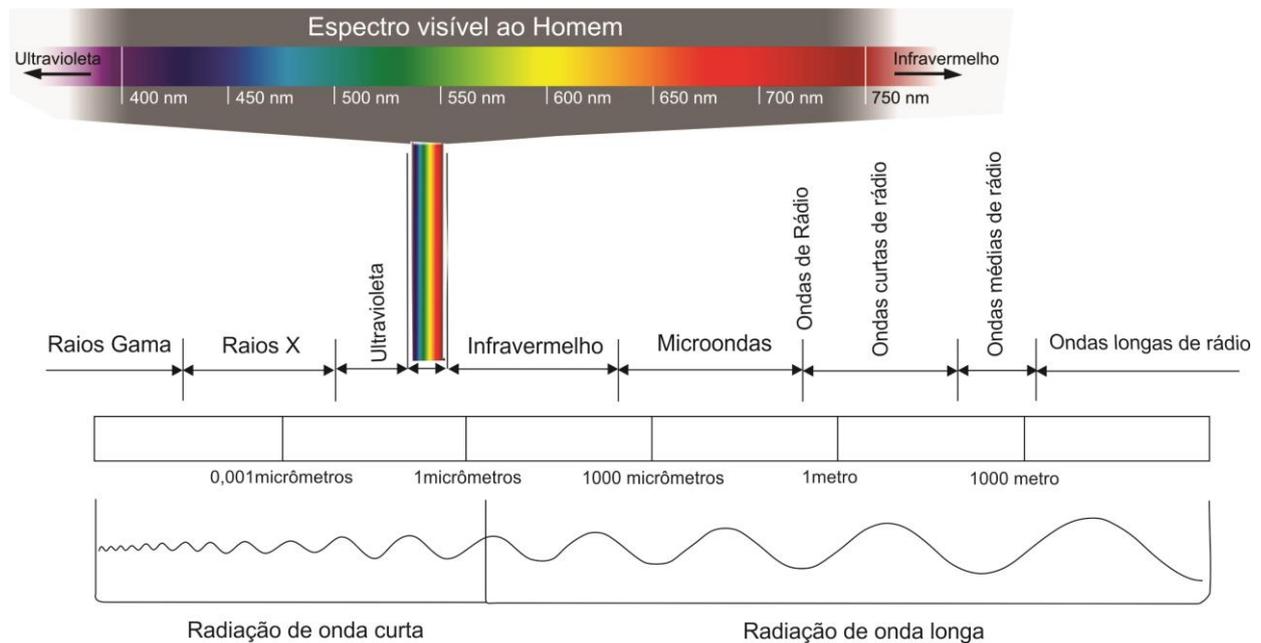


Figura 5. Espectro eletromagnético da luz solar demonstrando a separação das radiações de onda curta e onda longa. Modificado de http://faculty.icc.edu/easc1111lab/labs/labi/prelab_i.html.

O balanço de calor nos lagos de diferentes regiões do planeta altera em razão da inclinação e movimentos da Terra em relação ao Sol, bem como as variações da superfície terrestre. A intensidade da radiação solar que incide sobre os corpos d'água varia com a latitude e as estações do ano, devido à inclinação do eixo de rotação da Terra ($23^{\circ}27'$) em relação ao plano da órbita da Terra (Figura 6). Durante os solstícios de inverno e de verão, os hemisférios sul e norte são iluminados de forma desigual. Na primavera e outono, equinócios, os hemisférios são igualmente iluminados, pois o eixo da Terra encontra-se paralelo ao eixo solar.

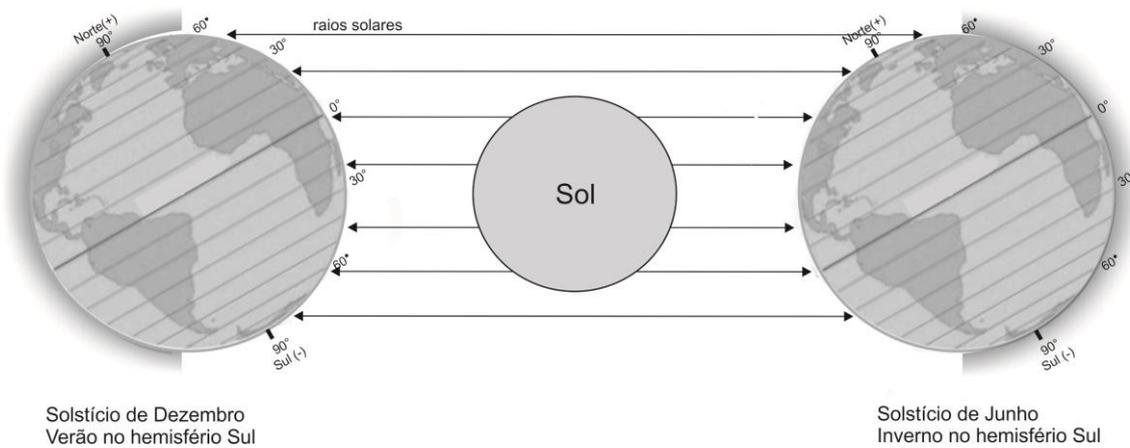


Figura 6. Posição da Terra em relação aos raios solares durante os solstícios, quando os hemisférios norte e sul recebem radiação de forma desigual, determinando as estações. Modificado de <http://education.gsfc.nasa.gov/experimental/July61999siteupdate/inv99Project.Site/Pages/solar.insolation.html>.

Estudo realizado por Hatzianastassiou e colaboradores (2005) mostra como ocorre a variação anual dos valores médios mensais de radiação de onda curta no equador e hemisférios norte e sul (Figura 7). Na região equatorial a variação da radiação de onda curta é praticamente constante durante todo o ano e nos hemisférios e na região polar ocorre grande variação sazonal.

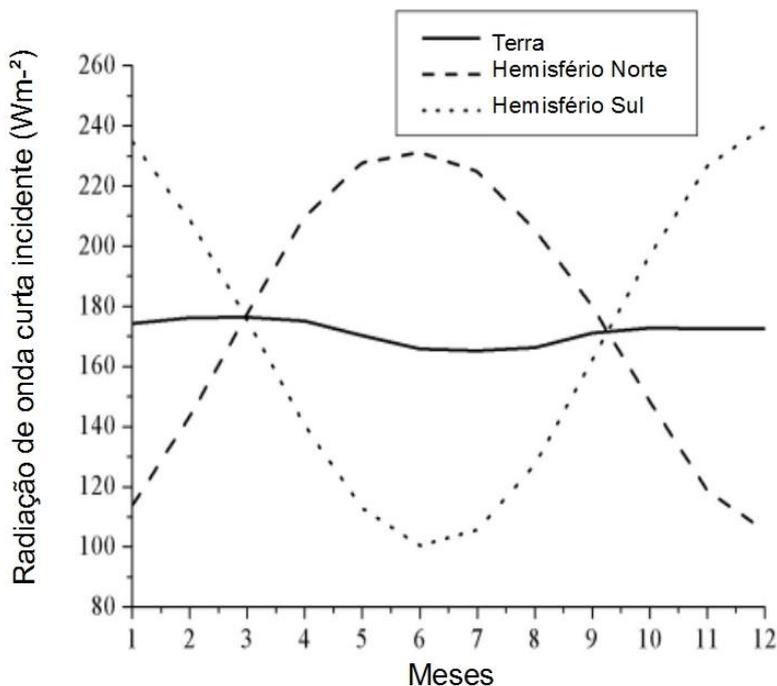


Figura 7. Valores de médias mensais de radiação de onda curta na superfície terrestre obtidos entre janeiro de 1984 a dezembro de 2000 (HATZIANASTASSIOU et al., 2005).

A intensidade com que a radiação solar (direta, difusa ou refletida) atinge a superfície é denominada intensidade de insolação e está diretamente relacionada à altura solar (MENDONÇA; DANNI-OLIVEIRA, 2007). Altura ou altitude solar (Figura 8) é o nome que se dá ao ângulo formado entre o raio solar e a superfície. Considerando o mesmo período e hora do ano o ângulo solar apresenta uma variação latitudinal, resultando em diferentes valores na absorção de energia pelos corpos d'água (Figura 9).

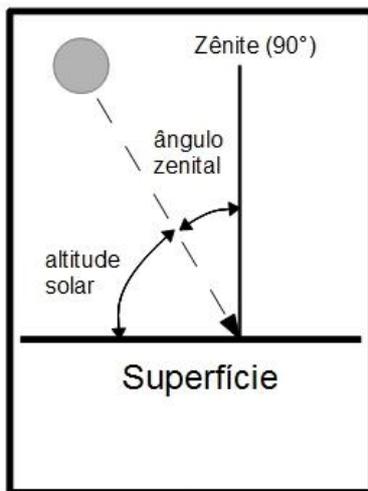


Figura 8. Ângulo zenital e ângulo de altitude solar. Modificado de Bonan (2008).

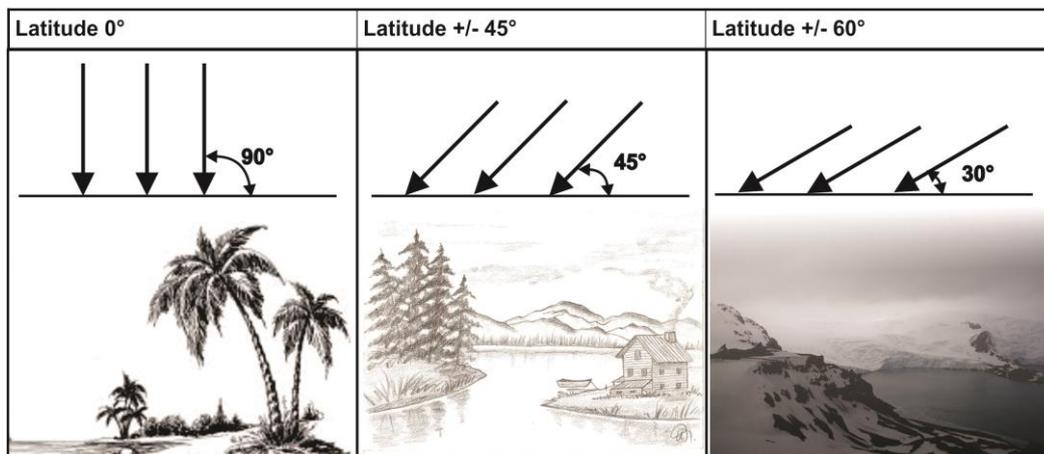


Figura 9. Representação do ângulo de altitude solar sobre a superfície terrestre em equinócio às 12h nas diferentes latitudes. Modificado de <http://fisica.ufpr.br/grimm/aposmeteo/cap2/cap2-1.html>.

A atmosfera terrestre apresenta extensão de 10.000 km e é composta por uma mistura de nitrogênio, oxigênio, dióxido de carbono, ozônio, vapor d'água, material particulado em suspensão (de origem natural e antrópica) e outros gases em menores concentrações (MENDONÇA; DANNI-OLIVEIRA, 2007). Ao atingir o topo da atmosfera, parte da radiação solar retorna ao espaço e

cerca de 50% da radiação total permanece na atmosfera e na superfície terrestre (SEN, 2008). A radiação solar que interage com a atmosfera tem sua composição significativamente alterada. Parte pode ser absorvida e/ou refletida por nuvens e partículas; e outra é absorvida e/ou refletida pela superfície terrestre (TUNDISI; TUNDISI, 2008).

Estudos mostram que praticamente toda a radiação recebida do sol pela superfície terrestre está na região do espectro de ondas curtas de 2 a 5 μm e infravermelho próximo (KONDRATYEV, 1969). A Figura 10 representa a modificação do espectro que incide no topo da atmosfera, a partir de onde cada comprimento de onda é absorvido de maneira diferenciada até chegar à superfície terrestre.

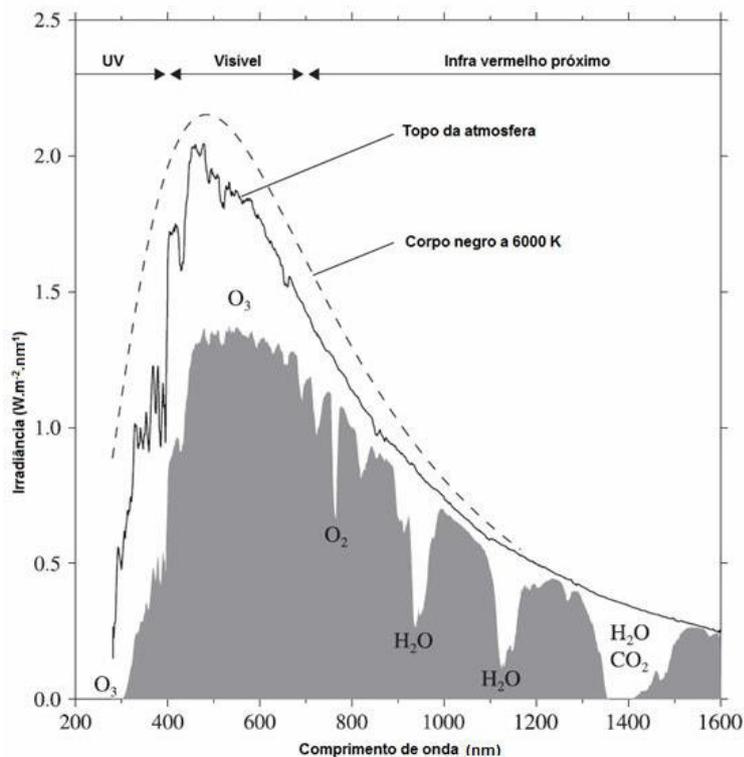


Figura 10. Comparação entre os espectros de irradiância de um corpo negro (linha tracejada), o que atinge o topo da atmosfera (linha cheia) e o espectro que chega à superfície (área sombreada). A área entre a linha cheia e a área sombreada representa a diminuição da energia devido aos processos de difusão e absorção por nuvens, aerossóis e moléculas contidas no ar. Energia representada considera as condições de atmosfera média e com o sol no zênite (90°). Fonte: Figueiredo et al. (2012).

Raios ultravioletas, por exemplo, são absorvidos em sua maior parte pelo ozônio e oxigênio; já os raios infravermelhos são absorvidos principalmente por vapor d'água, ozônio e dióxido de carbono. Esses gases permitem a passagem da maior parte de radiação solar de onda curta, mas absorvem a maior parte da onda longa (HENDRIKS, 2010). Contaminantes atmosféricos de regiões industrializadas também interferem na transparência atmosférica, podendo diminuir a incidência de radiação direta em mais de 10% (RAMANATHAN et al., 2007).

A radiação total que incide sobre a superfície terrestre é composta tanto por ondas curtas quanto por ondas longas. De acordo com Sen (2008) a radiação solar total que chega à atmosfera terrestre é composta por 7% de radiação ultravioleta (UV), 47% de radiação visível, e 46% da radiação infravermelha (calor); sendo que a radiação de ondas curtas pode ser absorvida por organismos terrestres ou por nuvens e liberada como radiação de ondas longas (ESTEVEZ, 2011). A interação da luz com a atmosfera divide a radiação global (Figura 11) em radiação solar direta (em forma de feixes paralelos de raios solares), radiação solar difusa (que chega à superfície de todos os pontos do céu) e radiação refletida (KONDRATYEV, 1969).

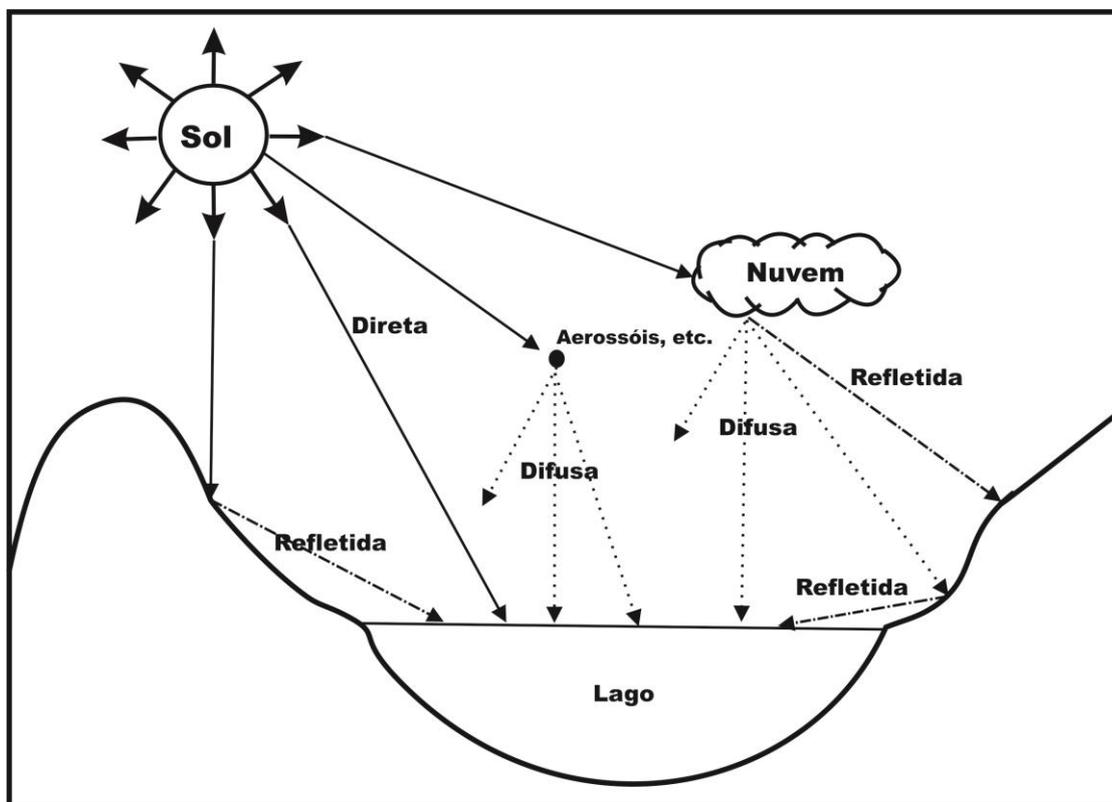


Figura 11. Trajeto da radiação solar: direta, difusa e refletida. Modificado de Sen (2008).

A quantidade de energia solar que incide sobre o topo da atmosfera é chamada de constante solar e equivale a aproximadamente $1.376,0 \text{ W.m}^{-2}$ (WETZEL, 2001). A radiação direta é a quantidade de radiação solar recebida diretamente do sol que incide sob a superfície sem perturbações, ou seja, considerando céu claro sem interferência de nuvens ou partículas atmosféricas. Na prática, é pouco provável que ocorra a emissão de radiação direta sem que ocorra absorção. No entanto, a radiação direta é absorvida por algum intermediário que em seguida irradia ondas eletromagnéticas semelhantes à radiação solar (SEN, 2008). Para modelar a radiação direta, é preciso conhecer as intensidades e direções em diferentes momentos do dia (Figura 12).

A radiação indireta é resultante principalmente da reflexão e refração pelas nuvens e partículas atmosféricas. Em resumo, a radiação solar ao atravessar a atmosfera em direção à superfície terrestre encontra diversos fatores que podem mudar com o tempo: dispersão, absorção, espalhamento, reflexão, refração, as condições meteorológicas e de massa de ar (SEN, 2008; TUNDISI; TUNDISI, 2008).

3.2.1 Albedo

O albedo é um coeficiente de reflexão da radiação solar, ou seja, é a parcela da radiação incidente que é refletida. Como demonstrado na Figura 12, durante o decorrer do dia, a taxa de reflexão sofre alteração de acordo com a mudança do ângulo de incidência solar.

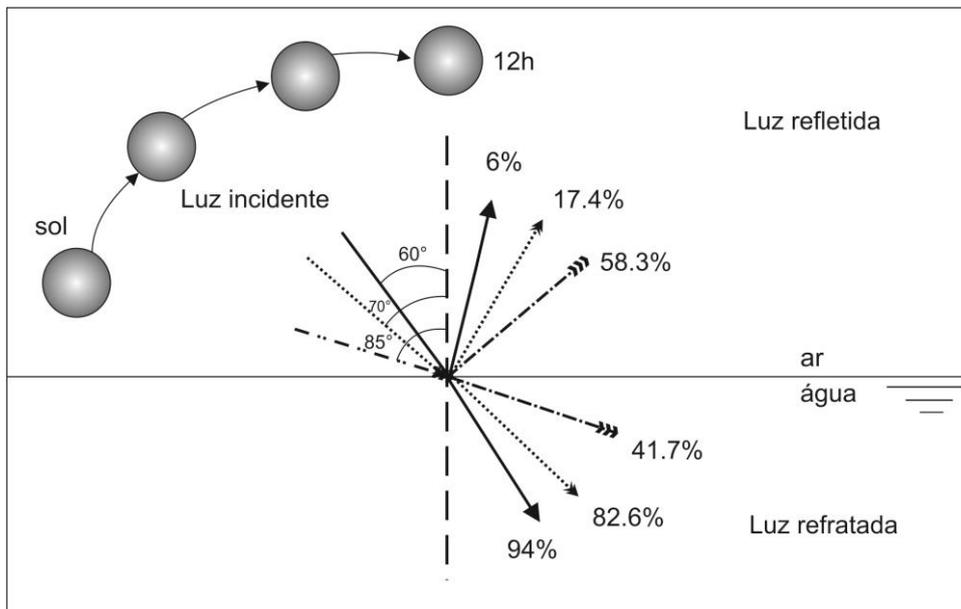


Figura 12. Alteração e interferência do ângulo solar durante o dia na absorção e reflexão da radiação solar no corpo d'água. Modificado de Esteves (2011).

A radiação que chega à superfície dos corpos d'água sofre reflexão e a porção que entra no sistema é modificada pela refração da água (ESTEVES, 2011). A radiação solar incidente na superfície do corpo d'água é afetada pelas condições de cobertura de nuvens (RODRÍGUEZ-RODRÍGUEZ et al., 2004), dispersão e reflexão atmosférica, absorção molecular (HENDERSON-SELLERS, 1986) e pela presença de materiais suspensos na água e de ondulações por efeito do vento (BRUTSAERT, 2005; DODDS; WHILES, 2010; HENDERSON-SELLERS, 1986; TUNDISI; TUNDISI, 2008). A tabela 2 apresenta os diferentes valores do albedo de acordo com o tipo de superfície.

Tabela 2. Valores aproximados de albedo de diferentes superfícies (BRUTSAERT, 2005).

Tipo de superfície	Albedo mínimo	Albedo máximo
Água profunda	0,04	0,08
Solo úmido escuro	0,05	0,15
Solos claros	0,15	0,25
Solos secos	0,20	0,35
Areia branca	0,30	0,40
Gramma, vegetação baixa	0,15	0,25
Savana	0,20	0,30
Floresta	0,10	0,25
Neve	0,35	0,90

Quando uma superfície que reflete toda a radiação recebida é considerada um refletor ideal e assume valor do albedo igual a 1,0; já uma superfície que absorve toda a radiação teria o valor do albedo igual a 0 e é chamado de corpo negro. Na natureza não existe um corpo negro perfeito, sendo que a radiação emitida por uma superfície é sempre menor que 1 (BLACK, 1991). Estudos em diferentes lagos resultaram em valores médios do albedo entre 0,06 e 0,08 (HENDERSON-SELLERS, 1986), sendo que alguns autores optam pelo valor intermediário de 0,07 (ALCÂNTARA et al., 2011; LENTERS et al, 2005). O albedo é um parâmetro muito importante para o balanço de energia e, devido ao elevado custo dos equipamentos necessários para a realização das medições, muitos pesquisadores utilizam dados médios do albedo quando não é possível realizar o cálculo da variação diária e sazonal.

3.2.2 Radiação solar de onda curta

A radiação líquida de onda curta absorvida pelo lago pode ser estimada ou medida através de sensores. Na impossibilidade de se mensurar diretamente este parâmetro, há maneiras indiretas, através de modelos matemáticos, de se estimar a radiação de onda curta que chega na superfície de um corpo de água. Considerando que em cada lago estudado existe um conjunto de características locais que interferem na absorção da energia solar, não há uma equação única para todos os sistemas. Henderson-Sellers (1986) apresenta duas maneiras diferentes para estimar a radiação de onda curta, uma a partir da energia que incide sobre o topo da atmosfera e outra a partir da energia que atinge a superfície. Dentre as equações mais utilizadas, a maior parte delas considera em seus cálculos a constante solar, o coeficiente de cobertura de nuvens, o albedo e

constantes que assumem valores diferentes para cada região de forma a condizer com as variações locais dos parâmetros meteorológicos e variações temporais de ângulo e altura solar (POTTS, 2004; RODRÍGUEZ-RODRÍGUEZ et al., 2004; ALCÂNTARA et al, 2011;). Outra metodologia utilizável é o uso de imagens de satélite para estimar o fluxo de radiação solar, ferramenta essencial para estimativa do fluxo em escala regional (LEIVAS, 2007).

A variação diária da radiação de onda curta incidente (Figura 13), normalmente apresentada com dados obtido de médias mensais, é caracterizado pelo aumento a partir do nascer do sol, com pico em torno do meio-dia e em seguida um decréscimo até o pôr-do-sol. Variações mensais acompanham as diferenças sazonais da altura e ângulo solar.

