

UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ

RAMON KOWALSKI JORDÃO

RESPOSTA DE RESERVATÓRIOS A FORÇANTES METEOROLÓGICAS E ESTUDOS  
DE CASOS

CURITIBA

2018



RAMON KOWALSKI JORDÃO

RESPOSTA DE RESERVATÓRIOS A FORÇANTES METEOROLÓGICAS E ESTUDOS  
DE CASOS

Trabalho apresentado como requisito parcial para a  
obtenção do grau de Engenheiro Ambiental, Setor  
de Tecnologia da Universidade Federal do Paraná.  
Orientador: Prof. Dr. Maurício Felga Gobbi

CURITIBA

2018



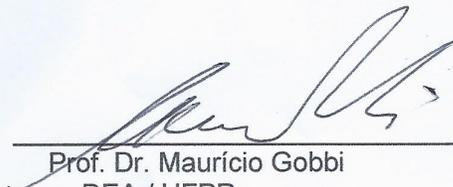
## TERMO DE APROVAÇÃO DE PROJETO FINAL

Ramon Kowalski

### RESPOSTA DE RESERVATÓRIOS A FORÇANTES METEOROLÓGICAS E ESTUDOS DE CASOS

Projeto Final de Curso, aprovado como requisito parcial para a obtenção do Diploma de Bacharel em Engenharia Ambiental no Curso de Graduação em Engenharia Ambiental do Setor de Tecnologia da Universidade Federal do Paraná, com nota 30, pela seguinte banca examinadora:

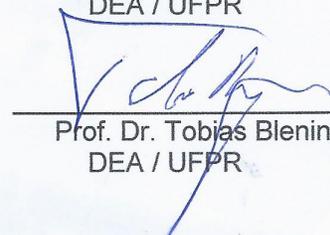
Orientador(a):

  
Prof. Dr. Mauricio Gobbi  
DEA / UFPR

Membro(a) 1:

  
Prof. Dr. Michael Mannich  
DEA / UFPR

Membro(a) 2:

  
Prof. Dr. Tobias Bleninger  
DEA / UFPR

Curitiba, 26 de Junho de 2018

## SUMÁRIO

	<b>Sumário</b> . . . . .	<b>3</b>
	<b>Lista de ilustrações</b> . . . . .	<b>5</b>
	<b>Lista de tabelas</b> . . . . .	<b>8</b>
<b>1</b>	<b>INTRODUÇÃO</b> . . . . .	<b>15</b>
1.1	Objetivos . . . . .	16
<b>2</b>	<b>FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA</b> . . . . .	<b>17</b>
2.1	Estratificação . . . . .	17
2.2	Balanco de Energia . . . . .	18
2.3	Temperatura de Equilíbrio . . . . .	22
2.4	Tempo de atraso e Razão de Amortecimento da Amplitude . . . . .	26
2.5	Difusão Turbulenta . . . . .	27
<b>3</b>	<b>ÁREA DE ESTUDO E DADOS</b> . . . . .	<b>30</b>
3.1	Reservatório do Rio Verde . . . . .	30
3.2	Reservatório do Vossoroça . . . . .	30
3.3	Série de dados . . . . .	31
<b>4</b>	<b>METODOLOGIA</b> . . . . .	<b>33</b>
<b>5</b>	<b>RESULTADOS</b> . . . . .	<b>35</b>
5.1	Resultados do Vossoroça . . . . .	35
5.2	Resultados do Verde . . . . .	38
5.3	Comparação do Tempo de atraso entre $T_e$ e $T_s$ . . . . .	41
5.3.1	Vossoroça - 2012 . . . . .	41
5.3.2	Vossoroça - 2013 . . . . .	43
5.3.3	Vossoroça - 2015 . . . . .	45
5.3.4	Verde - 2010 . . . . .	48
5.3.5	Verde - 2013 . . . . .	49
5.3.6	Verde - 2016 . . . . .	50
5.4	Eventos . . . . .	52

6	ANÁLISE . . . . .	53
7	CONCLUSÃO . . . . .	56
7.1	Recomendações . . . . .	57
8	REFERÊNCIAS . . . . .	58
9	CÓDIGOS . . . . .	60
A	COEFICIENTE DE TROCA DE CALOR . . . . .	67

## LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1 – Exemplo de perfil de temperatura típico no Verão . . . . .	18
Figura 2 – Representação do ciclo anual de temperatura . . . . .	23
Figura 3 – Senóides de período $2\pi$ e atraso de fase $\alpha$ . . . . .	26
Figura 4 – Temperatura da água x Temperatura do ar em Médial Móvel com período em 10 para o reservatório do Verde . . . . .	32
Figura 5 – Temperatura da água x Temperatura do ar em Médial Móvel com período em 10 para o reservatório do Vossoroça . . . . .	32
Figura 6 – Série de dados para médias diárias do Vossoroça . . . . .	33
Figura 7 – Arquivo de resultados para médias diárias do Vossoroça . . . . .	33
Figura 8 – Comparação de temperatura de equilíbrio (em Vermelho) e temperatura da água (em Azul) para o Reservatório do Vossoroça em 2012 . . . . .	36