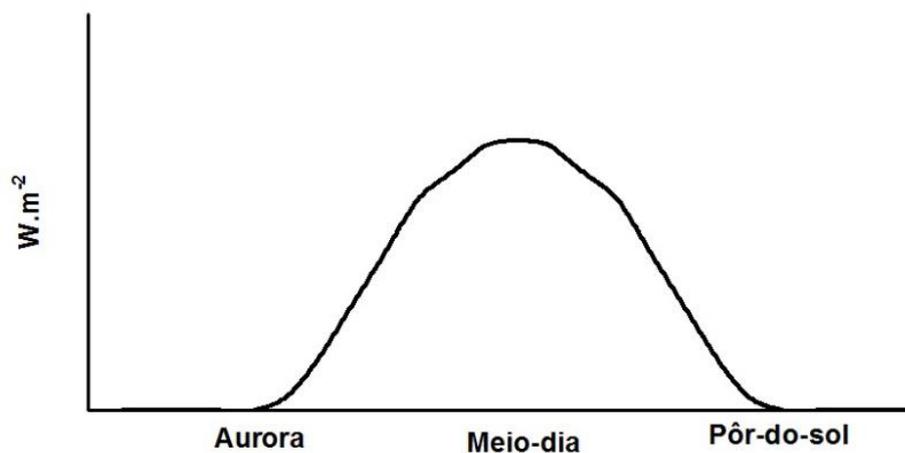


Figura 13. Modelo de variação diária de radiação solar de onda curta incidente. Modificado de Henderson-Seller (1986).

As dificuldades envolvendo o cálculo da radiação solar de onda curta incidente são comuns e normalmente relacionadas com determinação da taxa de cobertura de nuvens (HENDERSON-SELLERS, 1986), o que torna a medição *in situ* um dado muito importante para a acurácia da mensuração do fluxo de calor.

3.2.3 Radiação de Onda Longa

Da mesma forma que a atmosfera emite radiação para o lago, o corpo d'água também emite radiação de onda longa para a atmosfera. De acordo com a Lei de Stefan-Boltzmann, a quantidade de energia emitida por um corpo (equação 2) será proporcional à quarta potência da respectiva temperatura (ZEMANSKY, 1978).

A atmosfera, ao absorver parte da radiação solar, assim como todo corpo com temperatura diferente de zero, emite radiação térmica (Figura 10). A absorção da energia solar pelos gases e

partículas atmosféricas resultam num efeito atenuante na entrada de radiação no sistema aquático (MENDONÇA; DANNI-OLIVEIRA, 2007).

A radiação de onda longa atmosférica costuma ser a maior fonte energética para o lago nos dias nublados (BLACK, 1991; HENDERSON-SELLERS, 1986). Medir a radiação de onda longa atmosférica é um procedimento ainda muito caro, difícil de ser monitorado em estudos micrometeorológicos (SANTOS et al., 2011) e as variações diária e sazonal da emissividade atmosférica em cada local dificultam a estimativa (CURADO, 2011).

$$R_{OL} = \sigma \cdot \varepsilon \cdot T^4 \quad (2)$$

Onde:

R_{OL} = radiação de onda longa ($W.m^{-2}$)

σ = constante de Stefan-Boltzmann ($5,67 \times 10^{-8} Wm^{-2}$)

ε = emissividade (atmosfera ou superfície do lago)

T = temperatura (atmosfera ou superfície do lago)

A emissividade (ε_s) é uma medida da capacidade de emissão de energia de uma superfície se comparada a um corpo negro (SIEGEL; HOWELL, 1992), podendo variar entre 0 (zero), para uma superfície perfeitamente refletora (espelho perfeito), a 1 (um, corpo negro). A emissividade da água gira em torno de 0,97 e a emissividade atmosférica é obtida em razão da temperatura do ar e da pressão de vapor do ar.

3.3 Calor Latente

Calor latente é o nome que se dá ao calor necessário para que ocorram as transições de fase sem que haja variação da temperatura (FERNANDES et al., 2006). Valores positivos no fluxo de calor latente referem-se ao calor cedido pelo lago para o processo de evaporação e valores negativos referem-se ao calor adquirido pelo lago pelo transporte de massa de água condensada.

O fluxo de calor latente está associado ao fluxo de energia promovido pelo fluxo de água do sistema lago-atmosfera via condensação ou evaporação (COLLISCHONN; TASSI, 2009). Durante a mudança de fase de um fluido no estado líquido para o gasoso é necessário que seja fornecido energia para as moléculas do fluido e, por outro lado, a energia deve ser removida das moléculas do fluido para que passe do estado gasoso para o líquido (FERNANDES et al., 2006).

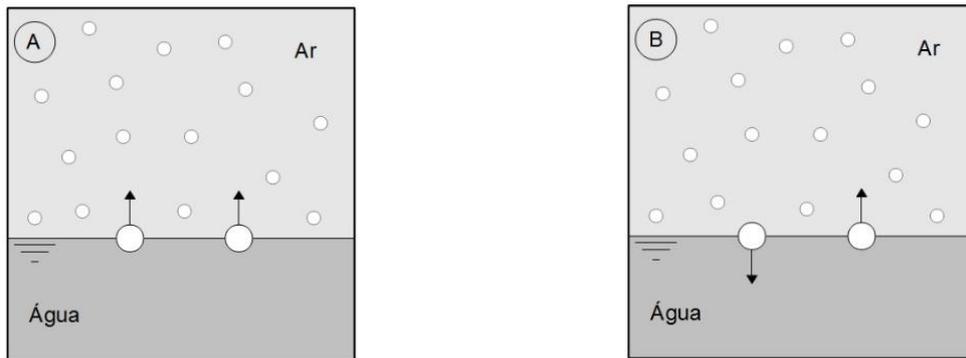
A evaporação constitui-se, quantitativamente, no principal elemento do ciclo hidrológico (ESTEVEES, 1998) e, conseqüentemente, no fluxo energético por calor latente, sendo aumentado por diversos fatores como temperatura do ar elevada, baixa umidade relativa do ar, condições de céu claro, alta velocidade do vento e aumento da temperatura da água superficial.

A evaporação é o conjunto de fenômenos de natureza física que transformam em vapor a água da superfície do solo e corpos d'água (PINTO et al, 1973). As moléculas de água necessitam consumir 585 cal.g^{-1} a 25°C para evaporar, o que representa alta quantidade de energia (RAKHECHA; SINGH, 2009). Os principais fatores que afetam a evaporação são a temperatura, a umidade relativa do ar atmosférico, o vento e a radiação solar. (PINTO et al, 1973; COLLINSCHONN e TASSI, 2009).

3.3.1 Influência da radiação solar e temperatura na evaporação

A radiação solar fornece a energia motriz para o ciclo hidrológico (PINTO et al, 1973) e promove a elevação tanto da temperatura da água quanto do ar. Quanto maior a radiação sob a superfície da água, maior o estado vibracional das moléculas, aumentando a taxa de escape da água na fase líquida para vapor. Considerando que a temperatura está vinculada à radiação solar, ambas correlacionam positivamente com a evaporação. A quantidade de vapor de água que o ar pode conter é limitada, e é denominada concentração de saturação ou pressão de saturação (COLLINSCHONN; TASSI, 2009).

Considerando o ambiente do lago e a atmosfera circundante, a evaporação ocorre (Figura 14-A) até que haja equilíbrio entre o número de moléculas que deixam a superfície aquática e o número de moléculas que retornam a partir do vapor (Figura 14.B). A temperatura tem relação direta com a evaporação, pois permite que maiores quantidades de vapor de água possam estar presentes no mesmo volume de ar, elevando o valor da pressão de saturação (MENDONÇA; DANNI-OLIVEIRA, 2007). Não havendo alteração na temperatura ambiente, o processo de evaporação cessará quando o ar alcançar seu ponto de saturação.



A) Ar não saturado de vapor: por evaporação, aumenta o número de moléculas de vapor d'água no ar.

B) Ar saturado: o número de moléculas de água que saem da superfície é igual ao número de moléculas de vapor que retornam para a água.

Figura 14. Representação esquemática do fluxo das moléculas na interface ar/água em função da saturação de água do ar. Fonte: Mendonça e Danni-Oliveira (2007).

De acordo com a elevação da temperatura, o ar tem a sua capacidade de reter vapor d'água aumenta (Tabela 3).

Tabela 3. Pressão de saturação do vapor d'água em função da temperatura. Para cada elevação de temperatura em 10°C, a pressão de saturação praticamente dobra.

Temp. (°C)	Pressão (kPa)	Temp. (°C)	Pressão (kPa)	Temp. (°C)	Pressão (MPa)
0,01	0,611	50	12,350	100	0,101
5	0,872	55	15,758	105	0,121
10	1,228	60	19,941	110	0,143
15	1,705	65	25,033	115	0,169
20	2,339	70	31,188	120	0,199
25	3,169	75	38,578	125	0,232
30	4,246	80	47,390	130	0,270
35	5,628	85	57,834	135	0,313
40	7,384	90	70,139	140	0,361
45	9,593	95	84,554	145	0,415

A Figura 15 apresenta o comportamento da pressão de vapor de saturação com a temperatura variando de 0 a 100°C.

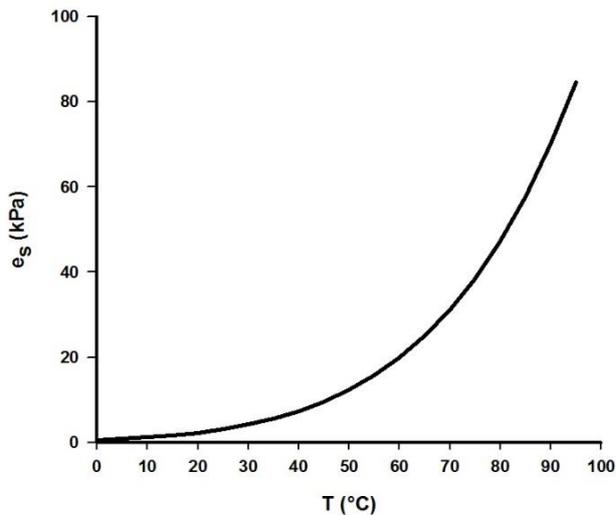


Figura 15. Relação entre a pressão de vapor de saturação e_s (kPa) e temperatura T (°C) obtido a partir dos dados da Tabela 3.

Os valores de pressão de saturação podem ser obtidos a partir da equação 3:

$$e_{ar\ sat} = 6,11 \cdot \exp \left[\frac{17,27 T_{ar}}{273,3 + T_{ar}} \right] \quad (3)$$

Onde:

$e_{ar\ sat}$ = pressão de vapor de saturação do ar [mbar]

T_{ar} = temperatura do ar [°C]

A partir do valor da pressão de vapor de saturação do ar e da umidade relativa do ar é possível calcular a pressão de vapor do ar:

$$e_{ar} = \frac{UR \cdot e_{ar\ sat}}{100} \quad (4)$$

Onde:

e_{ar} = pressão de vapor do ar [mbar]

UR = umidade relativa do ar (adimensional)

$e_{ar\ sat}$ = pressão de vapor de saturação do ar [mbar]

O termo pressão de vapor refere-se ao peso do vapor dado pela pressão que ele exerce sobre uma superfície ao nível médio do mar (MENDONÇA; DANNI-OLIVEIRA, 2007).

3.3.2 Influência da umidade relativa do ar na evaporação

A umidade relativa do ar é a relação entre a quantidade de vapor de água presente na atmosfera e a quantidade de vapor de água que teria no mesmo volume de ar se estivesse saturado

de umidade (PINTO et al, 1973; OCCHIPINT et al., 1989) A umidade relativa do ar informa o quão perto o ar está de se tornar saturado e é calculada pela equação:

$$UR = \frac{e_{ar}}{e_s} \cdot 100 \quad (5)$$

Como visto na Figura 14, quanto maior a temperatura, maior a pressão de saturação do vapor na atmosfera e, conseqüentemente, menor será a umidade relativa do ar. Estabelecendo-se, então, a relação inversa entre a umidade relativa do ar e a intensidade de evaporação.

3.3.3 Influência do vento na evaporação

As moléculas de vapor de água, transportadas para a camada da atmosfera em contato com a superfície da água, são carregadas pelo deslocamento das massas de ar.

A ação do vento é importante, pois promove a renovação dessa camada de ar, interferindo no processo de evaporação por ser capaz de retirar massas de ar saturadas substituindo-as por outras massas de ar com menor teor de vapor d'água (PINTO et al, 1973; VILLELA; MATTOS, 1975). Sem a ação do vento e, conseqüentemente, sem a retirada dessa camada, a atmosfera vizinha atingiria o estado de saturação e o processo de evaporação seria interrompido.

Além desses fatores, a pressão barométrica, a salinidade e a profundidade da massa de água também podem interferir na evaporação, mas de maneira mais discreta. No caso da pressão barométrica, só é percebida em grandes variações de altitude e apresenta uma relação inversa com a evaporação (quanto menor a pressão, maior a intensidade de evaporação). Da mesma forma ocorre com a salinidade, quanto menor a salinidade, maior a intensidade de evaporação. Já a profundidade apresenta uma relação direta, pois com o aumento da profundidade a diferença entre a temperatura do ar e da água também aumenta (PINTO et al, 1973).

3.4 Calor sensível

Calor sensível é a energia que é fornecida ou retirada das moléculas de um fluido durante o seu aquecimento ou resfriamento sem que haja mudança de estado (FERNANDES et al., 2006).

O fluxo de calor sensível ocorre por convecção (ver Figura 3-B) em resposta ao gradiente de temperatura entre o sistema aquático e a atmosfera (RODRÍGUEZ-RODRÍGUEZ; MORENO-OSTOS, 2006). O calor ganho por radiação ou condução gera a emissão de ondas longas e

contribui para o aquecimento do ar que está em contato (COLLISCHONN; TASSI, 2009). Quando as partículas passam para a região superior, o calor é transferido para as partículas mais frias e a turbulência do vento redistribui o ar aquecido resultando num fluxo de energia (COLLISCHONN; TASSI, 2009).

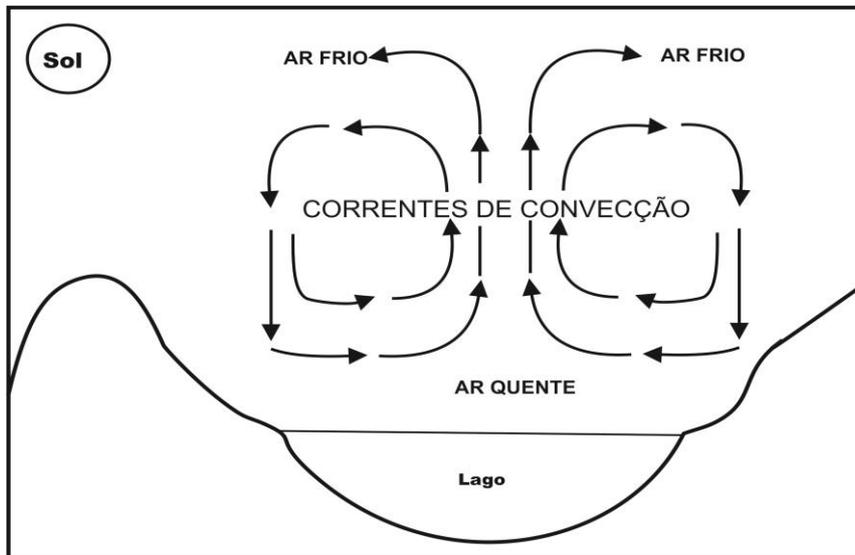


Figura 16. Esquema da circulação de correntes de convecção térmica.

A transferência de calor convectivo pode acontecer de forma natural provocada pela diferença de temperatura e, conseqüentemente, diferença de densidade das massas de ar. O aquecimento basal da atmosfera proporciona o desenvolvimento de correntes verticais ascendentes que provocam a transferência convectiva do calor (VAREJÃO-SILVA, 2006). O aquecimento da superfície pela radiação solar aquece o ar circundante, que se torna menos denso e sobe até perder calor, fica mais denso e tornar a descer. Esse movimento das massas de ar com diferentes densidades, chamadas de correntes de convecção térmica (Figura 16), intensifica o transporte turbulento.

Massas de ar movimentadas pelo vento exercem uma força sobre a superfície, porém, o relevo e a presença de obstáculos moldam o escoamento do ar exercendo uma força igual e oposta ao fluido e gerando turbulência deste (MARTINS et al., 2008). Dessa forma, a velocidade do fluido próximo à superfície é zero (Figura 17), ocorrendo troca de calor apenas por condução, o que promove o armazenamento de calor nesta área.

As mudanças em velocidade do vento, temperatura e umidade são mais significativas na vertical do que na horizontal. A absorção do impacto dos ventos pela superfície terrestre é chamada de rugosidade. A parte da atmosfera mais próxima à superfície (troposfera) pode ser dividida em

duas camadas: a camada limite atmosférica (CLA) parte mais baixa da atmosférica onde a natureza e as propriedades da superfície afetam diretamente a turbulência, ou seja, é influenciada pela rugosidade. (BRUTSAERT, 2005; MARTINS et al., 2008) e acima dela a atmosfera livre. A extensão da CLA sofre variação com a latitude, com as estações do ano e a hora do dia (de algumas centenas de metros durante a noite a 1 ou 2 km durante o dia).

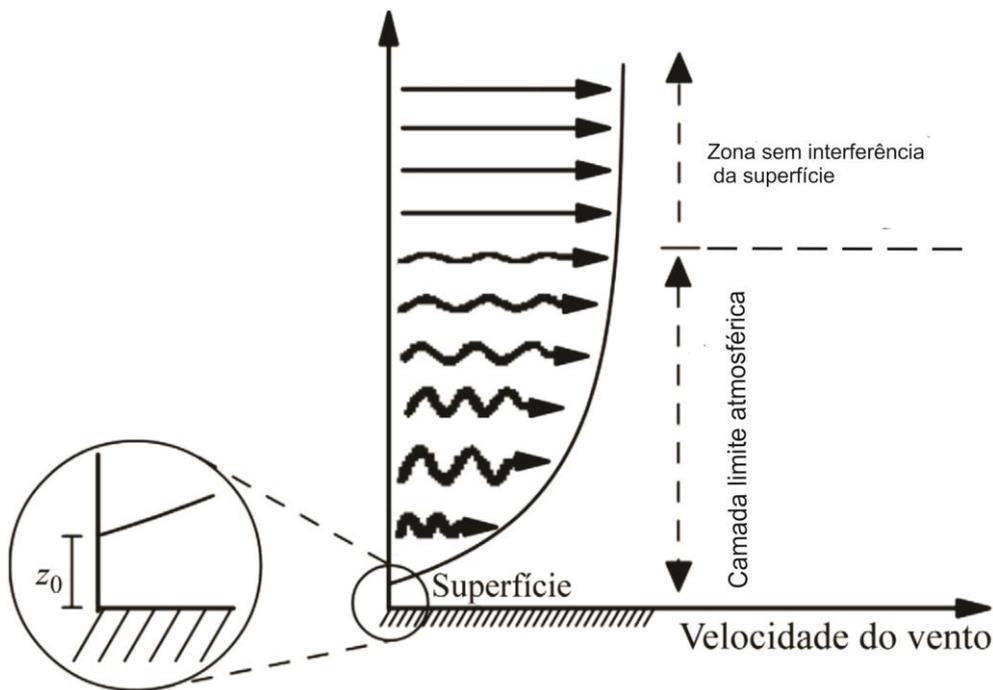


Figura 17. Perfil vertical da velocidade do vento e áreas com e sem influência da superfície. Z_0 representa a altura onde a velocidade do vento é nula (MARTINS et al., 2008).

Quando a temperatura do ar está mais elevada em relação à temperatura da água superficial, o fluxo de calor sensível assume valor negativo, o que significa que o lago irá ganhar calor. Consequentemente, valores positivos de fluxo de calor sensível representam perda de energia, o que ocorre quando a temperatura superficial da água é superior ao do ar sobrejacente.

3.5 Conteúdo e estoque de calor

A água dos lagos tem uma capacidade térmica um pouco menor do que 1 cal/g por grau ($^{\circ}\text{C}$) por causa de solutos contidos (COLE, 1994). A camada de água mais superficial do lago apresenta maiores temperaturas e, conseqüentemente, menor densidade em relação às águas mais profundas. A absorção da energia solar na coluna d'água (Figura 18) ocorre de forma diferenciada para cada região do espectro solar. A distribuição do calor pode ocorrer por condução (propagação

molecular), por transporte de massas d'água (correntes de convecção formadas pela diferença de densidade) e ainda ser afetada pela turbulência provocada pela ação do vento (ESTEVEVES, 2011).

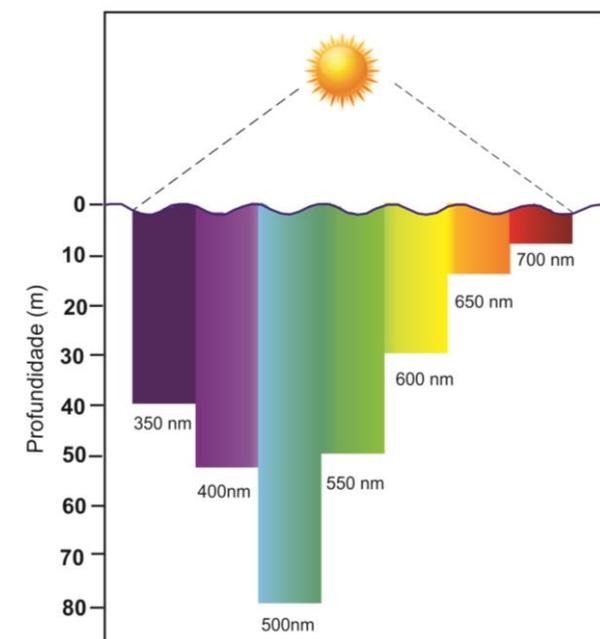


Figura 18. Penetração do espectro solar nas diferentes profundidades do corpo d'água. Adaptado de Moran e Miller (2007).

Considerando as diferenças de temperatura da água em relação à profundidade, o conteúdo de calor é calculado em estratos com diferentes temperaturas para obter o conteúdo energético por volume do lago (KJ.m^{-2} ou cal.cm^{-2}).

A alta capacidade calorífica da água, juntamente com o transporte de troca turbulenta vertical na camada de água superficial, permite grande potencial de armazenamento de calor nos lagos em comparação com o solo (NORDBO et al, 2011). O calor estocado, ou seja, a quantidade de calor armazenado no lago, muda ao longo do ano, tal como indicado pelas alterações na temperatura da água em todas as profundidades (DUTTON; BRYSON, 1962).

Com base na lei de conservação da energia, a variação da energia interna de um lago é definida pelos fluxos de entrada e saída de energia do sistema. O calor estocado pode ser medido a partir das mudanças no conteúdo de calor do lago (equação 24) durante um determinado período.

4. Metodologia

4.1 Área de Estudo

Os lagos Carioca e Dom Helvécio (Figura 19) estão situados ao sul do Parque Estadual do Rio Doce (PERD), localizado a sudoeste do estado de Minas Gerais entre os municípios de Marliéria, Dionísio e Timóteo (BRUCK et al., 1995).

O PERD foi a primeira unidade de conservação do estado de Minas Gerais, definido pelo Decreto Lei nº 1.119, assinado em 14 de julho de 1944. Possui área de 36.000 ha, sendo reconhecido como o maior remanescente de floresta atlântica no estado, disposta num mosaico de matas primárias e secundárias e rodeado por plantações de eucalipto (IEF, 2001).

Os lagos do PERD são sistemas fechados, formados por barragem (deposição de sedimento transportado pelo rio principal ao longo do seu leito) da desembocadura dos antigos afluentes do médio rio Doce e Piracicaba (PFLUG apud ESTEVES, 2011). Desde 1976, esses lagos são intensamente estudados, principalmente após a introdução do projeto de Pesquisas Ecológicas de Longa Duração (PELD-UFMG) em 1999.

O lago Dom Helvécio (Figura 19-d) é um dos lagos com maior profundidade do Brasil, apresenta profundidade máxima de 39,2 m e área superficial de 5,27 km² (BEZERRA-NETO; PINTO-COELHO, 2008). O regime de circulação é do tipo monomítico quente, com período de circulação entre maio e agosto (MATSUMURA-TUNDISI; TUNDISI, 1995). O lago tem morfometria complexa apresentando formato dendrítico, o que favorece diferentes condições ecológicas entre os compartimentos presentes.

Apesar de ser classificado como oligotrófico (MATSUMURA-TUNDISI; TUNDISI, 1995) estudos mais recentes mostram uma variação na trofia em determinados anos e períodos sazonais. Garcia (2007) avaliou a variação na trofia, conteúdo de calor e estabilidade térmica do lago entre 2001 e 2004, e verificou períodos em que o lago apresentava-se mesotrófico-eutrófico (inverno de 2002) e em outros (inverno de 2003) oligo/mesotrófico. Neste estudo destaca-se a importância do monitoramento das condições climáticas para explicar eventos observados como, por exemplo, o inverno com maior conteúdo de calor em 2002 ($>29.000 \text{ cal.cm}^{-2}$), ano de ocorrência do El Niño. Maia-Barbosa e colaboradores (2010) compararam dados disponíveis nos anos de 1978, 1983 e entre 1999 e 2006 e também constataram alterações na trofia (de oligotrófico para oligo-mesotrófico), aumento da temperatura superficial da água, redução da zona eufótica e alteração na composição da biota.

O lago Carioca (Figura 19-c) é relativamente pequeno (13,2 ha de área), pouco profundo e de morfometria simples, o que resulta numa mistura mais efetiva da coluna d'água e menor estabilidade térmica. Estudos realizados por Barbosa (1981) e a seguir por Henry e Barbosa (1989) classificaram o lago Carioca como mesotrófico, tendo seu período de mistura entre os meses de junho a agosto. Novos estudos realizados entre 2002 e 2003 mostraram uma alternância de trofia, entre oligotrófico e mesotrófico, e período de circulação durante os meses de maio a agosto (BRITO, 2005).

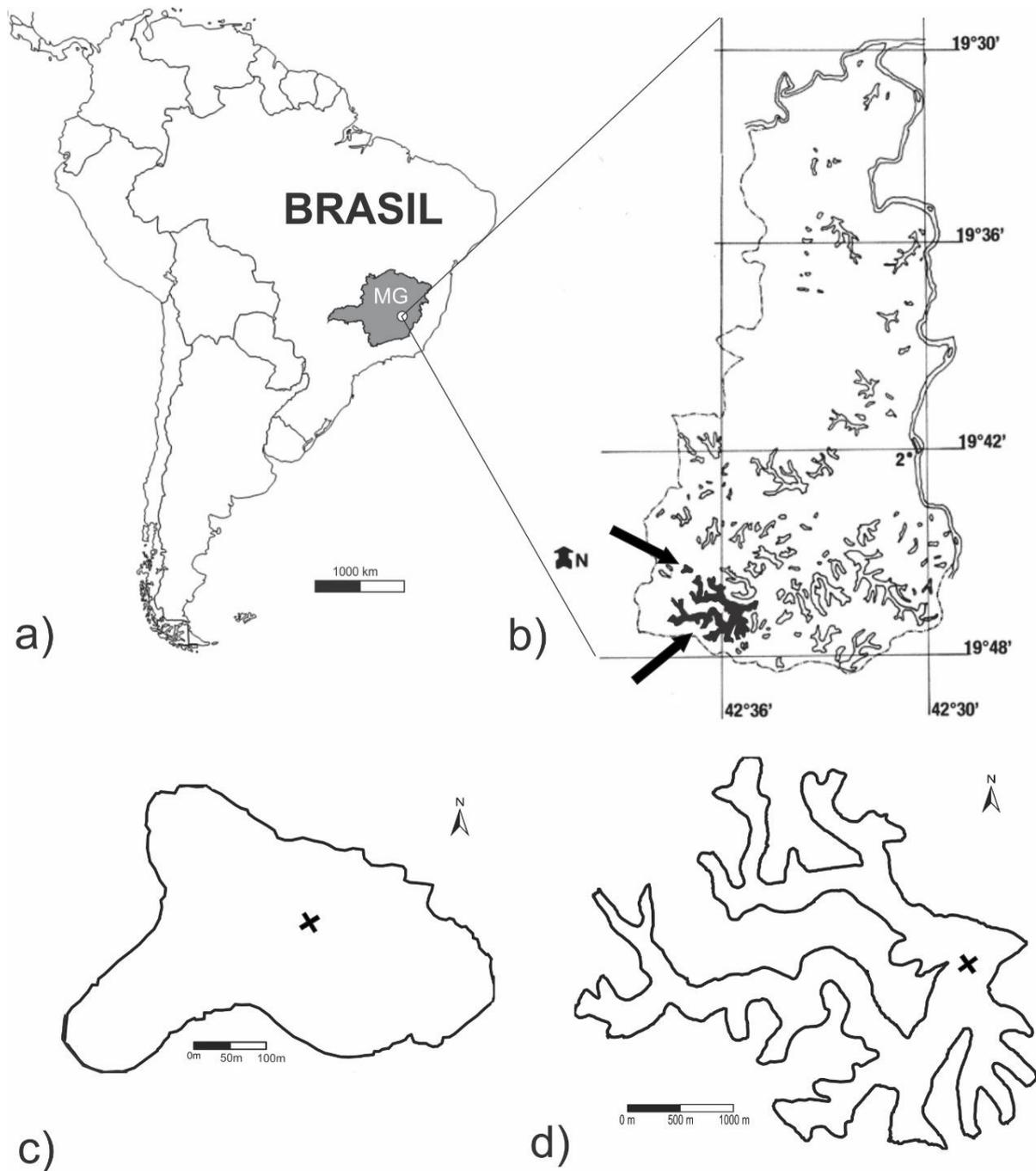


Figura 19. Os lagos estudados ficam localizados a leste do estado de Minas Gerais, Brasil (a) na bacia do rio Doce (b – destaque dos lagos em preto). A posição dos equipamentos no lago Carioca (c) e Dom Helvécio (d) estão sinalizados com a letra X (coordenadas UTM WGS 84 – 0749570;7813623 e 075.2364; 7810829 respectivamente).

4.2 Fluxo de calor

4.2.1 Parâmetros hidrometeorológicos

Os dados de temperatura do ar, pluviosidade e umidade relativa do ar para o ano de 2012 foram obtidos a partir da estação meteorológica localizada dentro do Parque Estadual do Rio Doce a menos de 2 km de distância dos lagos (<http://sinda.crn2.inpe.br/PCD/>).

Dados de velocidade do vento, temperatura da água, pressão atmosférica e radiação solar de onda curta, foram adquiridos diretamente do sistema montado sob cada um dos lagos. Os dados de temperatura superficial da água foram obtidos pelo D-opto logger (fixado a 0,5m da superfície) e uma cadeia de termístores (WQ101, Global Water®) para medição da temperatura nas demais profundidades. Para medir radiação solar de onda curta incidente ($W.m^{-2}$) foi utilizado o sensor WE300 da marca Global Water®. Um barômetro também foi acoplado à estrutura para coleta dos dados de pressão atmosférica.

O esquema da Figura 20 mostra o sistema montado no lago Carioca. O mesmo sistema foi montado no lago Dom Helvécio, diferenciando apenas na presença do sensor de radiação fixado na boia, na quantidade de termístores e, conseqüentemente, no posicionamento destes na coluna d'água (Figura 21).

Os dados obtidos na estação climatológica do PERD (temperatura do ar, umidade relativa do ar e velocidade do vento) foram coletados a cada três horas, sendo seus valores instantâneos. Dessa forma, utilizou-se um software específico (B3 - <http://www.lernz.co.nz/images/NZFSS2012/ChrisMcBrideNZFSS2012/Poster.pdf>) para interpolação dos dados e transformação para valores de hora em hora. Dados de velocidade do vento da estação meteorológica do PERD foram utilizados para o período em que o sensor *in situ* apresentou problemas. Foi realizada uma regressão para estimar os valores de temperatura que apresentaram problemas. Os dados de pressão atmosférica do lago Carioca perdidos em janeiro foram substituídos pelos dados do lago Dom Helvécio.

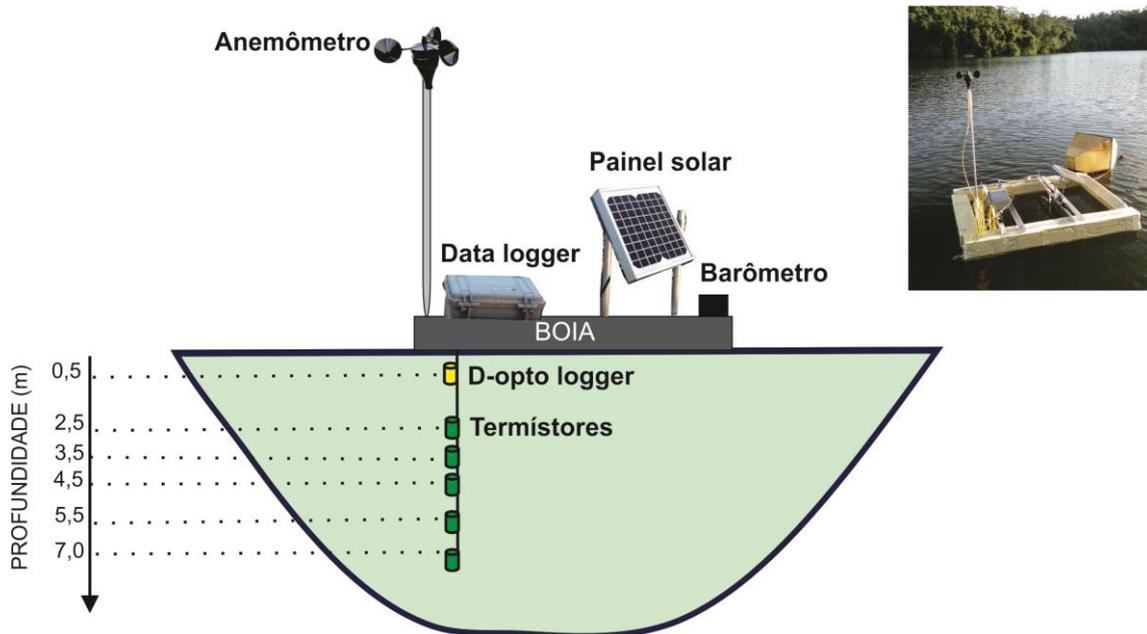


Figura 20. Esquema do sistema de captação dos parâmetros meteorológicos montado sob o lago Carioca (PERD-MG, foto da estrutura no canto superior direito).

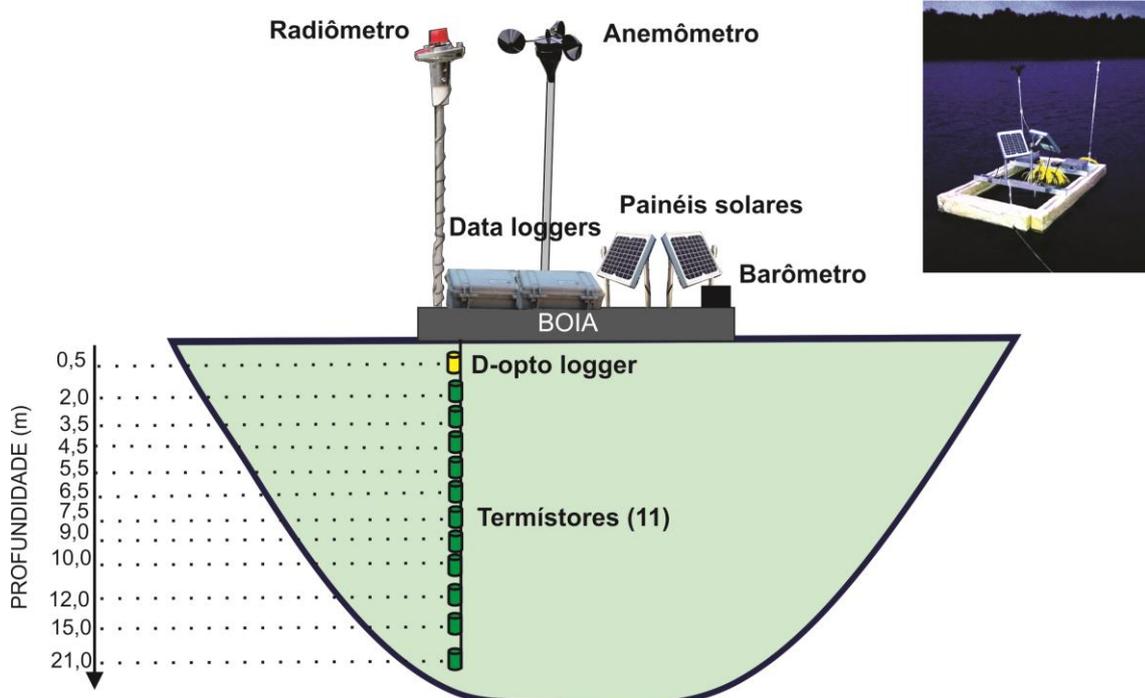


Figura 21. Esquema do sistema de captação dos parâmetros meteorológicos montado sob o lago Dom Helvécio (PERD-MG, foto da estrutura no canto superior direito).

Dois *data loggers* armazenavam os dados obtidos pelos sensores. Placas solares alimentaram o sistema, que foi monitorado durante todo o período de coleta. Os dados eram

descarregados em um computador portátil mensalmente quando recebiam manutenção (limpeza e calibragem).

4.2.2 Morfometria dos lagos

A batimetria do lago Dom Helvécio mais recente foi realizada em maio de 2007 por BEZERRA-NETO e PINTO-COELHO (2008), utilizando a ecosonda *Biosonics DT-X* (*Biosonics Inc.*) para coleta dos dados de profundidade acoplado a um *D-GPS* (*AgGPS 132* da *Trimble Co.*) para as coordenadas geográficas. Na época do referido estudo, o software utilizado para criação da carta batimétrica e cálculo dos parâmetros morfométricos primários foi o *Surfer* versão 8. Os dados brutos obtidos em 2007 foram utilizados para reconstrução da carta batimétrica e novo cálculo dos parâmetros morfométricos numa versão mais atualizada do software (*Surfer 10*).

Realizou-se novo levantamento batimétrico do lago Carioca em julho de 2013 utilizando-se o programa *Hypack 2011* para projeção das linhas de navegação a partir de uma imagem georreferenciada do lago. Os dados de profundidade foram obtidos a partir da sonda *ODOM CV-100*, acoplada a um *D-GPS Trimble* e fixados por uma haste presa a lateral do barco. A interligação destes aparelhos permitiu a captação das profundidades do reservatório em sincronia com dados de coordenadas geográficas com precisão submétrica.

As linhas com o trajeto navegado para obtenção dos dados de profundidade são apresentadas na Figura 22. A estimativa da profundidade entre os pontos coletados foi realizada através do método de interpolação krigagem, que considera maior correlação entre os valores de profundidade dos pontos mais próximos do que dos mais afastados.

As cartas batimétricas elaboradas foram processadas no programa *Surfer 10*, alimentado com os dados de profundidade, latitude e longitude (arquivo XYZ) gerados no *Hypack*. A área superficial (A_0), o volume total (V) e o perímetro (P) foram calculados a partir de sub-rotinas no mesmo software.

Os demais parâmetros morfométricos foram calculados conforme as equações apresentadas na Tabela 4 (SPERLING, 1999): profundidade média (\bar{Z}); profundidade relativa (Z_R); Índice de desenvolvimento de volume (D_V); índice de desenvolvimento de perímetro (D_P); largura máxima efetiva (L_{me}) e comprimento máximo efetivo (C_{me}). Todos os cálculos morfométricos, primários e secundários, foram recalculados para o lago Dom Helvécio.

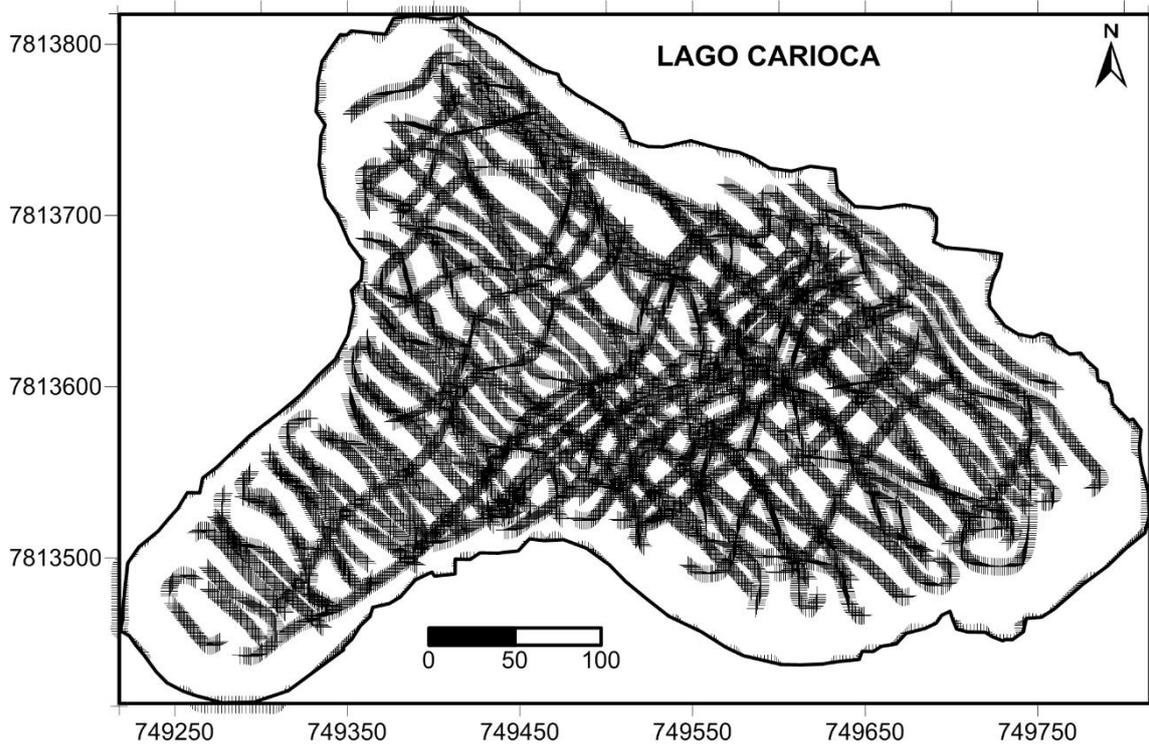


Figura 22. Linhas do trajeto de navegação realizado em 2013 para coleta de dados batimétricos no lago Carioca (PERD-MG).

Tabela 4: Metodologia de cálculo dos parâmetros morfométricos segundo Sperling (1999).

Parâmetro	Unidade	Metodologia	
\bar{Z}	m	$\bar{Z} = V / A_0$	equação 6
Z_R	%	$Z_R = 88,6 \cdot Z_{\text{máx}} / \sqrt{A_0}$	equação 7
D_V	-	$D_V = 3 \cdot \bar{Z} / Z_{\text{máx}}$	equação 8
D_P	-	$D_P = 0,28 \cdot P / \sqrt{A_0}$	equação 9
C_{me}	m	Comprimento da linha que une, sem interrupção, os dois pontos mais afastados da margem.	
L_{me}	m	Comprimento da linha perpendicular ao C_{me} conectando os dois pontos mais afastados da margem e que pode ser traçada sem interrupção.	

4.2.3 Modelagem matemática

A troca de calor através da superfície da água foi computada utilizando-se o modelo *bulk aerodynamic (BA)* (equação 10) que é definida pelo fluxo de calor resultante da radiação líquida, fluxo de calor latente de evaporação e pela transferência de calor sensível. O modelo aerodinâmico tem sido utilizado por diversos autores (HEIKINHEIMO et al., 1999; OSWALD et al., 2008; ALCÂNTARA, 2011; CURTARELLI, et al., 2012; XING et al., 2012) e também em modelos como o GLM (*General Lake Model*) e o modelo unidimensional DYRESM (*DYnamic REservoir Simulation Model*) para estimativa do fluxo de calor. As unidades usadas para os termos na equação 10 são em $W.m^{-2}$. O fluxo de calor via sedimento e calor adicionado por precipitação apresentam valores muito baixos (POTTS, 2004; RODRÍGUEZ-RODRÍGUEZ; MORENO-OSTOS, 2006), portanto, não serão incluídos no presente estudo.

$$F_s = Q_{RL} - Q_{Lat} - Q_{Sens} \quad (10)$$

Onde:

F_s = fluxo de calor superficial

Q_{RL} = calor de radiação líquida

Q_{Lat} = calor latente (evaporação)

Q_{Sens} = calor sensível (condução)

O calor proveniente da radiação líquida (equação 11) é resultado da radiação de onda curta absorvida pela água superficial (Q_{OC}) menos a radiação refletida (albedo), adicionado à radiação de onda longa atmosférica (Q_{OLA}) incidente e menos a radiação de onda longa emitida (Q_{OLE}) pela superfície do lago. A radiação de ondas curtas incidente foi obtido a partir da medição direta no lago através de radiômetro (modelo WE300 Global Water®) fixado no lago Dom Helvécio (Figura 22) e os componentes de radiação de onda longa foram estimados através das equações 12 e 13.

$$Q_{RL} = \boxed{Q_{OC} - R_{OC}(1 - A)} + \boxed{Q_{OLA} - Q_{OLE}} \quad (11)$$

Onde:

Q_{RL} = calor de radiação líquida

Q_{OC} = radiação de onda curta líquida

Q_{OL} = radiação de onda longa líquida

R_{OC} = radiação solar de onda curta

A = albedo (0,07 – adimensional)

Q_{OLA} = calor de onda longa atmosférica absorvida

Q_{OLE} = calor de onda longa emitida para a atmosfera

A estimativa da radiação de onda longa atmosférica absorvida foi realizada de acordo com a equação proposta por Abramowitz e colaboradores (2012), desenvolvida e testada com dados de torres meteorológicas de dez regiões de diferentes partes do mundo. A equação apresentou melhor aproximação da radiação de Q_{OLA} tanto em condições de céu claro quanto em condições de nebulosidade:

$$Q_{OLA} = 0,031 e_{ar} + 2,84 T_{ar} - 522,5 \quad (12)$$

Onde:

Q_{OLA} = fluxo de calor de onda longa absorvida ($W.m^{-2}$)

T_{ar} = temperatura absoluta do ar [K]

e_{ar} = pressão de vapor do ar [equação 4]

Segundo a Lei de Stefan-Boltzmann, todos os corpos emitem radiação como consequência da agitação térmica das partículas que o constituem. Sendo assim, para obter a intensidade total de radiação emitida por uma lagoa que apresenta variação da temperatura com o tempo, obtêm-se a relação entre a intensidade da radiação emitida pelo corpo e a sua temperatura absoluta. Com isso, é possível quantificar a radiação de ondas longas emitidas pelo corpo d'água (TENESSE VALLEY AUTHORITY, 1972; IDSO, 1981; CHAPRA, 1997; ALCÂNTARA, 2012):

$$Q_{OLE} = \epsilon_s \sigma (T_s + 273)^4 \quad (13)$$

Onde,

Q_{OLE} = fluxo de calor de onda longa emitida ($W.m^{-2}$)

ϵ_s = emissividade da superfície da água = 0,96 (adimensional)

σ = constante de Stefan-Boltzmann ($5,67 \cdot 10^{-8} Wm^{-2}$)

T_s = Temperatura superficial da água (à 0,5m de profundidade, °C)

As estimativas referentes ao calor latente e calor sensível foram realizadas segundo o modelo aerodinâmico (*bulk aerodynamic*) adaptado por Verburg e Antenucci (2010) para incluir as alterações na transferência de calor latente e sensível de acordo com estabilidade atmosférica.

$$Q_{LAT} = \rho_{ar} L_v C_L U_{10} (q_s - q) 0,622 p^{-1} \quad (14)$$

Onde:

Q_{LAT} = fluxo de calor de latente ($W.m^{-2}$)

C_L = coeficiente de calor latente = 0,0013 (adimensional – FISCHER et al., *apud* HYPSEY et al., 2013)

U_{10} = velocidade do vento à altura de 10m acima do nível da água ($m.s^{-1}$)

p = pressão atmosférica (mbar) medida pelo barômetro

$$\rho_{ar} = \frac{100p}{[R_{ar}(T_{ar} + 276,16)]}, \text{ densidade do ar (kg.m}^{-3}\text{)} \quad (15)$$

$$R_{ar} = 287 (1 + 0,608 q), \text{ constante dos gases para o ar úmido (J.kg}^{-1}\text{.K}^{-1}\text{)} \quad (16)$$

$$L_v = 2,501 \cdot 10^6 - 2370 T_s, \text{ calor latente de vaporização (J.kg}^{-1}\text{)} \quad (17)$$

$$q_s = \frac{0,622 e_{a sat}}{p}, \text{ umidade específica na saturação (kg.kg}^{-1}\text{)} \quad (18)$$

Onde, $e_{a sat}$ é a pressão de vapor de saturação da água, calculada por:

$$e_{a sat} = 6,11 \exp \frac{(17,27 T_s)}{(273,3 + T_s)} \quad (19)$$

$$q = \frac{0,622 e_{ar}}{p}, \text{ umidade específica do ar (kg.kg}^{-1}\text{)} \quad (20)$$

Onde, e_{ar} = pressão de vapor do ar (equação 4)

A velocidade do vento, coletada a 1 metro da superfície, foi convertida para 10 metros a partir da equação de Shertzer et al. (2003).

$$U_{10} = U_z (10 \cdot z^{-1})^{1/7} \quad (21)$$

Onde U_z é a velocidade do vento ($m.s^{-1}$) observada a uma dada altura z (m). A equação do modelo BA para calor sensível é dada pela seguinte equação 21 (VERBURG; ANTENUCCI, 2010).

$$Q_{\text{SENS}} = \rho_{\text{ar}} C_a C_s U_v (T_s - T_{\text{ar}}) \quad (22)$$

Onde:

Q_{Sens} = fluxo de calor sensível

C_a = calor específico do ar (1005 Jkg⁻¹K⁻¹), segundo Verburg e Antenucci (2010)

C_s = coeficiente de transferência de calor sensível = 0.0014 (adimensional)

O cálculo de conteúdo de calor (cal.cm⁻²) foi realizado a partir do volume, temperatura média, densidade da água e calor específico da água em cada camada ou estrato horizontal (termos entre parênteses da equação 22). Os estratos horizontais foram definidos pelo posicionamento dos termístores (Figuras 20 e 21). A área e volume de cada estrato foram calculados por uma sub-rotina do programa Surfer 10 (Tabela 5 e Tabela 10) a partir dos dados batimétricos. A temperatura de cada camada foi obtida pela média das temperaturas entre os termístores posicionados nas extremidades de cada extrato. Para calcular o fechamento do balanço de calor, o conteúdo de calor obtido para cada hora foi dividido pela área (m²) e variação do tempo (s) transformando o valor em W.m⁻² (McJANNET, 2013).

$$Q = \frac{1}{A_0 \Delta t} \left(\sum \rho_w c_w V_z T_z \right) \quad (23)$$

Onde:

Q = conteúdo de calor (W.m⁻²)

A_0 = área superficial do lago (m²)

ρ_a = densidade da água (kg.m³)

c_w = calor específico da água (1cal.g⁻¹°C⁻¹)

V_z = volume do estrato horizontal de profundidade z (m³)

T_z = temperatura média do estrato horizontal de profundidade z (°C)

A densidade da água foi calculada segundo Henderson-Sellers (1986):

$$\rho_a = 10^3 [1 - 1,9549 \cdot 10^{-5} (T_z - 384)^{1,68}] \quad (24)$$

Onde:

T_z = temperatura da água na profundidade z

A quantidade de calor que o lago ganha ou perde durante todo o ano foi estimada pela mudança no estoque de calor (equação 24). A equação para estimar essa mudança considera a diferença entre o conteúdo de calor no tempo $t + 1$ subtraído pelo conteúdo de calor no tempo t (McJANNET et al., 2013). Tanto o conteúdo de calor quanto a mudança no estoque de calor, foram estimados em intervalos de uma hora e, posteriormente, médias horárias para cada mês foram calculados para averiguar possíveis alterações durante o ano. ΔQ (estoque de calor) representa a variação no armazenamento de calor e é positiva quando o lago ganha calor (VERBURG; ANTENUCCI, 2010).

$$\Delta Q = \frac{1}{A_0 \Delta t} (\sum \rho_w c_w V'_z T'_z - \sum \rho_w c_w V_z T_z) \quad (25)$$

A fórmula utilizada para o fechamento do balanço de calor considera que o calor da radiação líquida decrescido do estoque de calor é equivalente ao fluxo de calor dos termos não-radiantes (calor latente e calor sensível):

$$Q_{RL} - \Delta Q = Q_{LAT} + Q_{SENS} \quad (26)$$

Assim, o fechamento do balanço de calor (*EBC*) foi estimado pela equação (WANG et al., 2014):

$$FBC = \frac{Q_{LAT} + Q_{SENS}}{Q_{RL} - \Delta Q} \times 100 (\%) \quad (27)$$

O calor residual absoluto ($W.m^{-2}$) é estimado pela equação:

$$Res = Q_{RL} - \Delta Q - Q_{LAT} - Q_{SENS} \quad (28)$$

4.2.4 Análise estatística

De acordo com a modelagem matemática apresentada (item 4.2.3), os componentes do fluxo de calor entre a superfície aquática e atmosfera vizinha são obtidos a partir de uma série de equações que dependem de parâmetros medidos ou calculados, além de envolver alguns termos com valores constantes. A figura 23 resume a relação entre os parâmetros medidos e os parâmetros estimados que foram utilizados para obtenção do fluxo superficial.

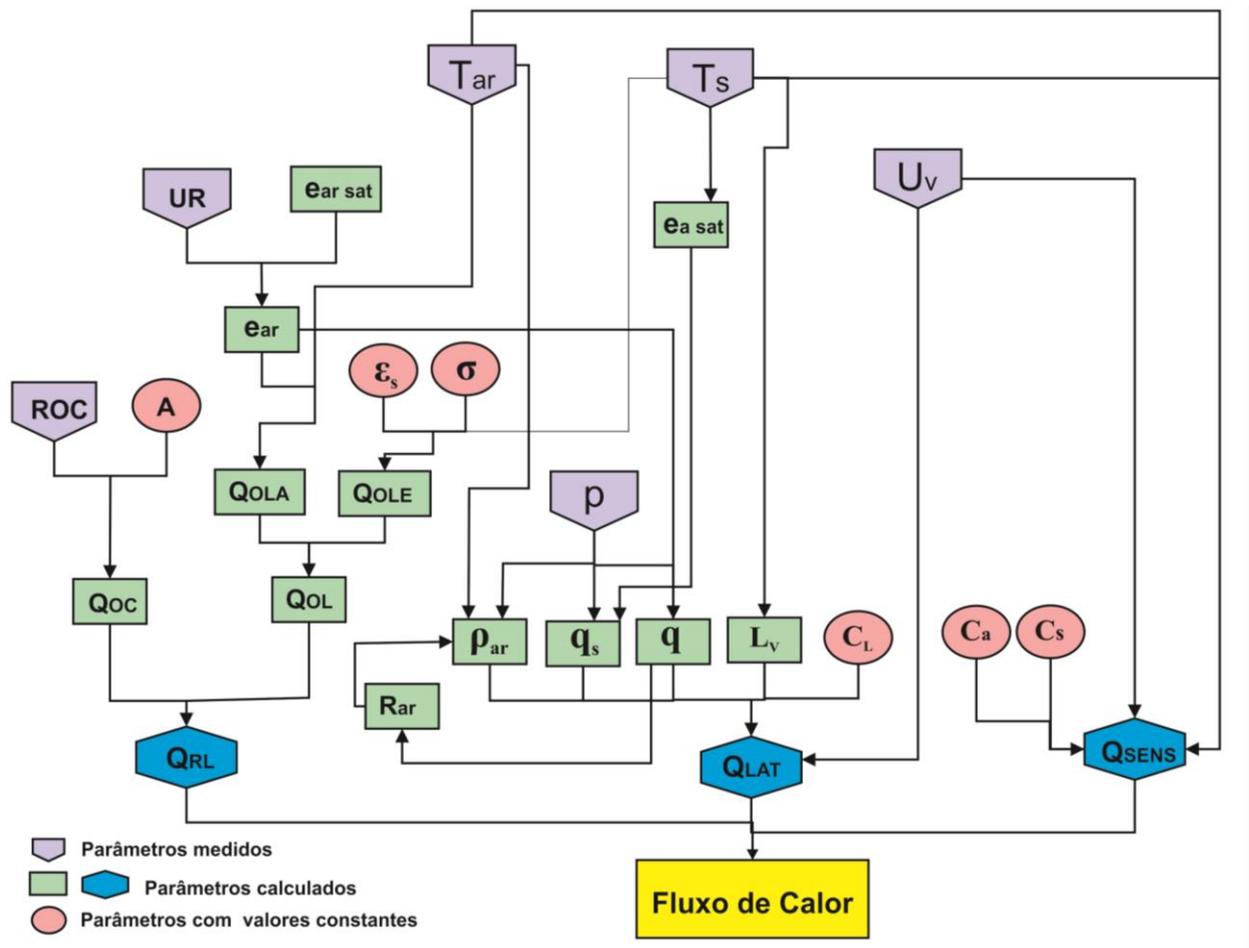


Figura 23: Fluxograma da relação entre parâmetros necessários para obtenção do fluxo de calor entre a superfície do lago e a atmosfera.

Examinando o fluxograma, é possível notar que um mesmo termo (como a temperatura do ar, por exemplo) interfere em mais de um parâmetro estimado. A fim de saber o quanto cada termo contribui para o valor final da radiação líquida, do fluxo de calor latente e do fluxo de calor sensível, foi realizada a Decomposição da Variância Total Explicada. Esta análise estatística, descrita em Chevan & Sutherland (1991), além de realizar regressão linear, analisa a importância relativa de cada componente da equação para o valor total final. A importância de cada parâmetro estimado (Q_{RL} , Q_{LAT} e Q_{SENS}) para o fluxo de calor superficial (F_s) também foi analisada.

Os cálculos foram feitos utilizando o software R versão 3.0.1 e o pacote 'relaimpo' (Grömping, 2006; R Core Team, 2013).

5. RESULTADOS

5.1 Lago Dom Helvécio

5.1.1 Dados morfométricos

O mapa batimétrico com 54.084 pontos de profundidade georreferenciados do lago Dom Helvécio (Figura 24). Os dados morfométricos são apresentados na Tabela 5 e apresentaram pouca variação dos dados anteriores (ver em BEZERRA-NETO; PINTO-COELHO, 2008).

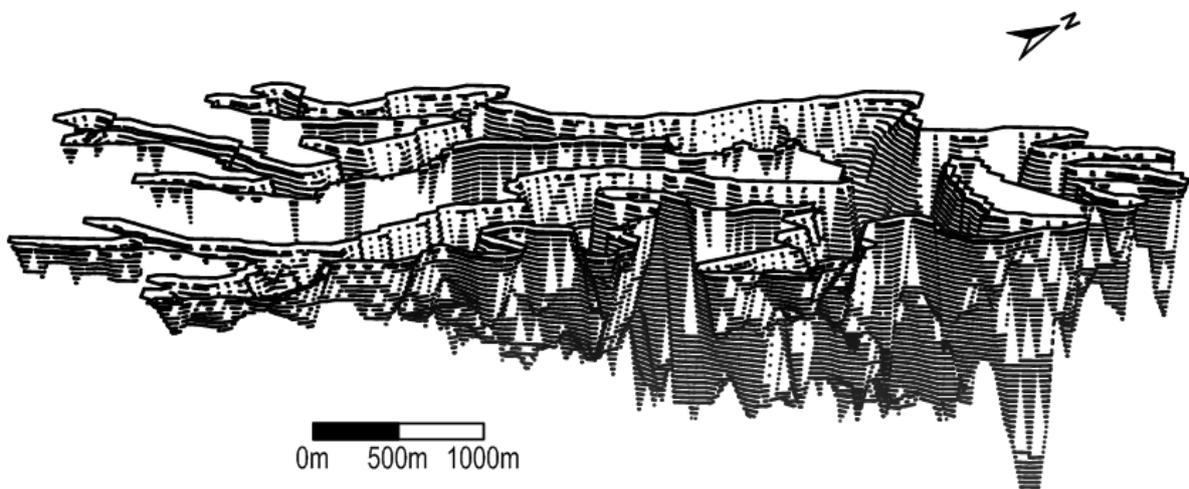


Figura 24. Imagem em 3D da batimetria do Lago Dom Helvécio (PERD-MG) realizado a partir dos dados brutos coletados em 2007 por BEZERRA-NETO e PINTO-COELHO (2008).

Tabela 5: Parâmetros morfométricos do lago Dom Helvécio (PERD-MG).

Parâmetro	Dom Helvécio
Área superficial (A)	5,31 km ²
Volume total (V)	59,9 x 10 ⁶ m ³
Profundidade máxima ($Z_{máx}$)	39,36m
Profundidade média (\bar{Z})	11,28 m
Profundidade relativa (Z_R)	1,51%
Perímetro (p)	37,7 km
Comprimento máximo efetivo (C_{me})	3,1 km
Largura máxima efetiva (L_{me})	1,2 km
Índice de desenvolvimento de volume (D_V)	0,85
Índice de desenvolvimento de perímetro (D_P)	4,58

A posição dos termístores resultaram em doze estratos horizontais representados na Figura 25. Os volumes absolutos e relativos de cada estrato estão relacionados na Tabela 6.

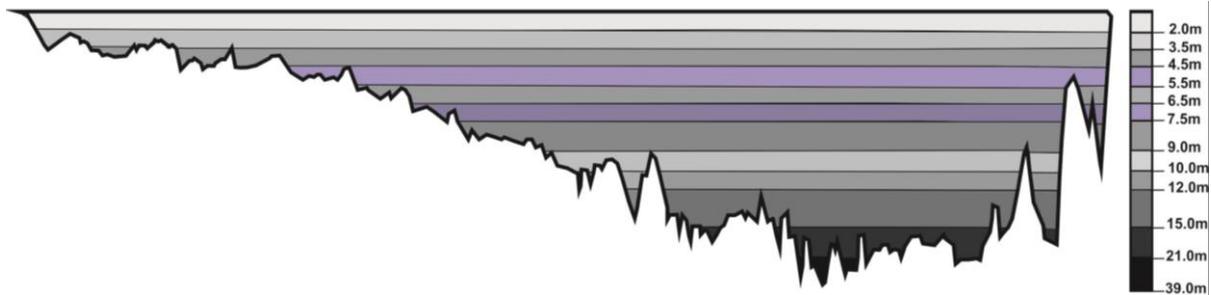


Figura 25. Esquema de um corte transversal do lago Dom Helvécio (PERD-MG) com a determinação dos doze estratos para cálculo de volume e área superficial de cada camada. Imagem obtida a partir do perfil do mapa batimétrico em 3D realizada no programa Surfer 10.

Tabela 6: Relação do volume de cada estrato horizontal utilizado no cálculo de conteúdo de calor do lago Dom Helvécio (PERD-MG).

	Volume (m ³)	Volume relativo
Estrato 1	9,59 x 10 ⁶	0.16
Estrato 2	6,45 x 10 ⁶	0.11
Estrato 3	3,93 x 10 ⁶	0.07
Estrato 4	3,65 x 10 ⁶	0.06
Estrato 5	3,38 x 10 ⁶	0.06
Estrato 6	3,12 x 10 ⁶	0.05
Estrato 7	4,22 x 10 ⁶	0.07
Estrato 8	2,54 x 10 ⁶	0.04
Estrato 9	4,55 x 10 ⁶	0.08
Estrato 10	5,67 x 10 ⁶	0.09
Estrato 11	7,68 x 10 ⁶	0.13
Estrato 12	5,0 x 10 ⁶	0.08
Total	59,9 x 10 ⁶	1

5.1.2 Dados hidrometeorológicos

Os dados utilizados na modelagem totalizaram 8.783 observações de cada parâmetro para o ano de 2012. A seguir, são apresentadas as séries de dados obtidas pela medição direta nos lagos (temperatura superficial da água, pressão atmosférica, radiação solar incidente, velocidade do vento) e os dados adquiridos através da estação climatológica do PERD (precipitação, temperatura do ar e umidade relativa do ar – Tabela 7).

A média anual da temperatura do ar foi de 21,6°C, com mínima de 8,5°C em julho e máxima de 37°C em outubro. As médias mensais mostram maiores temperaturas durante a primavera e o verão (média de 23,5°C) e menores temperaturas durante o outono e inverno (média de 19,3°C).

A umidade relativa do ar manteve médias mensais acima de 68,5% e média anual de 79,2%.

Tabela 7: Média mensal dos dados meteorológicos medidos durante o ano de 2012 no PERD – MG.

	T_{ar} (°C)	UR (%)	Precipitação (mm)
Janeiro	23,2	82,5	0,9
Fevereiro	23,9	75,5	0,0
Março	23,1	79,6	0,0
Abril	22,4	82,0	0,0
Maio	19,6	85,4	0,0
Junho	19,1	86,5	0,0
Julho	17,8	81,3	0,0
Agosto	18,6	78,6	0,0
Setembro	20,9	72,2	0,0
Outubro	23,1	68,5	0,0
Novembro	22,9	83,0	0,2
Dezembro	25,0	75,6	0,0
Média anual	21,6	79,2	0,1

O ano de 2012, como é possível verificar na Figura 26-C, apresentou curto período de chuvas, restringindo-se quase totalmente aos meses de janeiro e novembro, sendo o valor máximo de 36 mm atingido no dia 6 de novembro. Chuvas isoladas ocorreram em julho e agosto. Em 2012 a precipitação totalizou 301 mm, valor bem abaixo em relação ao ano anterior, que fechou com 1413mm.

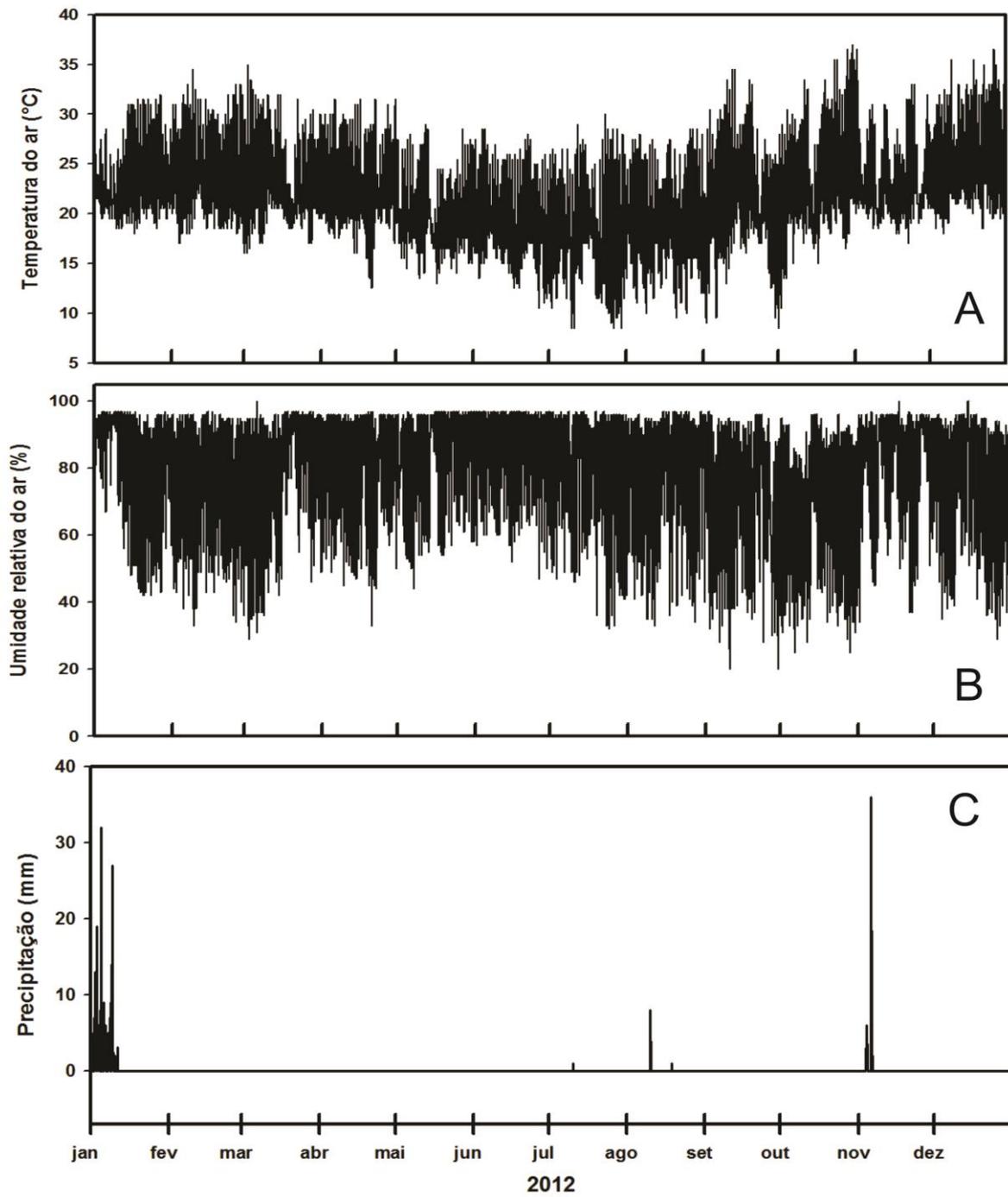


Figura 26. Série de dados meteorológicos horários de 2012 do PERD, sendo (A) temperatura atmosférica (T_{ar}), (B) umidade relativa do ar (adimensional) e (C) precipitação.

LAGO DOM HELVÉCIO

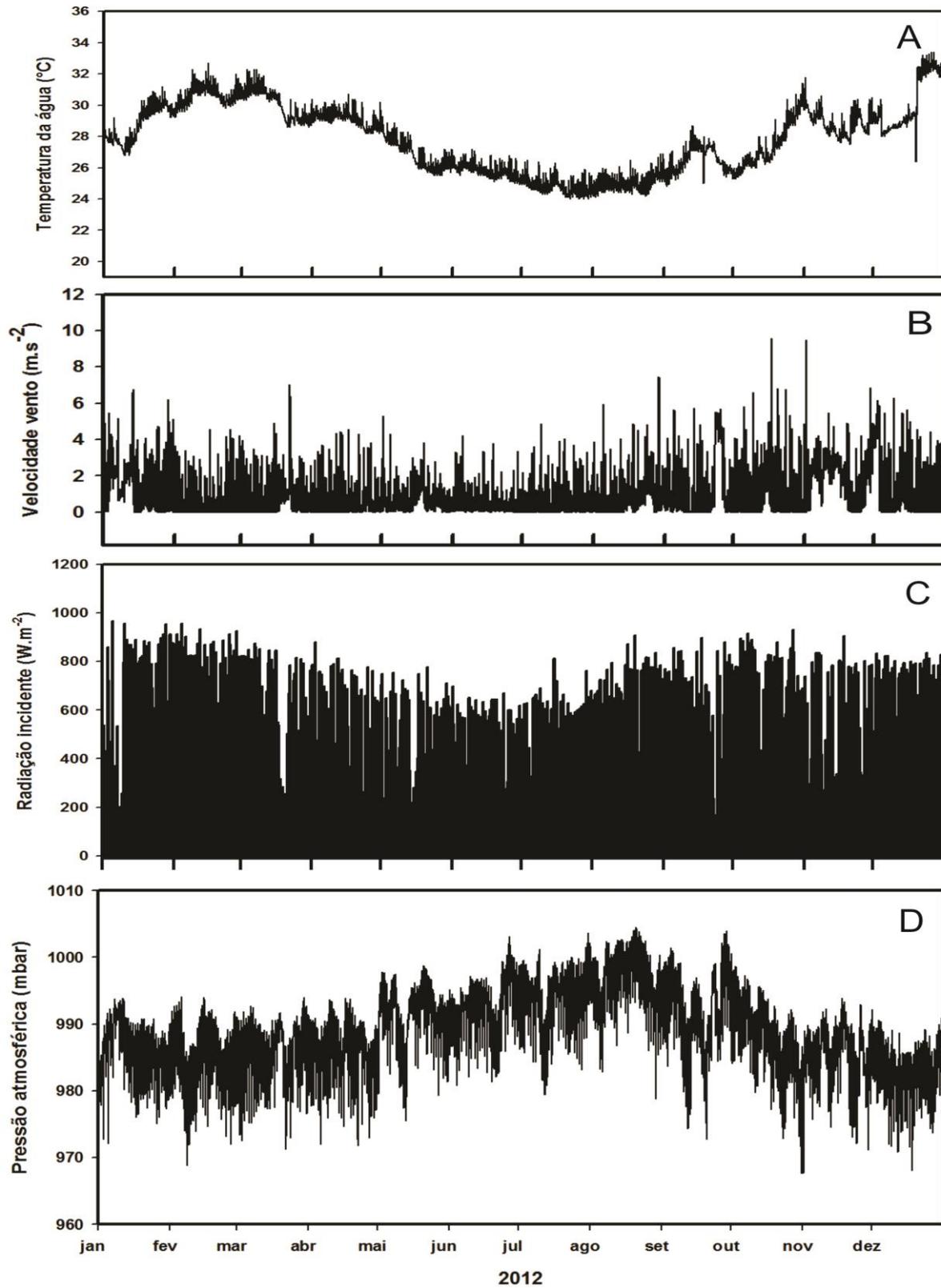


Figura 27. Dados coletados no lago Dom Helvécio (PERD-MG), sendo (A) temperatura superficial da água (°C); (B) velocidade do vento a 10 m de altura (m.s⁻¹) e (C) corresponde à radiação solar de onda curta incidente (Wm⁻²) e (D) pressão atmosférica (mbar) coletada no lago Dom Helvécio (PERD-MG) em 2012.

A temperatura superficial da água, apresentou menor variação diária, mensal e anual (medida a 0,5 m de profundidade). O menor valor foi de 24 em julho e o maior valor foi de 33°C em dezembro (Figura 27-A).

O vento chegou a atingir velocidade de 9,6 m.s⁻¹ em outubro, mas apresentou médias baixas ao longo de todo o ano (Figura 27-B). Novembro foi o mês com maior média de velocidade do vento (1,9 m.s⁻¹).

Durante 2012, o valor máximo de radiação solar de onda curta atingiu 966,5 W.m⁻² no mês de janeiro (Figura 27-C). A pressão atmosférica variou entre 967 e 1004 mbar (Figura 27-D). As médias mensais são apresentadas na Tabela 8.

Tabela 8: Médias mensais dos parâmetros meteorológicos obtidos no lago Dom Helvécio (PERD-MG) durante o ano de 2012. Onde T_s – temperatura da água superficial (°C); U₁₀ – velocidade do vento a 10 m de altura da superfície (m.s⁻¹); p_{ar} – pressão atmosférica (mbar) e R_{OC} – radiação de onda curta incidente (W.m⁻²).

	T _s (°C)	U ₁₀ (m.s ⁻¹)	p _{ar} (mbar)	R _{OC} (W.m ⁻²)
Janeiro	28,8	1,4	986,2	180.0
Fevereiro	30,7	0,4	985,1	239.5
Março	30,1	0,8	986,1	178.3
Abril	29,2	0,4	986,4	165.9
Mai	26,9	0,6	991,5	131.9
Junho	25,8	0,4	992,8	125.3
Julho	24,8	0,4	994,4	147.4
Agosto	25,0	0,8	997,1	161.9
Setembro	26,5	1,2	992,5	182.1
Outubro	27,4	0,9	988,2	198.4
Novembro	28,9	1,9	985,6	156.1
Dezembro	30,2	1,0	983,3	216.2
Média anual	27,9	0,8	989,1	173.6

A maior diferença entre a temperatura superficial da água e a temperatura do ar (T_s – T_{ar}), ocorreu no dia 1 de outubro, chegando a 16,8°C. Logo em seguida, o aumento da temperatura do

ar fez com que essa diferença atingisse -7°C no dia 23 de outubro. As médias mensais da temperatura superficial da água mantiveram-se acima da temperatura do ar durante todo o ano (Figura 28).

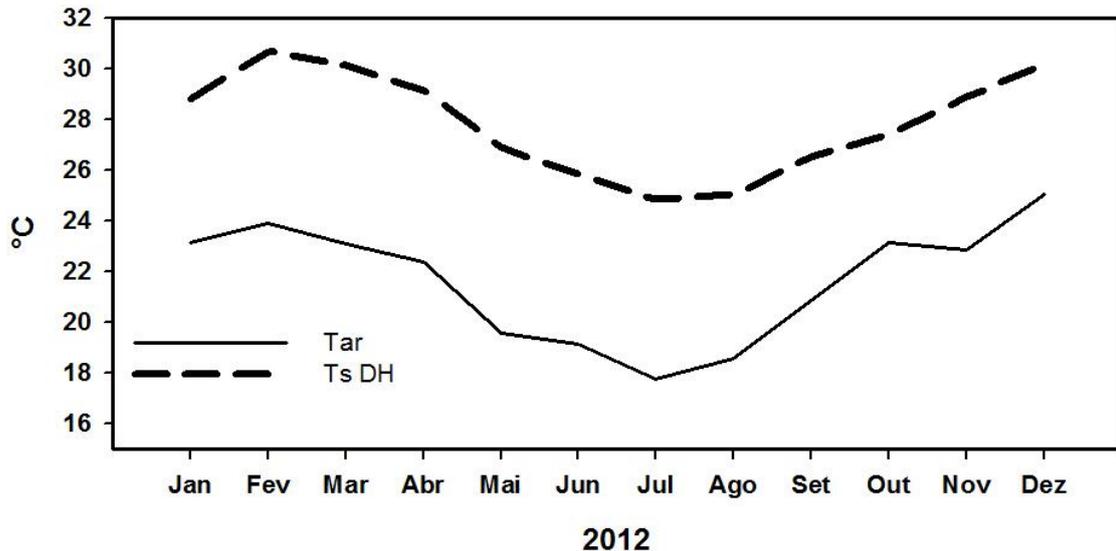


Figura 28. Comparação entre as temperaturas médias mensais do ar (T_{ar}) e da água superficial (T_s) do lago Dom Helvécio (PERD-MG) durante o ano de 2012.

5.1.3 Fluxo de calor

A Figura 29-A apresenta os dados horários dos componentes do fluxo de radiação líquida: a radiação de onda curta líquida e os dados estimados de onda longa atmosférica absorvida e onda longa emitida pelo lago. A radiação de onda curta incidente apresentou a maior variação diária e anual, atingindo o máximo de $966,5 \text{ W.m}^{-2}$ em 5 de janeiro. O calor de onda longa emitido pelo lago apresentou menor variação durante todo o ano, ficando entre $423,5$ e $479,7 \text{ W.m}^{-2}$ (média de 446 W.m^{-2}). A absorção de onda longa atmosférica pelo lago apresentou variação intermediária, com mínimo de $287,2$ e máximo de 471 W.m^{-2} (média anual de 376 W.m^{-2}).

Os fluxos de calor latente (Figura 29-B) e calor sensível (Figura 29-C) são considerados positivos quando há uma perda líquida de calor do lago para a atmosfera e negativo quando o calor está entrando no lago. Em 2012, apenas no dia 6 de dezembro (às 18h) foi computado valor negativo de calor latente para o lago Dom Helvécio. Durante o período noturno, os valores de calor latente foram baixos (próximos a zero). O valor máximo de calor latente foi de $372,5 \text{ W.m}^{-2}$ no início de novembro. A velocidade do vento apresentou importância métrica relativa de 97% para determinação de Q_{LAT} em escala horária e 79% em escala mensal ($r^2 = 0,79$).

O vento também apresentou maior influência na determinação do calor sensível, respondendo por 87% do Q_{SENS} em escala horária e 91% em escala mensal ($r^2 = 0,85$). O calor

sensível (Figura 29-C) apresentou menor variação, com mínimo de -73,7 e máximo de 107,5 $W.m^{-2}$. As médias mensais de cada componente do fluxo de calor são apresentadas na Tabela 9.

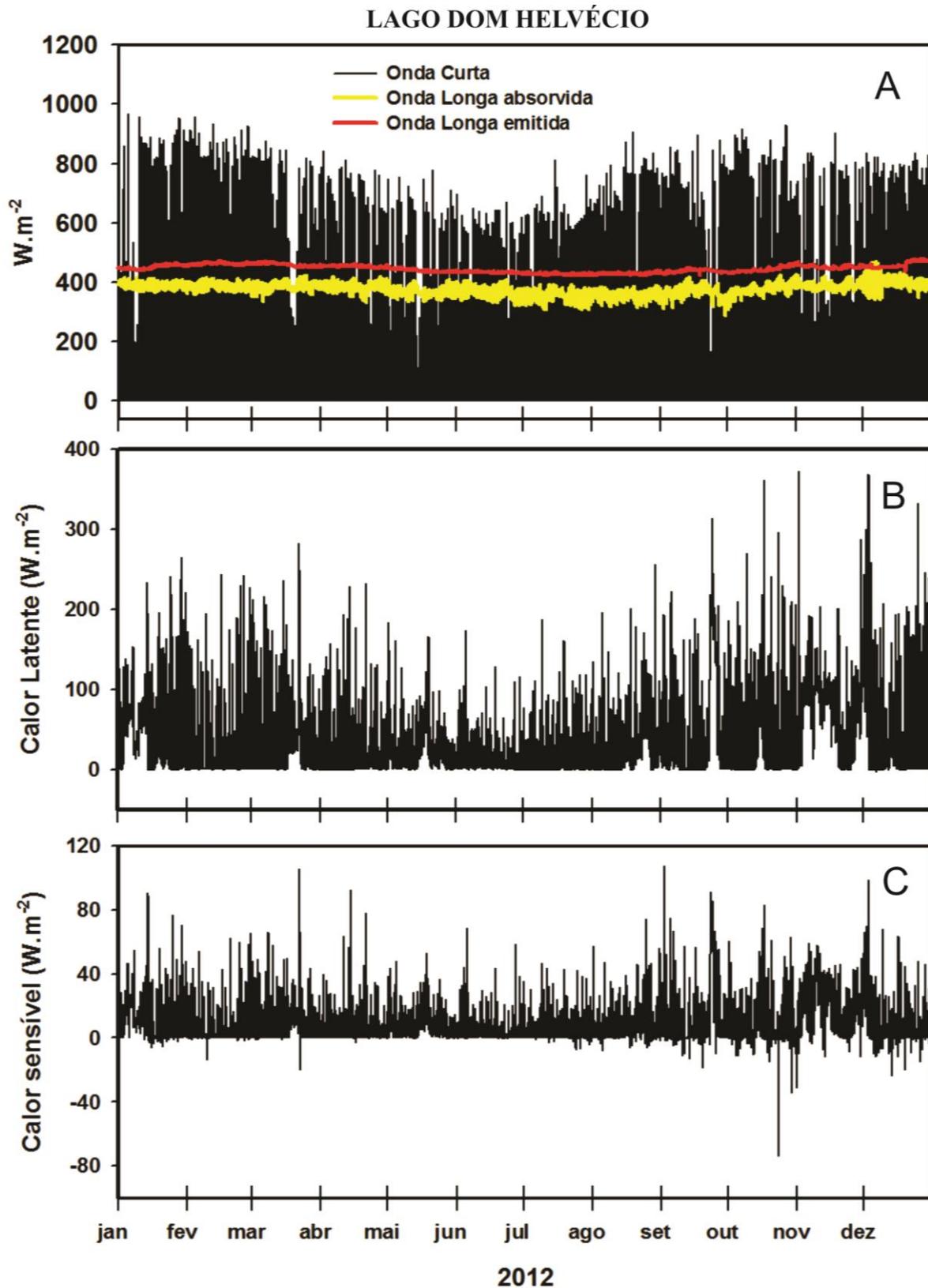


Figura 29. Dados horários dos componentes do fluxo de radiação (A), estimativas do calor latente (B) e calor sensível (C) do lago Dom Helvécio (PERD-MG) em 2012.

A Figura 30 apresenta as médias horárias mensais dos componentes do fluxo de calor do lago Dom Helvécio em 2012. A radiação líquida apresentou uma variação diária típica, com valores negativos durante a noite e positivos durante o dia. Calor latente apresentou maiores valores durante as horas mais quente do dia e apresentou valor negativo apenas em 6 de dezembro às 18h. O calor sensível variou entre $-73,8 \text{ W.m}^{-2}$ em outubro e $243,9 \text{ W.m}^{-2}$ em fevereiro, sendo as máximas diárias atingidas no período da manhã, em torno de 9h, e as mínimas em quase todo o ano (exceção de dezembro) atingida em torno das 18h. As menores variações, tanto do Q_{LAT} quanto do Q_{SENS} ocorreram durante os meses mais frios.

Os dados horários de radiação líquida, calor latente e calor sensível foram plotados em um mesmo gráfico (Figura 31) sendo a onda curta responsável por 98% do valor total ($r^2 = 1$). A radiação líquida, responsável por 53% do fluxo total de calor, apresentou menor valor em 30 de setembro às 00h ($-149,0 \text{ W.m}^{-2}$) e maior valor em 10 de janeiro às 13h ($841,5 \text{ W.m}^{-2}$). O calor latente apresentou valores maiores em relação ao calor sensível. Os valores das médias mensais de cada componente e o fluxo total de calor ($= Q_{\text{RL}} - Q_{\text{SENS}} - Q_{\text{LAT}}$) estão representados na Figura 32.

Onda longa emitida apresentou valores maiores do que a onda longa absorvida durante quase todo o ano, com exceção de um período curto no mês de dezembro (4 a 7 /12). O aumento da absorção de onda longa atmosférica nesses dias, ocorria sempre após as 17h, quando a temperatura atmosférica apresentou valores maiores do que a temperatura superficial da água.

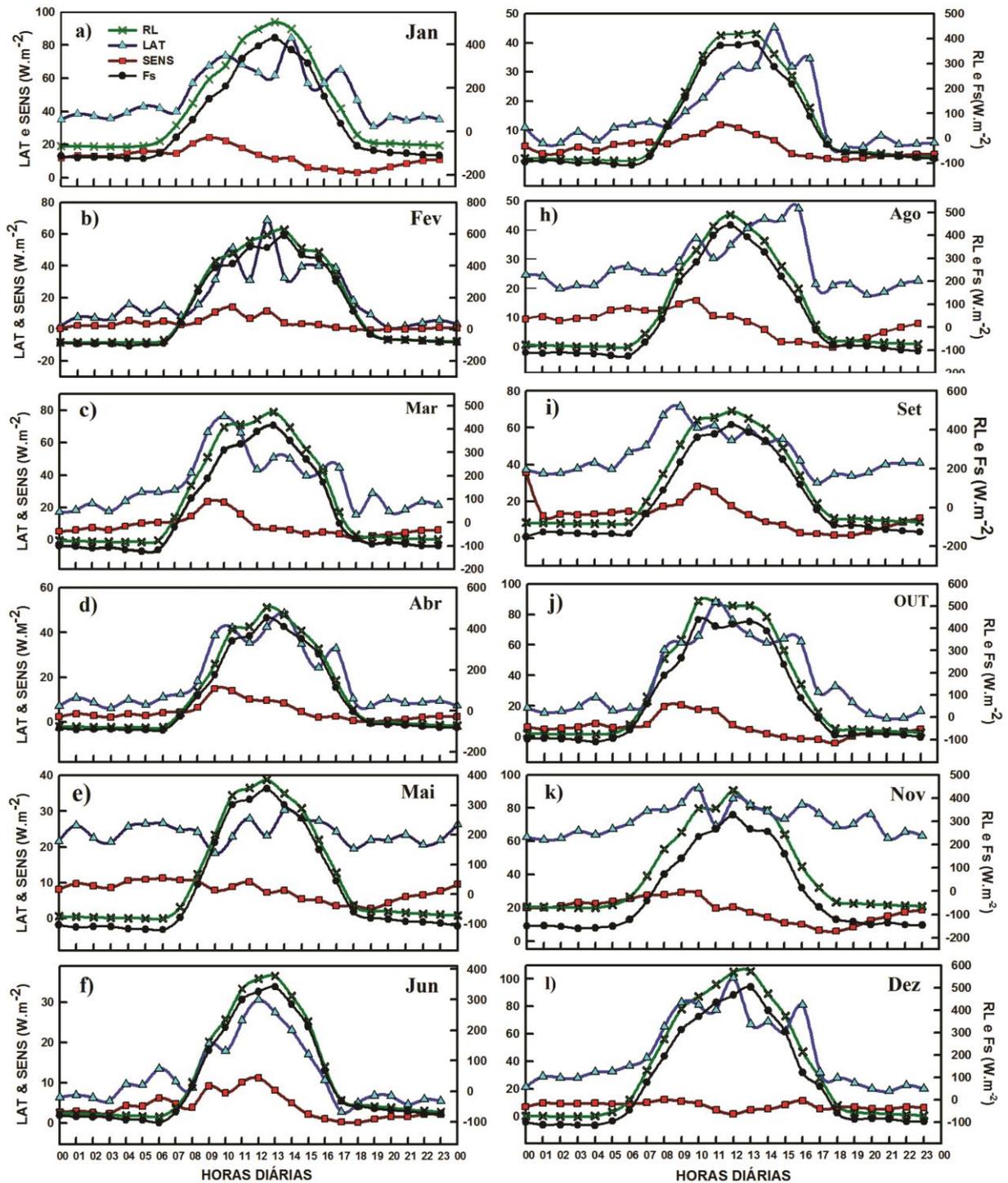


Figura 30. Ciclos diários obtidos pelas médias horárias mensais dos fluxos de Calor Latente (LAT), Calor Sensível (SENS), fluxo de Radiação Líquida (RL= radiação de onda curta + radiação de onda longa absorvida – radiação de onda longa emitida) e fluxo de calor total entre a superficial e a atmosfera ($F_s = RL - SENS - LAT$) do lago Dom Helvécio no ano de 2012. Observe que em cada figura são apresentadas diferentes escalas no eixo Y para melhor visualização das variações diárias.

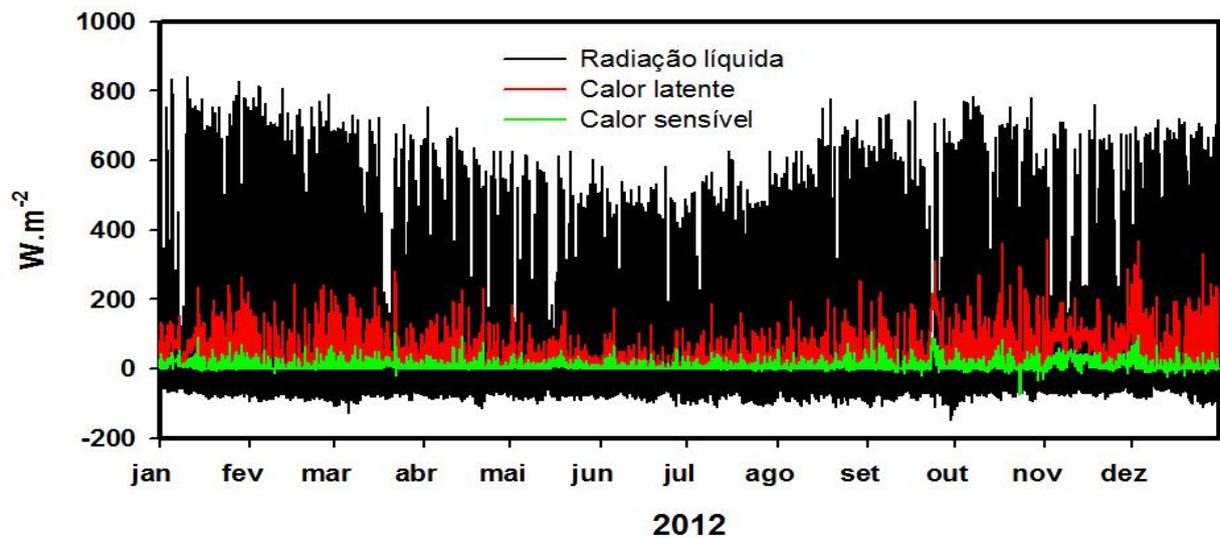


Figura 31. Variação dos seus componentes do fluxo de calor do lago Dom Helvécio (PERD-MG): radiação líquida, calor latente e calor sensível em 2012.

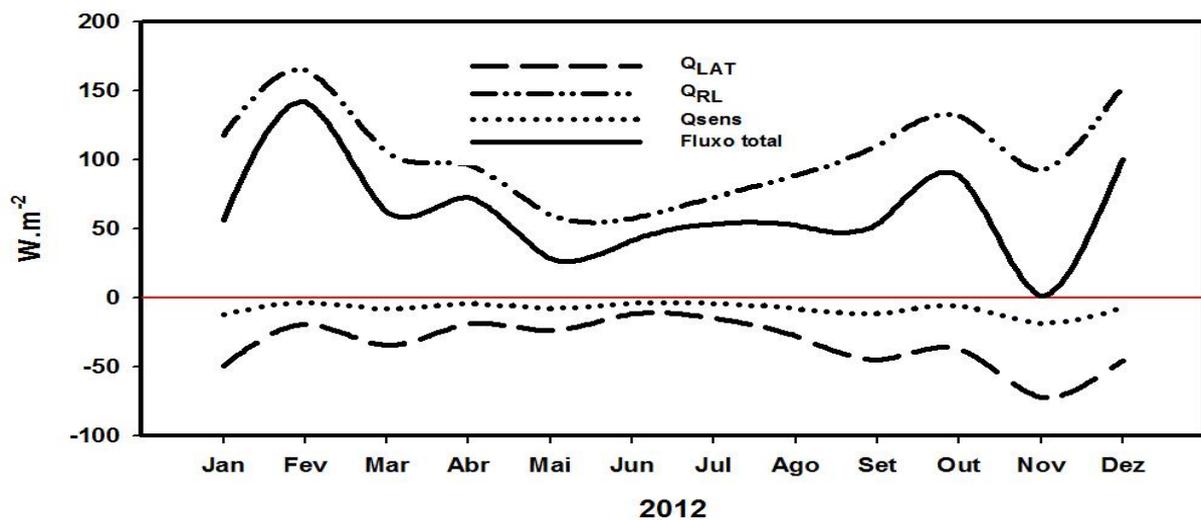


Figura 32. Variação das médias mensais do fluxo total de calor (linha contínua) do lago Dom Helvécio e dos seus componentes (Q_{RL} – radiação líquida, Q_{LAT} – calor latente e Q_{SENS} – calor sensível) no ano de 2012, Valores acima da linha de referência no valor zero (em vermelho) representam ganho de calor e valores abaixo da linha representam a perda de calor para a atmosfera.

5.1.4 Conteúdo e estoque de calor

O lago Dom Helvécio iniciou 2012 com $291,8 \text{ KJ.m}^{-2}$ e os dados brutos são apresentados na Figura 33. O menor conteúdo de calor ocorreu em julho ($267,9 \text{ KJ.m}^{-2}$) e o maior em dezembro ($322,5 \text{ KJ.m}^{-2}$).

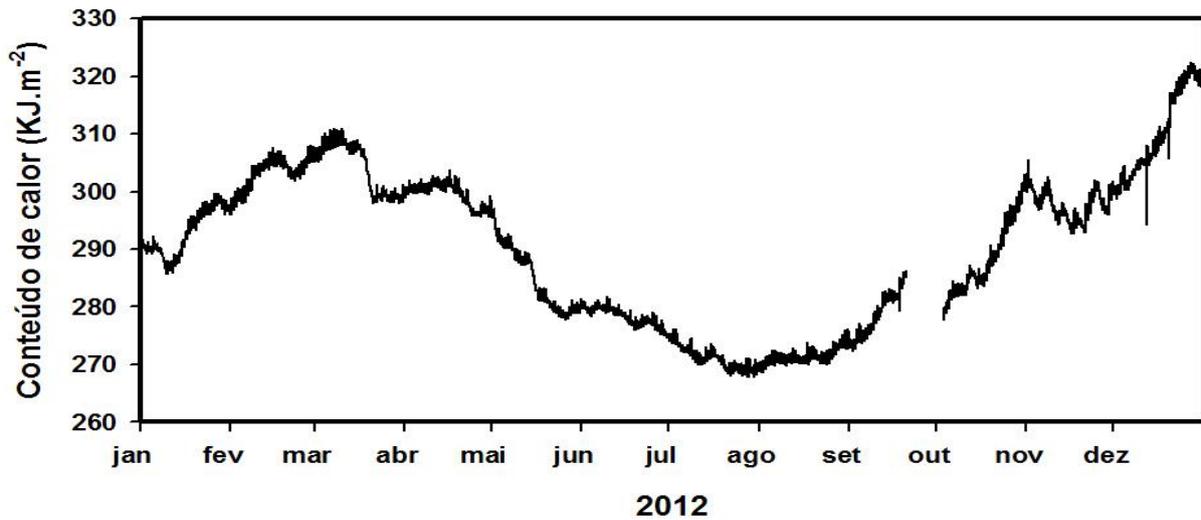


Figura 33. Mudança do conteúdo de calor no lago Dom Helvécio (PERD-MG) em 2012. A interrupção da linha entre o final de setembro e início de outubro representa o período em que houve perda de dados da temperatura de alguns termístores.

A Figura 34 apresenta as mudanças nos valores das médias mensais do estoque de calor (ΔQ) no lago Dom Helvécio durante o ano de 2012. Valores positivos representam o ganho de calor e consequente aumento no estoque de calor e valores negativos a perda e consequente diminuição na estocagem do calor.

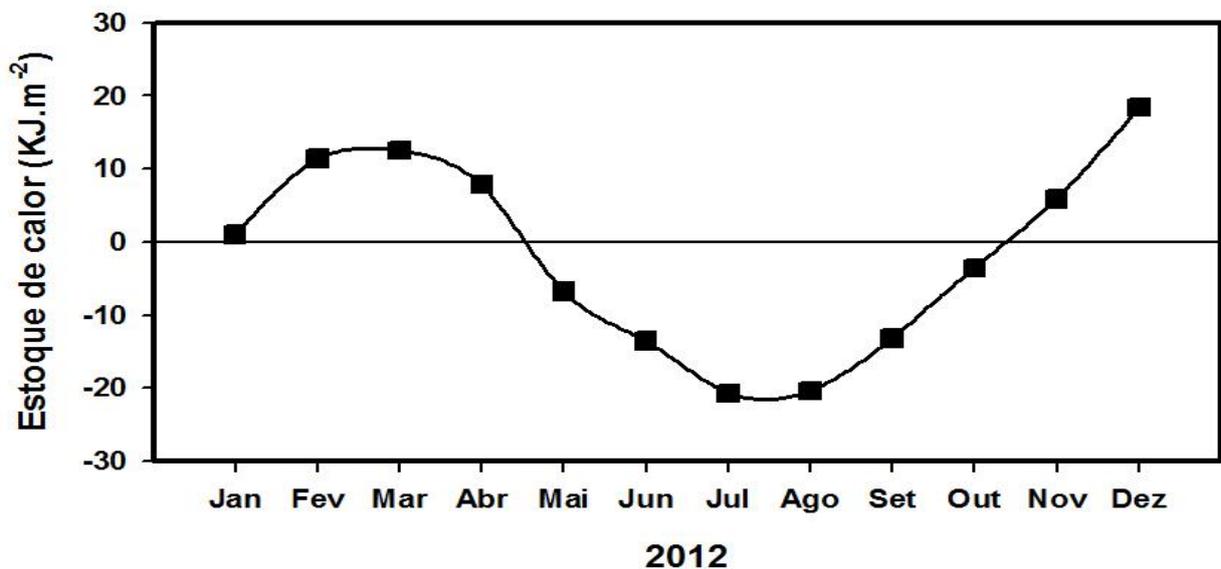


Figura 34. Mudança no estoque de calor no lago Dom Helvécio (PERD-MG) durante o ano de 2012.

Os dados das médias mensais e anual dos componentes do fluxo de calor, do estoque de calor, do fechamento do balanço de calor e valor absoluto residual são apresentados na Tabela 9. Na maioria dos meses, o fechamento do balanço de calor foi baixo (média de 50%), com exceção do mês de novembro no qual a soma das médias mensais de calor latente e calor sensível superaram

as entradas de calor via radiação, fechando o balanço de calor em 114,4% e com perda de 11,5 W.m².

Tabela 9: Resultados das médias mensais e anual dos principais parâmetros meteorológicos e componentes utilizados no fechamento do balanço energético no lago Dom Helvécio (PERD-MG) em 2012. Onde RL = radiação líquida; ΔQ = estoque de calor; Q_{LAT} = calor latente; Q_{SENS} = calor sensível; Res = calor residual absoluto; ECB = fechamento do balanço de calor; e_s = pressão de vapor da água superficial; e_{ar} = pressão de vapor do ar; T_s = temperatura da água a 0,5m de profundidade; T_{ar} = temperatura atmosférica; U_{10} = velocidade do vento a 10m de altura da superfície do lago; UR = umidade relativa do ar.

	RL (W.m ⁻²)	Q_{LAT} (W.m ⁻²)	Q_{SENS} (W.m ⁻²)	ΔQ (W.m ⁻²)	ECB (%)	Res (W.m ⁻²)	$e_s - e_{ar}$ (mbar)	$T_s - T_{ar}$ (°C)	U_{10} (m.s ⁻²)	UR (%)
Jan	105,5	49,5	12,3	0,27	58,7	43,4	10,8	5,6	1,4	82,5
Fev	147,9	19,4	3,6	3,16	15,9	121,8	13,7	6,8	0,4	75,5
Mar	92,7	34,9	8,3	3,48	48,4	46,1	13,8	7,0	0,8	79,6
Abr	84,6	18,9	4,6	2,18	28,4	58,9	12,7	6,8	0,4	82,0
Mai	50,7	24,0	7,8	-1,89	60,5	20,8	12,2	7,3	0,6	85,4
Jun	48,6	11,9	4,1	-3,77	30,5	36,4	10,6	6,7	0,4	86,5
Jul	62,3	15,2	4,3	-5,76	28,7	48,5	10,2	7,1	0,4	81,3
Ago	77,2	27,8	8,1	-5,67	43,3	47,0	9,7	6,5	0,8	78,6
Set	97,4	45,5	11,6	-3,67	56,4	44,0	9,0	5,7	1,2	72,2
Out	117,7	37,4	6,1	-0,99	36,7	75,2	7,0	4,3	0,9	68,5
Nov	81,2	72,4	18,6	1,64	114,4	-11,5	11,4	6,0	1,9	83,0
Dez	138,3	45,9	7,7	5,11	40,2	79,7	10,4	5,1	1,0	75,6
2012	92,0	33,6	8,1	-0,5	50,0	50,9	11,0	6,2	0,8	79,2

5.2 Lago Carioca

5.2.1 Dados morfométricos

O levantamento batimétrico do lago Carioca (Figura 35) resultou em 12.171 pontos de profundidade. O ponto de maior profundidade apresentou 10,35m (coordenadas UTM WGS-84, 749560,7; 7813576). Os principais dados morfométricos são apresentados na Tabela 10.

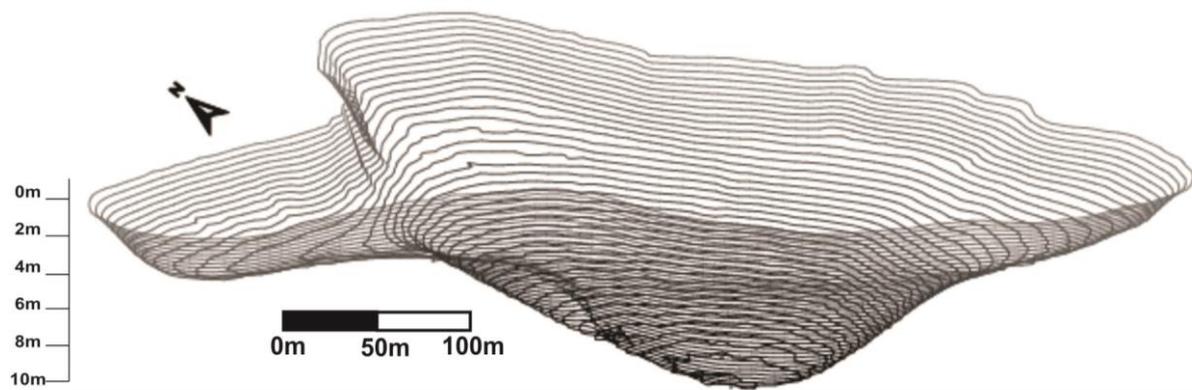


Figura 35. Imagem em 3D do lago Carioca (PERD-MG) realizada em 2013, gerada no programa Surfer 10.

Tabela 10. Parâmetros morfométricos do lago Carioca (PERD-MG).

Parâmetro	Carioca
Área superficial (A)	0,14 km ²
Volume total (V)	5,59 x 10 ⁵ m ³
Profundidade máxima ($Z_{máx}$)	10,35 m
Profundidade média (\bar{Z})	4,11 m
Profundidade relativa (Z_R)	2,48%
Perímetro (p)	1,82 km
Comprimento máximo efetivo (C_{me})	558,8 m
Largura máxima efetiva (L_{me})	440,9 m
Índice de desenvolvimento de volume (D_V)	1,19
Índice de desenvolvimento de perímetro (D_P)	1,38

A posição dos termístores resultaram em seis estratos horizontais no lago Carioca e os volumes são apresentados na Figura 36 e Tabela 11.

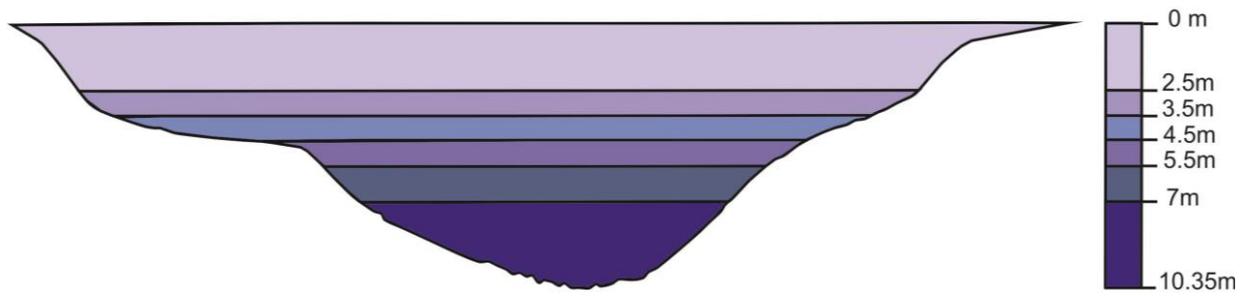


Figura 36. Esquema de um corte transversal do lago Carioca (PERD-MG) com a determinação dos seis estratos para cálculo de volume e área superficial de cada camada. Imagem obtida a partir do perfil do mapa batimétrico em 3D realizada no programa Surfer 10.

Tabela 11: Relação do volume de cada estrato horizontal utilizado no cálculo de conteúdo de calor do lago Carioca (PERD-MG).

Lago Carioca		
	Volume (m ³)	Volume relativo
Estrato 1	29,4 x 10 ⁴	0,52
Estrato 2	8,79 x 10 ⁴	0,16
Estrato 3	6,06 x 10 ⁴	0,11
Estrato 4	4,24 x 10 ⁴	0,08
Estrato 5	4,35 x 10 ⁴	0,08
Estrato 6	3,44 x 10 ⁴	0,06
Total	56,32 x 10 ⁴	1

5.2.2 Dados hidrometeorológicos

Os dados de temperatura do ar, umidade relativa do ar, precipitação e radiação de onda curta incidente utilizados para o fluxo de calor do lago Carioca são os mesmos apresentados na Tabela 7 e Figura 26 e utilizados para o lago Dom Helvécio.

A temperatura superficial do lago Carioca variou entre 22,2 e 34,4°C, com média anual de 27,5°C (Figura 37-A). A velocidade do vento (Figura 37-B) manteve-se baixa durante todo o ano, com média de 0,7 m.s⁻¹, sendo o valor máximo atingido em novembro (15,9 m.s⁻¹). A pressão atmosférica (Figura 37-C) variou entre 962,7 e 1002,5 mbar (média anual de 897,2 mbar). Na Tabela 12 são apresentados os valores das médias mensais dos parâmetros coletados no lago Carioca.

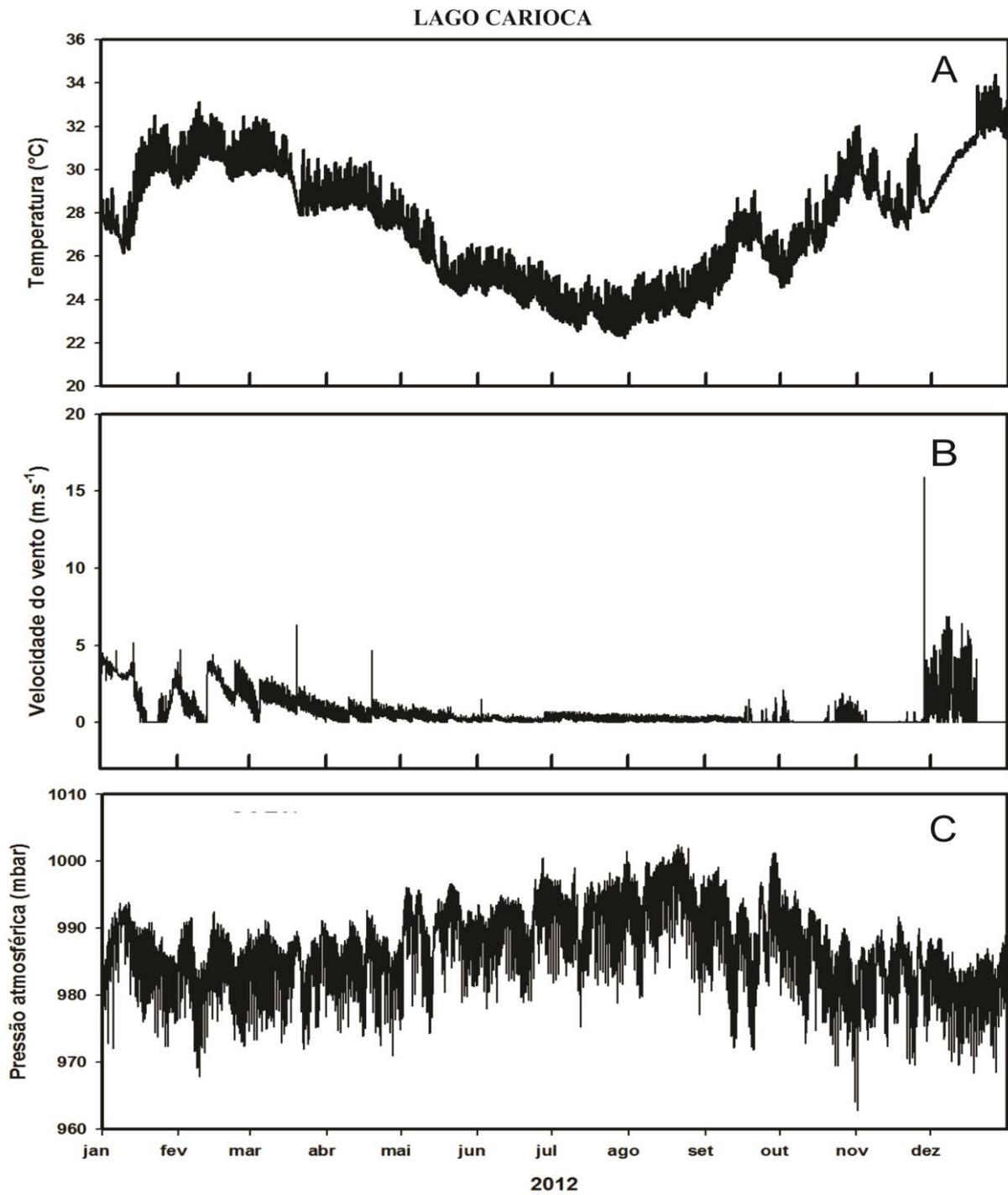


Figura 37. Dados coletados no lago Carioca (PERD-MG), sendo (A) temperatura superficial da água (°C); (B) velocidade do vento a 10 m de altura (m.s⁻¹) e (C) pressão atmosférica (mbar) durante o ano de 2012.

Tabela 12: Médias mensais dos parâmetros meteorológicos obtidos no lago Carioca (PERD-MG) durante o ano de 2012.

	$T_s (^{\circ}C)$	$U_{10} (m.s^{-1})$	$p_{ar} (mbar)$
Janeiro	29,0	1,9	985,6
Fevereiro	30,8	1,9	983,5
Março	29,8	1,3	984,5
Abril	28,6	0,6	984,8
Mai	25,9	0,3	989,9
Junho	24,8	0,2	990,7
Julho	23,5	0,3	992,0
Agosto	24,1	0,2	994,5
Setembro	26,2	0,2	989,9
Outubro	27,6	0,2	985,7
Novembro	28,9	0,2	983,3
Dezembro	31,2	1,1	981,4
Média anual	27,5	0,7	987,2

No início de setembro a diferença entre a temperatura superficial da água e do ar ($T_s - T_{ar}$) chegou a $16,3^{\circ}C$ e logo em seguida, o aumento da temperatura do ar fez com que essa diferença atingisse $-6,8^{\circ}C$ em outubro. As médias mensais da temperatura superficial da água e da temperatura do ar durante o ano são apresentadas na Figura 42.

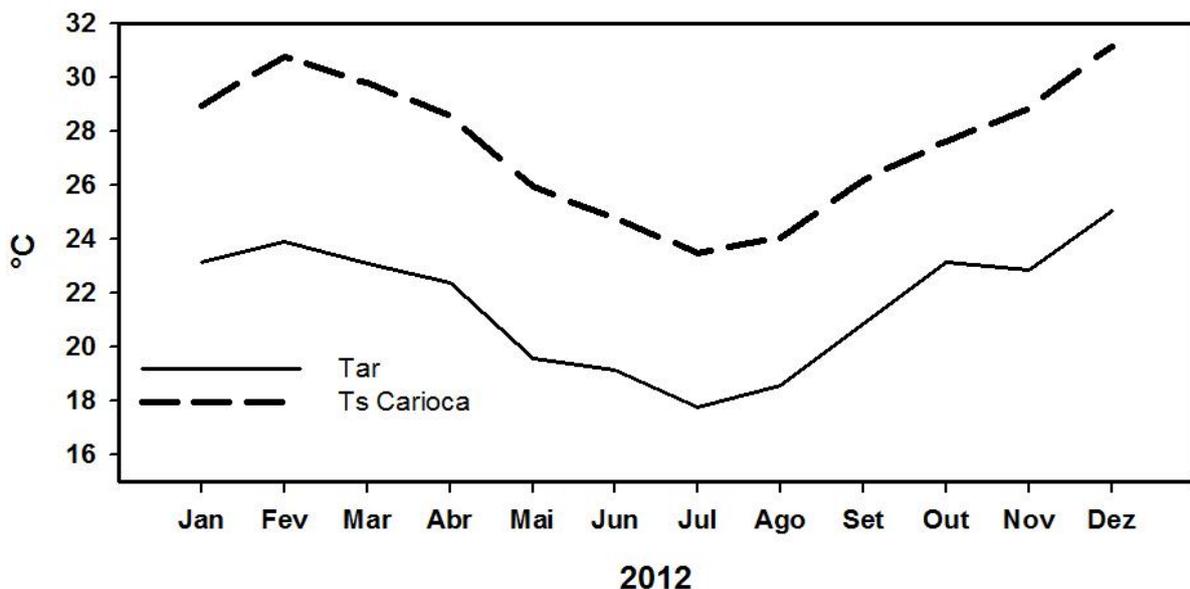


Figura 38. Comparação entre as temperaturas médias mensais do ar (T_{ar}) e da água superficial (T_s) do lago Carioca (PERD-MG) durante o ano de 2012.

5.2.3 Fluxo de calor

Os dados horários dos fluxos de calor radiantes (onda curta incidente e onda longa absorvida e emitida pelo lago) e não-radiantes (calor latente e sensível) do lago Carioca em 2012 estão representados na Figura 38. A radiação líquida de onda curta incidente foi o parâmetro com maior importância relativa, tanto na análise das médias mensais (60%) quanto na análise considerando os dados horários (98%).

A radiação de onda curta apresentou valores superiores aos dados de onda longa atmosférica absorvida (variação entre 287,2 a 471,0 W.m^{-2}) e aos dados de onda longa emitida pelo lago Carioca (variação entre 423,4 e 485,9 W.m^{-2}). As médias mensais são apresentadas na Tabela 13. A Figura 39 apresenta as médias horárias mensais dos componentes do fluxo de calor do lago Carioca em 2012.

O calor sensível oscilou entre valores positivos e negativos durante todo o ano, com máxima de 103,6 W.m^{-2} em março e mínima de -41,4 W.m^{-2} em dezembro. Os parâmetros utilizados na análise estatística dos dados do fluxo de calor sensível (velocidade do vento, densidade da água e a diferença da temperatura do ar e da água) responderam melhor em escala horária ($r^2 = 0,71$) do que em escala mensal ($r^2 = 0,11$). A velocidade do vento foi o fator de maior importância relativa, sendo responsável por 81% do valor total.

O calor latente entre maio e setembro de 2012 apresentou valores próximos a zero, atingindo seu valor máximo no final de novembro (471,8 W.m^{-2}). A velocidade do vento respondeu 47% do fluxo de calor latente em análise mensal e 84% considerando os dados horários.

A análise estatística do fluxo de calor total apresentou proporção de variância explicada pelo modelo em 100%, tanto da análise de médias mensais quanto dos dados horários ($r^2 = 1$). Na análise realizada em escala mensal, o calor sensível foi o parâmetro que apresentou maior importância relativa (0,39) seguido do calor latente e radiação líquida (0,32 e 0,28 respectivamente). Considerando os dados horários, a radiação líquida responde 97% dos valores do fluxo total, o calor latente responde em 2% e o calor sensível em 1%.

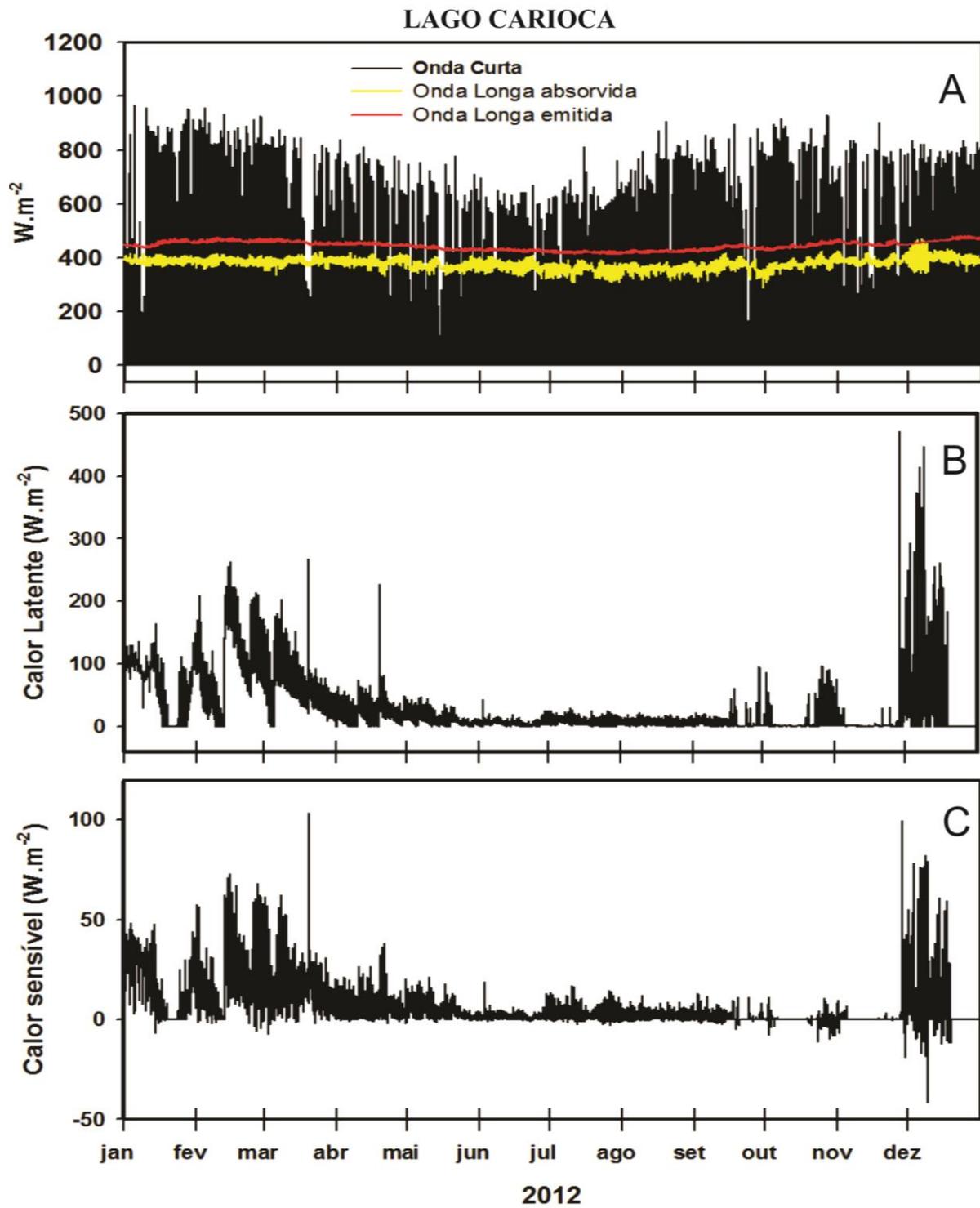


Figura 39. Dados horários dos componentes do fluxo de radiação (A), estimativas do calor latente (B) e calor sensível (C) do lago Carioca (PERD-MG) em 2012.

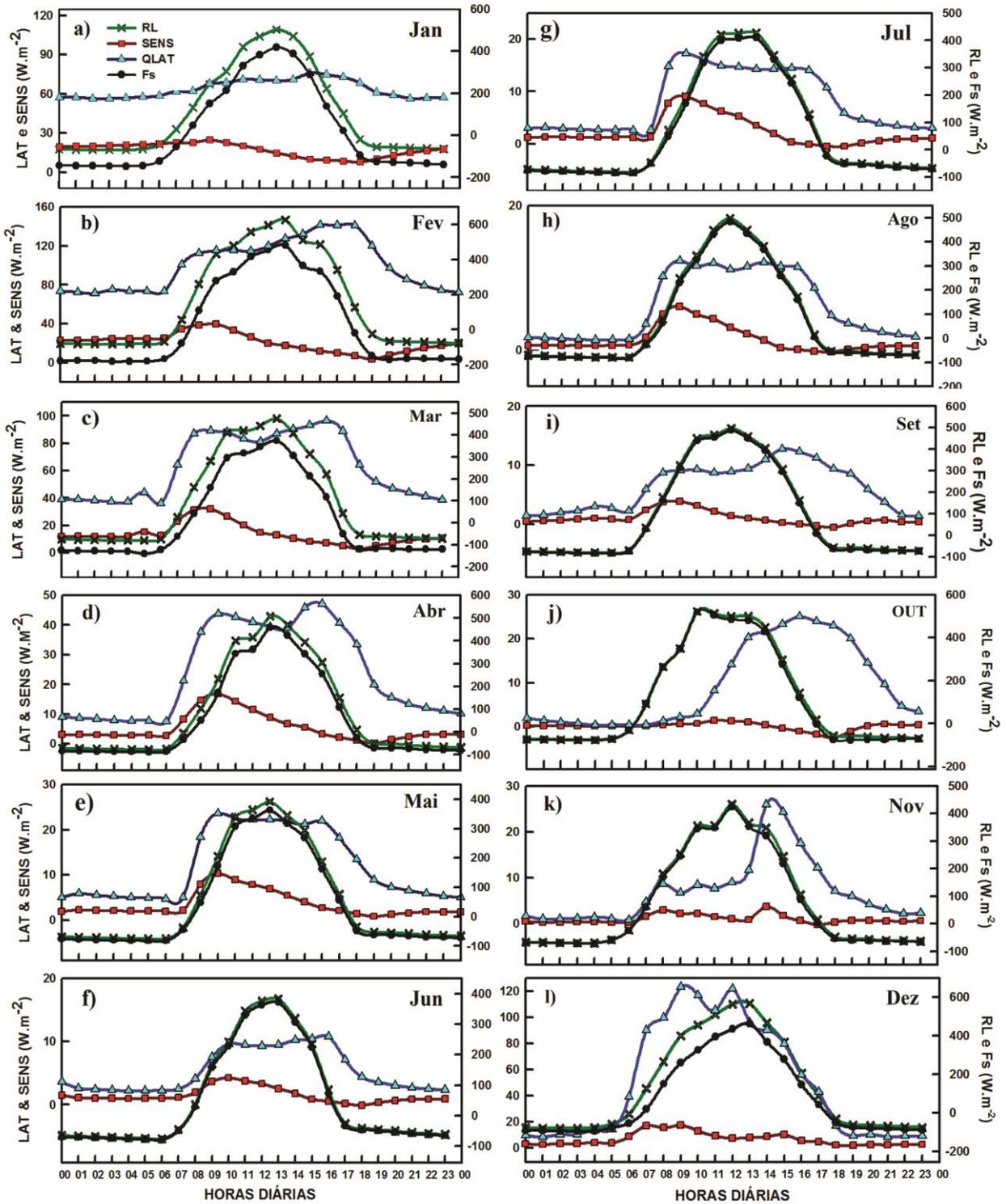


Figura 40: Ciclos diários obtidos pelas médias horárias mensais dos fluxos de Calor Latente (LAT), Calor Sensível (SENS), fluxo de Radiação Líquida (RL= radiação de onda curta + radiação de onda longa absorvida – radiação de onda longa emitida) e fluxo de calor total entre a superficial e a atmosfera ($F_s = RL - SENS - LAT$) do lago Carioca no ano de 2012. Observe que em cada figura são apresentadas diferentes escalas no eixo Y para melhor visualização das variações diárias.

O balanço líquido de radiação e a comparação entre os fluxos radiantes e não-radiantes pode ser visualizado na Figura 41.

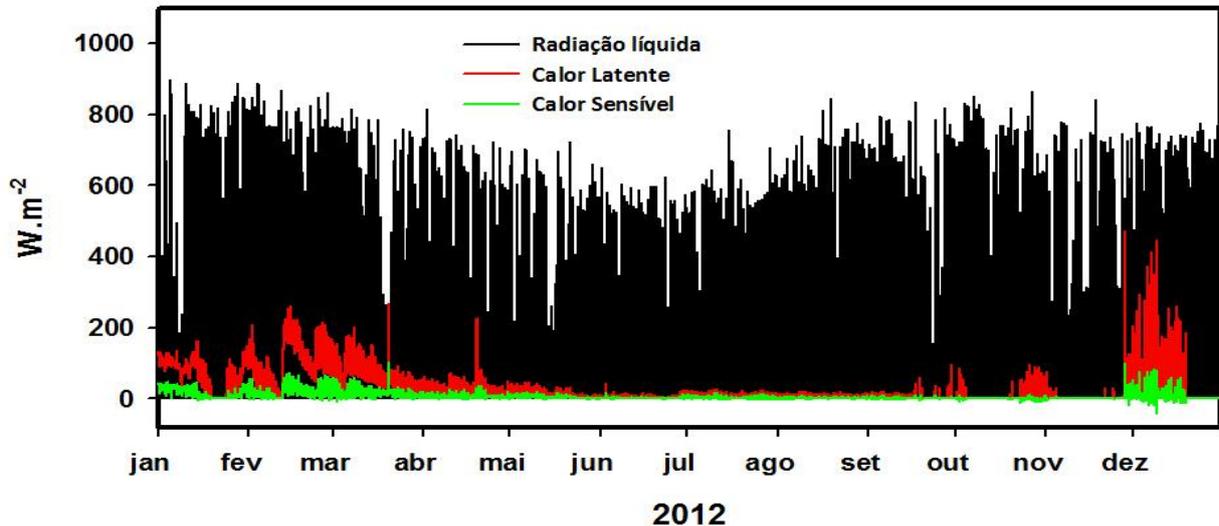


Figura 41. Variação dos componentes do fluxo de calor do lago Carioca (PERD-MG): radiação líquida, calor latente e calor sensível em 2012.

As médias mensais dos componentes do fluxo de calor e fluxo de calor total foram plotados no gráfico da Figura 42, onde a perda de calor está representada por valores negativos e o ganho de calor pelos valores positivos.

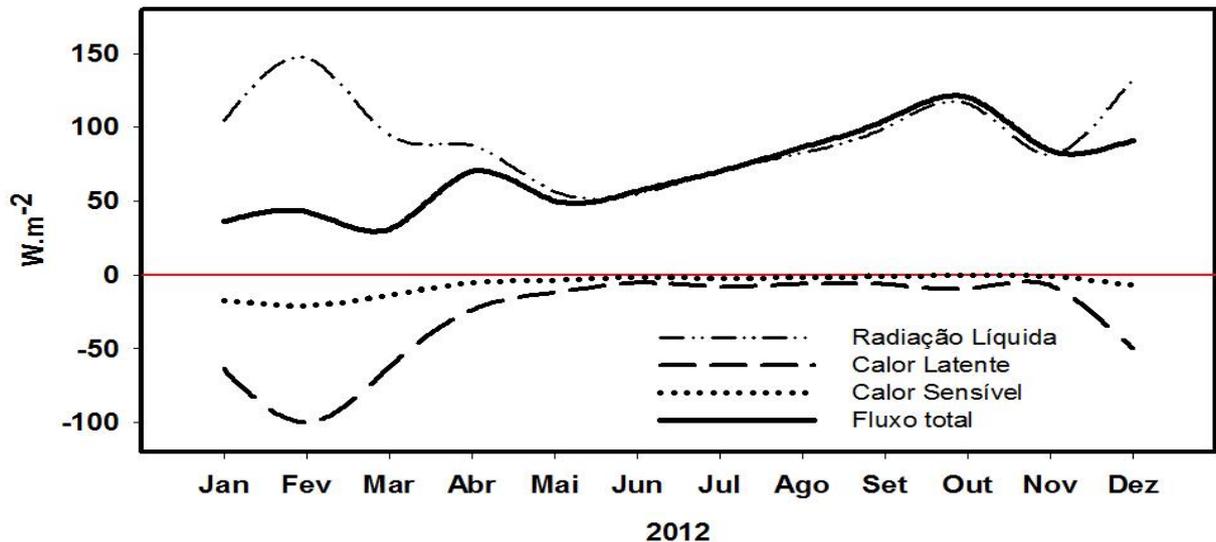


Figura 42. Variação das médias mensais do fluxo total de calor (linha contínua) do lago Carioca e dos seus componentes (Q_{RL} – radiação líquida, Q_{LAT} – calor latente e Q_{SENS} – calor sensível) no ano de 2012. Valores acima da linha de referência no valor zero (em vermelho) representam ganho de calor e valores abaixo da linha representam a perda de calor para a atmosfera.

5.2.4 Conteúdo e estoque de calor

O comportamento do conteúdo de calor ao longo do ano é apresentado na Figura 43. O lago Carioca iniciou o ano de 2012 com $109,4 \text{ KJ.m}^{-2}$ e ganhou calor até março, seguido de uma queda de calor entre abril e agosto, quando retornou a ganhar calor até o final de dezembro, quando atingiu $126,9 \text{ KJ.m}^{-2}$. O conteúdo mínimo de calor ocorreu em julho (88 KJ.m^{-2}).

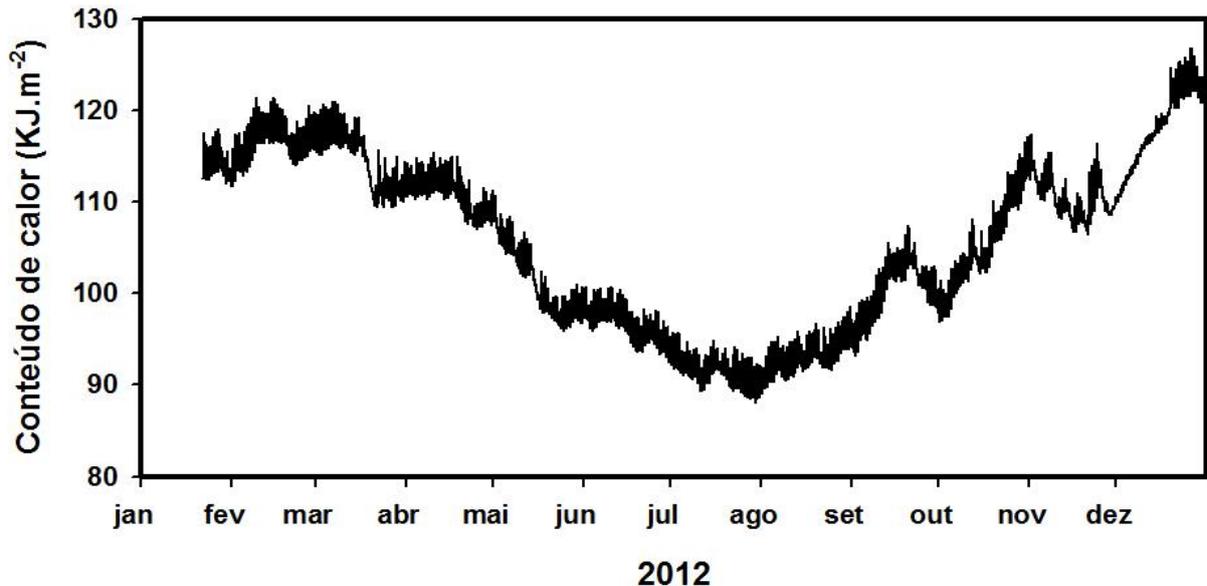


Figura 43. Mudança do conteúdo de calor no lago Carioca (PERD-MG) em 2012.

As médias do calor estocado ao longo do ano (Figura 44) acompanham o padrão do conteúdo de calor, variando entre $-17,4 \text{ KJ.m}^{-2}$ em julho e máxima de $8,9 \text{ KJ.m}^{-2}$.

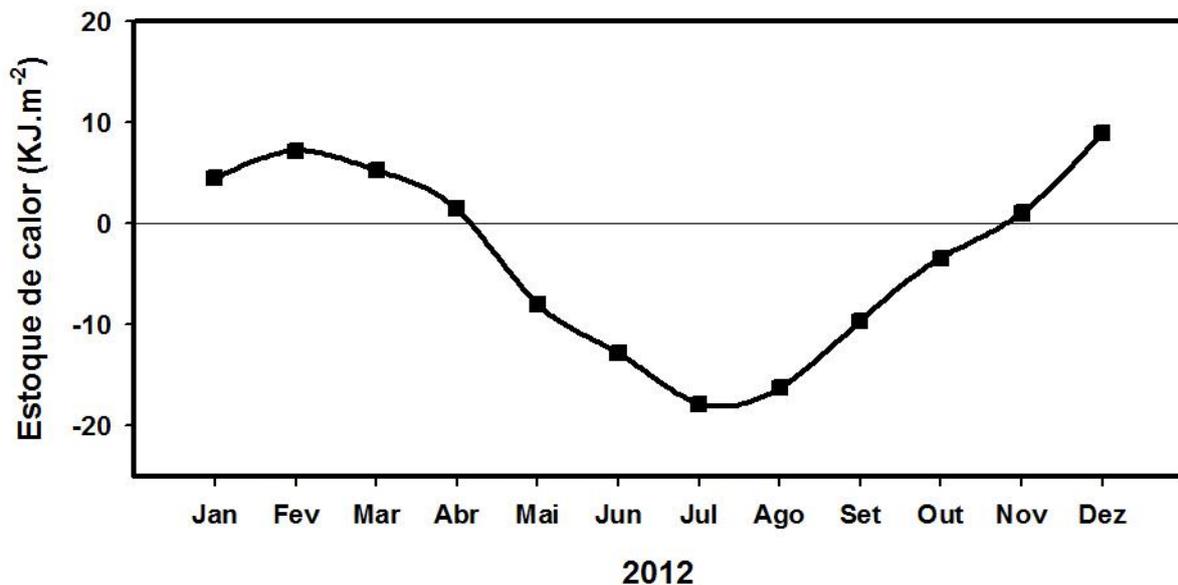


Figura 44. Mudança no estoque de calor no lago Carioca (PERD-MG) durante o ano de 2012.

A Tabela 13 apresenta as médias mensais e anuais dos componentes do fluxo de calor, do estoque de calor, do fechamento do balanço de calor e valor absoluto residual. A diferença entre a temperatura média mensal do ar e da água variou entre 4,5°C em outubro e 6,9°C em fevereiro.

Tabela 13. Resultados das médias mensais e anual dos principais parâmetros meteorológicos e componentes utilizados no fechamento do balanço energético no lago Carioca (PERD-MG) em 2012. Onde RL = radiação líquida; ΔQ = estoque de calor; Q_{LAT} = calor latente; Q_{SENS} = calor sensível; Res = calor residual absoluto; ECB = fechamento do balanço de calor; e_s = pressão de vapor da água superficial; e_{ar} = pressão de vapor do ar; T_s = temperatura da água a 0,5m de profundidade; T_{ar} = temperatura atmosférica; U_{10} = velocidade do vento a 10m de altura da superfície do lago; UR = umidade relativa do ar.

	RL (W.m ⁻²)	Q_{LAT} (W.m ⁻²)	Q_{SENS} (W.m ⁻²)	ΔQ (W.m ⁻²)	ECB (%)	Res (W.m ⁻²)	$e_s - e_{ar}$ (mbar)	$T_s - T_{ar}$ (°C)	U_{10} (m.s ⁻¹)	UR (%)
Jan	104,4	63,7	17,1	1,2	78,3	22,3	11,2	5,8	1,9	82,5
Fev	147,3	100,1	20,9	2,0	83,3	24,3	13,9	6,9	1,9	75,5
Mar	94,8	62,8	13,7	1,5	82,0	16,8	13,0	6,7	1,3	79,6
Abr	87,9	23,8	5,4	0,4	33,3	58,3	11,4	6,2	0,6	82,0
Mai	56,3	11,9	3,5	-2,2	28,5	38,7	10,3	6,3	0,3	85,4
Jun	54,8	5,3	1,5	-3,6	13,2	44,5	8,5	5,6	0,2	86,5
Jul	70,1	8,0	2,3	-5,0	15,8	54,8	7,8	5,7	0,3	81,3
Ago	82,9	6,1	1,5	-4,5	9,7	70,8	7,9	5,5	0,2	78,6
Set	99,3	6,4	1,0	-2,7	7,7	89,2	8,4	5,3	0,2	72,2
Out	116,3	9,4	0,1	-0,9	8,3	105,8	7,6	4,5	0,2	68,5
Nov	81,4	7,1	1,0	0,3	10,0	73,0	11,4	6,0	0,2	83,0
Dez	132,3	49,6	6,7	2,5	43,4	73,5	12,8	6,1	1,1	75,6
2012	94,0	29,5	6,2	-0,9	34,4	56,0	10,3	5,9	0,7	79,2

A Tabela 14 resume as principais a diferença dos resultados obtidos no cálculo dos componentes do fluxo de calor dos dois lagos estudados. O lago Carioca apresentou maior entrada de energia radiante (RL) e maior perda média anual do calor estocado (ΔQ), porém, a perda de calor latente e calor sensível foi maior pelo lago Dom Helvécio.

Tabela 14: Comparativo entre os componentes do fluxo de calor nos lagos Dom Helvécio (DH) e Carioca (PERD-MG) em 2012. Onde RL = radiação líquida; ΔQ = estoque de calor; Q_{LAT} = calor latente; Q_{SENS} = calor sensível; Res = calor residual absoluto; ECB = fechamento do balanço de calor; e_s = pressão de vapor da água superficial; e_{ar} = pressão de vapor do ar; T_s = temperatura da água a 0,5m de profundidade; T_{ar} = temperatura atmosférica; U_{10} = velocidade do vento a 10m de altura da superfície do lago

	RL (W.m ⁻²)	Q_{LAT} (W.m ⁻²)	Q_{SENS} (W.m ⁻²)	ΔQ (W.m ⁻²)	ECB (%)	Res (W.m ⁻²)	$e_s - e_{ar}$ (mbar)	$T_s - T_{ar}$ (°C)	U_{10} (m.s ⁻¹)
DH	92,0	33,6	8,1	-0,5	50,0	50,9	11,0	6,2	0,8
Carioca	94,0	29,5	6,2	-0,9	34,4	56,0	10,3	5,9	0,7

A temperatura superficial da água do lago Dom Helvécio permaneceu acima da temperatura do lago Carioca, resultando numa média anual mensal 0,3°C maior.

6. Discussão

A temperatura do ar, dado comum para o cálculo de fluxo de calor dos dois lagos, apresentou valores maiores durante os meses de primavera e verão e valores menores no período de outono e inverno, o que já era esperado. No entanto, a diminuição da temperatura média do ar na passagem do mês de outubro para novembro, foi incomum, considerando o usual aumento da temperatura com o avanço do verão.

Apesar da precipitação não entrar diretamente nos cálculos, é essencial para compreender o comportamento dos componentes do fluxo de calor. Por exemplo, considerando a maior taxa de cobertura de nuvens durante o período com chuvas, espera-se que ocorra maior absorção da radiação solar pelas nuvens e moléculas de água na atmosfera, o que diminui a incidência direta da radiação solar e, conseqüentemente da radiação líquida do lago e do conteúdo de calor. Esta relação foi observada na primeira quinzena de janeiro (período com ocorrência de chuva), em relação à segunda quinzena. Durante os períodos com chuva, foi observado menores médias de radiação líquida (Figuras 31 e 41) e conseqüentemente, menor conteúdo de calor (Figuras 33 e 43). Em novembro, acredita-se que, apesar de terem sido poucos dias com registro de chuva, a taxa de cobertura pode ter influenciado da mesma forma que em janeiro).

Dentre os termos radiantes, a radiação de onda curta apresentou maior variação diária, mensal e anual.

A pouca variação da temperatura do ar e da água durante o ano é refletida em valores de Q_{OLA} e Q_{OLE} sem variação sazonal (ver Figura 28-A). A média anual de onda longa emitida pelo lago apresentou o maior valor, indicando ser este o principal sumidouro de calor do lago Dom Helvécio em 2012.

O estudo no lago Dom Helvécio demonstrou que, durante curtos períodos em dezembro, a temperatura atmosférica superou a temperatura superficial da água após às 17h, fazendo com que o lago absorvesse uma quantidade de energia em forma de ondas longas maior do que a energia emitida. Esta alteração no comportamento dos parâmetros do fluxo de calor, exemplifica e ratifica a importância da análise diária na compreensão das conseqüências de mudanças climáticas de curta duração.

Os termos não-radiantes apresentaram baixa variação anual (ver Figura 31). O calor latente apresentou menores médias durante os meses mais frios (ver Tabela 9) e maiores valores durante o verão. A velocidade do vento é diretamente proporcional ao balanço de radiação (BÍACARO, 2007) o que explica a variação diária do calor latente (exceto maio e novembro) com aumento a partir do nascer do sol e diminuição após às 18h (ver Figura 29). A análise estatística revelou uma

dependência de 79% da velocidade do vento no valor final do fluxo de calor latente, o que corrobora com o padrão de alteração da estabilidade atmosférica ao longo do dia. Com o nascer do sol, a superfície é aquecida e, conseqüentemente, a camada atmosférica adjacente também é aquecida, o que promove o aumento da turbulência atmosférica (aumento da velocidade do vento). O fluxo de calor vertical para cima (da superfície para a atmosfera) diminui com a proximidade do pôr do sol, passando a ocorrer um fluxo de calor em sentido oposto (da atmosfera para a superfície) cessando o movimento convectivo e diminuindo o calor latente.

O calor sensível também apresentou maior dependência à velocidade do vento em relação às demais variáveis. Apesar de apresentar menor variação, é possível perceber que atinge seus maiores valores durante o dia. Os menores valores, em todos os meses, foram observados em torno das 18h, momento em que a temperatura do ar apresentou valores próximos ou superiores à temperatura do ar, chegando a valores de Q_{Sens} negativos em vários dias durante todo o ano. Curtarelli e colaboradores (2012) também observaram maior perda de calor latente e sensível durante períodos de instabilidade da camada limite atmosférica, ocasionados pela passagem de frentes frias e conseqüentes alterações das variáveis climatológicas. A maior variação do Q_{SENS} foi observada nos meses mais quentes.

O resultado da importância da radiação líquida na determinação do fluxo total de calor na superfície do lago pode ser notado pela alta correspondência entre o padrão apresentado ao longo do ano (Figura 31). O mês de fevereiro apresentou a maior média de radiação líquida e baixo fluxo de calor latente e sensível, o que definiu o alto fluxo de calor neste período. A diminuição da média de radiação líquida durante o inverno é refletida também nos menores valores de fluxo total. O fluxo de calor latente foi o segundo componente com maior importância e apesar de não apresentar um padrão anual, os meses que apresentaram maiores valores de ECB (janeiro, maio, setembro e novembro) foram aqueles em que a relação entre o calor latente e a radiação líquida apresentaram valores acima de 46%. Este dado demonstra a importância de mensurar corretamente o calor latente para um melhor fechamento do balanço de calor.

Novembro apresentou fluxo de calor menor que o mês de outubro, reflexo da diminuição da radiação líquida (ver Tabela 9) e aumento da velocidade do vento que provocou a elevação do calor latente e sensível. Apesar da ausência de monitoramento da taxa de cobertura de nuvens, na primeira quinzena de novembro houve incidência de precipitação (ver Figura 25-C). Acredita-se que a diminuição da radiação líquida neste período ocorreu pela atenuação atmosférica, ou seja, pela absorção da energia solar pela cobertura de nuvens.

O conteúdo de calor do lago Dom Helvécio apresentou mesmo padrão da variação anual do fluxo de radiação líquida, armazenando calor durante os meses mais quentes e perdendo calor para a atmosfera durante os meses mais frios. Destaque para a perda de calor em novembro, resultante da diminuição da radiação líquida neste período. O lago Dom Helvécio estocou energia entre janeiro e abril, seguido de perda de calor até meados de outubro, momento em que tornou a estocar calor.

O fechamento do balanço de calor do lago Dom Helvécio foi distinto ao longo do ano. A precisão dos valores dos componentes do fluxo de calor e, conseqüentemente, do fechamento do balanço de calor, é comprometida por uma série de fatores que são discutidas posteriormente. A energia residual reflete o resultado do balanço de calor, apresentando o menor valor em novembro, mês em que o fechamento do balanço de calor ficou mais próximo de 100%.

A temperatura superficial do lago Carioca acompanhou a variação sazonal da temperatura do ar, com maiores valores no verão e menores valores no inverno. A análise anual mostra a permanência dos valores de temperatura superficial da água (T_s) foram maiores que a temperatura do ar (T_{ar}), no entanto, analisando os dados horários é possível verificar que durante todo o ano a T_{ar} supera a T_s em determinado período do dia. Isso acontece porque a variação diária da T_s é menor que a variação diária da T_{ar} , que aumenta ao longo do dia atingindo a temperatura máxima diária próximo das 18 horas, horário em que são observados os valores negativos de $(T_s - T_{ar})$. De abril a agosto, é possível notar que a T_s do lago Carioca apresenta diferença menor em relação à T_{ar} em comparação a T_s do lago Dom Helvécio, reflexo da morfometria dos lagos, pois quanto maior a profundidade maior a demora na homogeneização do líquido (PINTO et al., 1976).

Os meses mais quentes (janeiro, fevereiro e dezembro) apresentaram os maiores valores de velocidade do vento. A velocidade do vento no lago Carioca apresentou valores menores que aqueles medidos no lago Dom Helvécio, o que já era esperado visto a proteção da floresta secundária no entorno, como exposto por Henry e Barbosa (1989), e considerando que quanto maior o fetch, mais intensos são os efeitos do vento sobre a superfície (SPERLING, 1999) sendo que Dom Helvécio apresenta fetch de 2.295,2 m e o lago Carioca de apenas 361,7 m (dados não publicados).

A pressão atmosférica no lago Carioca variou menos em comparação ao lago Dom Helvécio. O padrão da pressão atmosférica é inverso ao da temperatura do ar, com menores valores nos meses mais quentes e maiores valores nos meses mais frios. Este parâmetro representa, em termos físicos, o peso que a atmosfera exerce sob uma unidade de área e sua variação local é causada pela alteração da temperatura (VAREJÃO-SILVA, 2006). Com o aumento da temperatura

da superfície, o ar sobrejacente torna-se menos denso e tende a subir, gerando a movimentação do fluido. Dessa forma, quanto maior a temperatura, menor a pressão exercida pela massa de ar (VAREJÃO-SILVA, 2006) aumentando a incidência de ventos como pode ser observada na Figura 36.

Os componentes radiantes do fluxo de calor do lago Carioca apresentaram mesmo padrão de comportamento do lago Dom Helvécio, com maior variação anual e diária de Q_{OC} , seguida do Q_{OLA} e Q_{OLE} (Figura 38-A).

Os baixos valores de velocidade do vento resultaram em baixo fluxo de calor latente e sensível no lago Carioca (Figuras 38-B e 38-C), principalmente nos meses mais frios. Durante o verão, a temperatura do ar interfere na estabilidade atmosférica e pressão atmosférica (como discutido anteriormente) favorecendo o aumento da turbulência, caracterizada pelos maiores valores de velocidade do vento (Tabela 13) e, conseqüentemente, de calor sensível e latente. Durante 2012 não foi estimado nenhum valor negativo de calor latente para o lago Carioca. Já o calor sensível, apresentou valores negativos em todos os meses, fato que ocorria quando $T_s < T_{ar}$ (equação 22) momentos em que o lago ganhou calor.

A sobreposição das linhas do fluxo de calor total (F_s) e da radiação líquida (RL) (Figura 41) demonstra a alta correspondência entre eles, principalmente entre junho e novembro devido aos baixos valores de calor sensível e latente neste período. Em comparação com o lago Dom Helvécio, o fluxo total do lago Carioca apresentou maior variação anual.

O conteúdo de calor durante 2012 do lago Carioca apresentou padrão semelhante ao lago Dom Helvécio, porém, iniciou a perda de calor um mês mais cedo (março).

Apenas nos meses iniciais (janeiro a março) o fechamento de calor apresentou valores próximos à média da literatura (76,5% - WANG et al., 2014). Na maioria dos meses, o fechamento do balanço de calor foi baixo (média de 34,4%). Acredita-se que os valores dos fluxos de calor latente e calor sensível tenham sido subestimados pelo modelo.

O modelo *bulk aerodynamic* utiliza valores fixos de coeficientes de transferência de calor latente/sensível (ver equações 14 e 22) compatíveis com cenários de estabilidade atmosférica. Diversos autores (MacINTYRE et al., 2002; XING et al., 2012; Verburg; Antenucci, 2010). alertam sobre a importância de se considerar a interferência da mudança na estabilidade atmosférica para determinar os valores de coeficientes de transferência de calor latente/sensível, em lagos tropicais onde a temperatura da água apresenta média acima da temperatura do ar. Trabalho realizado por Curtarelli e colaboradores (2013) em um reservatório tropical mostrou um aumento do calor latente e sensível em 23% e 13%, respectivamente, quando consideraram a

estabilidade atmosférica na determinação dos valores dos coeficientes de transferência de calor. Importante destacar que o fluxo de calor foi realizado com base em dados coletados em apenas um ponto do lago, não sendo considerado a variável espacial. Curtarelli e colaboradores (2012) mostraram que zonas litorâneas apresentam maior perda de calor latente e sensível se comparado com as áreas de maior profundidade. Em vista das considerações acima, é provável que os valores de calor latente e calor sensível encontrados no presente trabalho estejam subestimados.

A radiação de onda curta líquida foi calculado assumindo um valor fixo de albedo, porém, características próprias de cada ambiente como, por exemplo, a turbidez da água, a latitude e a variação do ângulo de incidência diurno (COGLEY, 1979) interferem na taxa de reflexão da radiação solar incidente e, por conseguinte, na radiação de onda curta líquida. Considerando a falta de precisão da Q_{OC} e que Q_{OLA} e Q_{OLE} foram estimados, deve-se considerar a imprecisão do balanço de radiação líquida. Evaporação raramente é medida diretamente e quantificar a evaporação ainda é um problema teórico e prático, por se tratar de um dos termos mais difíceis de mensurar com precisão do balanço de calor (ASSOULINE et al., 2008).

Os dados de calor estocado podem ser melhorados considerando que não havia mensuração da temperatura em intervalos regulares na coluna d'água. Apesar de apresentar menor importância pelo baixo valor que representam, deve-se lembrar que os fluxos de calor via sedimento e por precipitação não foram considerados.

7. Conclusões e recomendações

O presente trabalho avaliou o fluxo de calor em dois lagos tropicais, lago Carioca e lago Dom Helvécio (PERD-MG) durante 2012.

O lago Dom Helvécio apresentou média mensal de fluxo de calor radiante de 92 W.m^{-2} , perda média mensal de calor sensível de $8,1 \text{ W.m}^{-2}$ e de $33,6 \text{ W.m}^{-2}$ de calor latente. O EBC foi baixo (50%) o que refletiu no calor residual de $50,9 \text{ W.m}^{-2}$ em média por mês. O lago perdeu calor entre abril e julho, fechando o balanço do conteúdo de calor com perda média mensal de $0,5 \text{ W.m}^{-2}$.

O lago Carioca apresentou média anual de 94 W.m^{-2} do fluxo de calor de radiação líquida, $29,5 \text{ W.m}^{-2}$ de calor latente e $6,2 \text{ W.m}^{-2}$ de calor sensível. O fechamento do balanço de calor foi menor que o lago Dom Helvécio (34,4%) e com energia residual média de 56 W.m^{-2} . A perda de calor iniciou em março e se estendeu até julho, com perda média mensal de $0,9 \text{ W.m}^{-2}$ por mês.

A radiação solar é a principal fonte do fluxo energético, sendo a radiação líquida o principal componente do balanço de calor. O fluxo de calor radiante apresentou padrão anual definido para os dois lagos, com maiores valores no verão, diminuição ao longo do ano com valores mínimos durante o inverno e novo aumento no fim do ano com o retorno do verão. O calor latente e o calor sensível apresentaram alta dependência da velocidade do vento e não foi observado um padrão anual claro.

Os fluxos de energia na superfície dos lagos variam consideravelmente em escala diária, indicando a importância da coleta de dados de alta frequência para maior precisão da estimativa do balanço energético.

A escolha do modelo e da qualidade da instrumentação para coleta de dados apresentam implicações significativas para a acurácia dos resultados. Uma revisão realizada por Wang e colaboradores (2014) mostrou um conjunto de quatorze estudos de fechamento de balanço de calor em diferentes lagos e reservatórios, que apresentaram uma variação entre 53 e 97% do *EBC*, com média de 76,5%. Recomenda-se a utilização de estação de coleta de *eddy-covariance* para coleta de dados diretamente no lago de todos os parâmetros meteorológicos e melhorando a qualidade dos dados dos componentes do fluxo de calor. A utilização de termístores em toda a coluna d'água em intervalos de 1 m também se faz necessário para a obtenção de dados de conteúdo e estoque de calor com maior robustez.

8. Referências Bibliográficas

- ABRAMOWITZ, G. et al. On the information content of surface meteorology for downward atmospheric long-wave radiation synthesis. **Geophysical Research Letters**, v. 39, L04808. fev. 2012. Doi:10.1029/2011GL050726.
- ALCÂNTARA, E. H. et al. Remote sensing of water surface temperature and heat flux over a tropical hydroelectric reservoir. **Remote Sensing of Environment**. v. 114, p. 2651-2665. 2010. doi:10.1016/j.rse.2010.06.002.
- ALCÂNTARA, E. H.; STECH, J. L. Desenvolvimento de modelo conceitual termodinâmico para o reservatório hidrelétrico de Itumbiara baseado em dados de satélite e telemétricos. **Ambi-Agua**, Taubaté, v. 6, n. 2, p. 157-179, 2011.
- ALCÂNTARA, E. H. Accessing the potencial of satellite and telemetric data to evaluate the influence of the heat flux Exchange in the water column mixing and stratification. **International Journal of Geosciences**, v. 3, p. 899-907, out. 2012. Doi:10.4236/ijg.2012.325092. Disponível em: <<http://www.SciRP.org/journal/ijg>>. Acesso em 5 nov 2013.
- ALCÂNTARA, E. H. et al. Time series analysis of water surface temperature and heat flux componentes in the Itumbiara Reservoir (GO), Brazil. **Acta Limnologica Brasiliensia**, v. 23, nº 3, p. 245-259, 2011. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1590/S2179-975X2012005000002>>. Acesso em: 12 set. 2013.
- ASSOULINE, S. et al. Evaporation from three water bodies of diferente sizes and climates: Measurements and scaling analysis. **Advances in Water Resources**, v. 31, p. 160-172, 2008. DOI:10.1016/j.advwatres.2007.07.003
- BARBOSA, F. A. R., 1981. Variações diurnas (24 horas) de parâmetros limnológicos básicos e produtividade primária do fitoplâncton na Lagoa Carioca, Parque Florestal do Rio Doce, MG. Tese (Doutorado em Ciências - Universidade Federal de São Carlos). São Carlos, 1981. 207 p.
- BEZERRA-NETO, J. F.; PINTO-COELHO, R. M. Morphometric study of Lake Dom Helvécio, Parque Estadual do Rio Doce (PERD), Minas Gerais, Brazil: a re-evaluation. **Acta Limnologica Brasiliensia**, v. 20, n. 2, p. 117-130, 2008.
- BÍCARO, G. A. **Meteorologia Agrícola Básica**. Série: Engenharia. Cassilândia: UNIGRAF, 2007. v.1.87 p.
- BLACK, P. E. **Watershed Hydrology**. New Jersey: Prentice-Hall. Série: Physical and life Sciences, 1991. 408 p. ISBN: - 0-13-946591-x.
- BONAN, G. B. **Ecological climatology: concepts and applications**. 2. ed. Cambridge: Cambridge University, 550 p. 2008. ISBN 9780521872218.
- BRITO, S. L. Interações bióticas e abióticas das populações zooplanctônicas das lagoas Carioca e Gambazinho (Parque Estadual do Rio Doce – Minas Gerais) e suas implicações na estrutura do tamanho de corpo. Dissertação (mestrado em Ecologia, Conservação e Manejo da Vida Silvestre - Universidade Federal de Minas Gerais). Belo Horizonte: 2005, 91 p.

BRUCK, E.C. et al. **Unidades de conservação no Brasil: Cadastramento e vegetação 1991-1994**. Brasília: Instituto Brasileiro do Meio Ambiente e dos Recursos Naturais Renováveis, 1995.

BRUTSAERT, W. **Hydrology: An Introduction**. Cambridge: Cambridge University, 2005. 605 p. ISBN-10: 0521824796.

BURBA, G. **Eddy Covariance Method: for Scientific, Industrial, Agricultural and Regulatory Applications**. Lincoln: LICOR Biosciences, 2013. 354 p. ISBN: 978-0-615-76827-4.

CANCELLI, D. M. Um modelo para a evolução térmica de lagos profundos Dissertação (mestrado em Métodos Numéricos em Engenharia do Setor de Tecnologia e Ciências Exatas - Universidade Federal do Paraná). Curitiba, 212 p., 2006.

CHAPRA, S. C. **Surface Water-Quality Modeling**. Long Grove: Waveland, 1997. 844 p. ISBN 1-57766-605-4.

CHEVAN, A.; SUTHERLAND, M. Hierarchical Partitioning. **The American Statistician**, v.45, p. 90–96. 1991.

CIMBLERIS, B; SILVA, M. B. **Transmissão de calor: uma exposição resumida para engenheiros mecânicos**. Belo Horizonte: Escola de Engenharia da Universidade Federal de Minas Gerais. 1969. 101 p.

COGLEY, J. G. The albedo of water as a function of latitude. **Monthly Weather Review**, v. 107, p. 775-781. jun 1979.

COLE, G.A. **Textbook of limnology**. 3. ed. St. Louis/London: The C. V. Mosby Company, 1983. 401 p. ISBN 0-8016-1004-4.

COLE, G. A. **Textbook of limnology**. 4. ed. Prospect Heights: Waveland Press, 1994. 412 p. ISBN: 0-88133-800-1

COLLISCHONN, W.; TASSI, R. **Introduzindo Hidrologia**. Apostila do curso de Hidrologia da Faculdade Federal do Rio Grande do Sul. 2009. Disponível em <<http://pessoal.utfpr.edu.br/mannich/arquivos/cap4%20-%20Agua%20na%20atmosfera.pdf>>. Acesso em: 9 jan 2014.

CUNHA, A. R. et al. Estimativa do fluxo de calor latente pelo balanço de energia em cultivo protegido de pimentão. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, Brasília, v.7, n. 6, p. 735-743, jun. 2002.

CURADO, L. F. A. **Estimativa sazonal da emissividade atmosférica do Pantanal Mato-Grossense**. Dissertação (mestrado em Física Ambiental - Universidade Federal do Mato Grosso). Cuiabá, 56 p. 2011.

CURTARELLI, M. P. et al. Effects of cold front passage and atmospheric boundary layer stability in the estimates of spatially distributed heat fluxes in a tropical reservoir. *In*: Simpósio Internacional de Geociências e Sensoriamento Remoto (IGARSS) Monique, 2012. p. 5246 – 5249.

- DODDS, W.K.; WHILES, M.R. **Freshwater Ecology: Concepts and Environmental Applications of Limnology**. 2. ed. San Diego: Academic Press, 2010. 820 p. ISBN-10: 0123747244.
- DUTTON, J. A.; BRYSON, R. A. Heat Flux in Lake Mendota. **Limnology and Oceanography**. v. 7. p.80-96. 1962.
- ESTEVEVES, F.A. **Fundamentos de limnologia**. 2. ed. Rio de Janeiro: Interciência, 1998. 602 p. ISBN: 85-7193-008-2.
- ESTEVEVES, F. A. **Fundamentos de Limnologia**. 3. ed. Rio de Janeiro: Interciência, 2011. 826 p. ISBN: 9788571932715.
- FERNANDES, F. A. N. et al. **Termodinâmica Química**. 1.ed. Fortaleza: Universidade Federal do Ceará, 2006. 186 p. Disponível em: http://www.eq.ufc.br/MD_Termodinamica.pdf. Acesso em: 02 dez. 2013.
- FIGUEIREDO, M. A. G. et al. A história do CO₂ nos processos de mudanças climáticas globais. **Brasilian Geographical Journal**, Ituiutaba, v. 3, n°2, p. 408-418, jul./dez. 2012.
- GARCIA, F. C. Estudos ecológicos da cianobactéria *Cylindrospermopsis raciborskii* (Woloszynska) Seenayya et Subba Raju no Lago Dom Helvécio, Parque Estadual do Rio Doce, Minas Gerais, Brasil. Tese (doutorado em Ecologia, Conservação e Manejo de Vida Silvestre da Universidade Federal de Minas Gerais. Belo Horizonte: 2007, 89 p.
- GRIMM, A. Verificação de variáveis climáticas na área do lago de Itaipu. *In*: Anais do V Congresso Brasileiro de Meteorologia, Rio de Janeiro: Sociedade Brasileira de Meteorologia. V. 1, p. II.7-II.11, 1988.
- GRÖMPING, U. Relative Importance for Linear Regression in R: The Package relaimpo. **Journal of Statistical Software**, v.17, p.1-27. out. 2006.
- HATZIANASTASSIOU, N. et al. Global distribution of Earth's surface shortwave radiation budget. Atmospheric, Chemistry and Physics. **European Geoscience Union**, v. 5, p. 2847–2867. 2005. DOI: 10.5194/acp-5-2847-2005.
- HEIKINHEIMO, M. et al. Momentum and heat fluxes over lakes Tämnnaren and Råksjö determined by the bulk-aerodynamic and eddy-correlation methods. **Agricultural and Forest Meteorology**, p. 521-534.1999. Disponível em <http://research.eeescience.utoledo.edu/lees/papers_pdf/Heikinheimo_1999_AFM.pdf>. Acesso em: 19 mar 2014.
- HENDERSON-SELLERS, B. Calculating the surface energy balance for lake and reservoir modeling: A review. **Reviews of Geophysics**, v. 24, p. 625-649, ago. 1986. DOI: 10.1029/RG024i003p00625.
- HENDRICKS, M. R. **Introduction to physical hydrology**. New York: Oxford University, 2010. 331 p. ISBN: 978.0.19.929684-2.

HENRY, R.; BARBOSA, F.A.R. Thermal structure, heat content and stability of two lakes in the National Park of Rio Doce Valley (Minas Gerais, Brazil). **Hydrobiologia**, v. 171, n. 3, p. 189-199. 1989.

IDSO, S. B. A set of equations for full spectrum and 8 to 14 μm and 10.5 to 12.5 μm thermal radiation from cloudless skies. **Water Resources Research**, v. 17, n. 2, p. 295-304, 1981.

INCROPERA, F. P. et al. **Fundamentos de transferência de calor e de massa**. Rio de Janeiro: LTC, 2012. 644 p. ISBN: 978-85-216-1584-2.

INCROPERA, F. P.; DEWITT, D. P. **Fundamentos de transferência de calor e de massa**. 5. ed. Rio de Janeiro: LTC - Livros Técnicos e Científicos, 2003. 698p. ISBN 8521613784

INSTITUTO ESTADUAL DE FLORESTAS (IEF). Informações gerais da Unidade de Conservação – Parque Estadual do Rio Doce, 2001. Disponível em: <<http://www.ief.mg.gov.br/component/content/306?task=view>>. Acesso em: 27 fev 2014.

KONDRATYEV, K.Y. **Radiation in the atmosphere**. Londres: Academic Press, v.12, 1969. 912 p.

KREITH, F.; BOHN, M. **Princípios de Transferência de Calor**. Tradução: All Tasks. São Paulo: Pioneira Thomson Learning, 2003. ISBN: 85-221-0284-8.

LEIVAS, J. et al. **Estimativa do balanço de radiação na superfície a partir de imagens do satélite ASTER**. Anais XIII Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, Florianópolis, Brasil, 21-26 p. 255-262. abr. 2007. Disponível em <<http://marte.sid.inpe.br/col/dpi.inpe.br/sbsr%4080/2006/11.15.18.31/doc/255-262.pdf>>. Acesso em: 5 jan 2014.

LENTERS, J.D. et al. Effects of climate variability on lake evaporation: results from a long-term energy budget study of Sparkling Lake, northern Wisconsin (USA). **Journal of Hydrology**, v. 308, p. 168–195, jul. 2005.

LEWIS Jr., W.M. A revised classification of lakes based on mixing. **Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences**, local, v. 40, p. 1779-1787. 1983.

LIU, H. et al. Environmental controls on the surface energy budget over a Large Southern Inland Water in the United States: an analysis of one-year eddy covariance flux data. **Journal of Hydrometeorology**, v.13, p. 1893-1910. jun. 2012. DOI: 10.1175/JHM-D-12-020.1

LIVINGSTON, D. W. Ice break-up on southern Lake Baikal and its relationship to local and regional air temperatures in Siberia and to the North Atlantic Oscillation. **Limnology and Oceanography**. v. 44, p.1486-1497. 1999.

LONG, Z. et al. Northern lake impacts on local seasonal climate. **Journal of Hydrometeorology**, v. 8, p. 881–896. ago. 2007.

MacINTYRE, S., et al. Spatial-temporal variability in surface layer deepening and lateral advection in an embayment of Lake Victoria, East Africa. **Limnology and Oceanography**, v. 47, n.3, p. 656–671, 2002.

MAIA-BARBOSA, P. M. et al. Limnological changes in Dom Helvécio Lake (South-East Brazil): natural and anthropogenic causes. **Brazilian Journal of Biology**, vol. 70, n° 3, p. 795-802. out. 2010.

MARTINS, F. R. et al. O aproveitamento da energia eólica. **Revista Brasileira de Ensino de Física**, v. 30, n°1, 2008. Disponível em <<http://www.scielo.br/pdf/rbef/v30n1/a05v30n1.pdf>>. Acesso em: 28 dez 2013.

MATSUMURA-TUNDISI, T., TUNDISI, J. G. Limnology of a warm monomitic lake at rio Doce Forest Park (lake Dom Helvecio, MG, Eastern Brazil). In: TUNDISI, J. G., BICUDO, C. E. M., MATSUMURA- TUNDISI, T. (org.). **Limnology in Brazil**. Academia Brasileira de Ciências/Sociedade Brasileira de Limnologia, Rio de Janeiro, p. 245-256. 1995.

MCJANNET, D. et al. Long-term energy flux measurements over an irrigation water storage using scintillometry. *Agricultural and Forest Meteorology*. v.168, p. 93-107. jan. 2013. Disponível em: <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0168192312002742>. Acesso em: 12 jan. 2013.

MENDONÇA, F.; DANNI-OLIVEIRA, I. M. **Climatologia: noções básicas e climas do Brasil**. São Paulo: Oficina de Texto, 2007. 206 p.

MORAN, M. A.; MILLER, W. L. Resourceful heterotrophs make the most of light in the coastal ocean. **Nature Reviews Microbiology**, v. 5, p. 792–800. set. 2007. DOI: 10.1038/nrmicro1746.

NORDBO, A. et al. Long-term energy flux measurements and energy balance over a small boreal lake using eddy covariance technique. **Journal of Geophysical Research**, local, v. 116, D02119, 2011, doi:10.1029/2010JD014542.

OCCHIPINTI, A. G. et al. **Engenharia Hidrológica**. Coleção Associação Brasileira de Recursos Hídricos. Rio de Janeiro: Editora UFRJ, 1989. 404 p.

OSWALD, C. J. et al. Modeling Lake Energy Fluxes in the Mackenzie River Basin using Bulk Aerodynamic Mass Transfer Theory. In: WOO, M. (Org.). **Cold Region Atmospheric and Hydrologic Studies**. The Mackenzie GEWEX Experience: Volume 2: Hydrologic Processes. Springer Berlin Heidelberg, 2008. p. 161-180. DOI: 10.1007/978-3-540-75136-6_9

PINTO, N. L. S. et al. **Hidrologia de superfície**. 2. ed. São Paulo: E. Blucher, 1973. 179p.

POTTS, D. J. **The Heat Budget of Quesnel Lake, British Columbia**. Dissertação (mestrado em Ciência Aplicada do Departamento de Engenharia Civil da Universidade de British Columbia). Vancouver, 78 p. 2004.

QUERINO, C. A. S. et al. Avaliação e comparação de radiação solar global e albedo com ângulo zenital da região amazônica. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 21, n.3, p. 42-49. 2006.

R Core Team. **R: A language and environment for statistical computing**. R Foundation for Statistical Computing, Vienna, Austria. 2013. Disponível em: <<http://www.R-project.org/>>. Acesso em: 4 fev 2014.

RAKHECHA, P. R.; SINGH, V. P. **Applied Hydrometeorology**. New Delhi: Springer, 2009. 350 p. ISBN 978-1-4020-9844-4.

RAMANATHAN, V. et al. **Atmospheric brown clouds**: Hemispherical and regional variations in long range transport, absorption and radiative forcing. *Journal of Geophysical Research – Atmospheres*, v. 112, n. D22S21. 2007

RODRÍGUEZ-RODRIGUEZ, M. et al. 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. nov. 2004.

RODRÍGUEZ-RODRIGUEZ, M.; MORENO-OSTOS, E. Heat budget, energy storage and hydrological regime in a coastal lagoon. **Limnologia**, v. 37, p. 217-227. mai. 2006. DOI:10.1016/j.limno.2006.05.003.

ROUSE, W.R. et al. Interannual and seasonal variability of the surface energy balance and temperature of Central Great Slave Lake. **Journal of Hydrometeorology**, v. 4, p.720-730. fev. 2003.

ROUSE, W. R. et al. An investigation of the thermal and energy balance regimes of great slave and great bear lakes. **Journal of hydrometeorology**, v. 9, p. 1318 – 1333. fev. 2008. DOI: 10.1175/2008JHM977.1

SANTOS, C. A. C. et al. Downward longwave radiation estimates for clear-sky conditions over northeast Brazil. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 26, n.3, set. 2011. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1590/S0102-77862011000300010>>. Acesso em: 7 mar 2014.

SANTOS JR., R. R. A influência do lago artificial do Castanhão no sistema climático local do Cale do Rio Jaguaribe – CE. *Revista GeoUECE - Programa de Pós-Graduação em Geografia da UECE Fortaleza/CE*, v.2, nº1, p.176-177, jan./jun.,2013. Disponível em <http://seer.uece.br/geoece>. Acesso em: 20 abr. 2014.

SEN, Z. **Solar Energy Fundamentals and Modeling Techniques**: Atmosphere, Environment, Climate Change and Renewable Energy. Londres: Springer, 2008. 276 p. ISBN: 9781848001336.

SCHERTZER, W. M. et al. Over-lake meteorology and estimates bulk heat exchange of Great Slave Lake in 1999 and 1999. **Journal of Hydrometeorology**. v. 4, p. 649-659. ago. 2003

SHIMODA, Y. et al. Our current understanding of lake ecosystem response to climate change: What have we really learned from the north temperate deep lakes? **Journal of Great Lakes Research**, v. 37, no. 1, p. 173-19. 2010. Doi:10.1016/j.jglr.2010.10.004.

SIEGEL, R.; HOWELL, J. R. **Thermal Radiation Heat Transfer**. 3. ed. Washington: Hemisphere Publishing Corporation. 1992. 814 p. ISBN: 0-89116-271-2.

SILVA, N. P. S. A sensibilidade de modelos de transporte de calor quanto ao parâmetro umidade relativa do ar – aplicação na Lagoa Rodrigo de Freitas, RJ. Dissertação (mestrado em Engenharia Oceânica, COPPE, Universidade Federal do Rio de Janeiro). Rio de Janeiro: 2012. 63 p.

SOCOLOFSKY, S. A.; JIRKA, G. H. **Mixing in Lakes and Reservoirs.** Texas A & M University. 2004. 14p.

Disponível em <<https://ceprofs.civil.tamu.edu/kchang/ocen689/ocen689ch9.pdf>>. Acesso em: 18 mar 2014.

SPERLING, E. von. **Morfologia de lagos e represas.** Belo Horizonte: Departamento de Engenharia Sanitária e Ambiental da Universidade Federal de Minas Gerais, 1999. 138 p.

STIVARI, S.; OLIVEIRA, A. Avaliação do impacto do reservatório de Itaipu sobre a circulação atmosférica local. *In: Anais do IX Congresso Brasileiro de Meteorologia, Campos do Jordão: Sociedade Brasileira de Meteorologia.* v. 1, p. 1259-1262, 1996.

TENNESSEE VALLEY AUTHORITY. **Heat and mass transfer between a water surface and the atmosphere.** Water Systems Development Branch, n. 14, 270 p. 1972.

TUNDISI, J.G.; TUNDISI, T.M. **Limnologia.** Oficina de Textos, 2008. 631 p. ISBN978-85-86238-66-6.

VAREJÃO-SILVA, M. A. **Meteorologia e Climatologia:** versão digital 2. Recife, 2006. Disponível em: http://www.agritempo.gov.br/publish/publicacoes/livros/METEOROLOGIA_E_CLIMATOLOGIA_VD2_Mar_2006.pdf. Acesso em 17 abr. 2014.

VERGBURG, P.; ANTENUCCI, J.P. Persistent unstable atmospheric boundary layer enhances sensible and latent heat loss in a tropical great lake: Lake Tanganyika. **Journal of Geophysical Research**, v. 115, D11109, jun. 2010. Doi: 10.1029/2009JD012839.

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

WANG, W. et al. Temporal and spatial variations in radiation and energy balance across a large freshwater lake in China. **Journal of Hydrology.** v. 511, p. 811-824. 2014. Disponível em: <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0022169414001097>. Acesso em: 20 abr. 2014.

WETZEL, R. G. **Limnology: Lake and River Ecosystems.** 3. ed. San Diego: Academic Press, 2001. 1006p. ISBN: 978-0-12-744760-5.

WIJTKAMP, P. J. **Interannual thermal-regime variability of two lakes in British Columbia, Canada:** Implications for climate change. Dissertação (mestrado em Meio Ambiente e Gestão - Universidade de Manitoba). Winnipeg, 2011.

XING, Z. et al. Water and heat budgets of a shallow tropical reservoir. **Water Resources Research**, v. 48, 17 p. jun. 2012. DOI: 10.1029/2011WR011314.

ZEMANSKY, M. W. **Calor e termodinâmica.** 5. ed. Rio de Janeiro: Guanabara Dois, 1978. 593 p.

ZHANG, Q.; LIU, H. Interannual variability in the surface energy budget and evaporation over a large Southern inland water in the United States. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 118, p. 4290-4302. mai. 2013. DOI:10.1002/jgrd.50435.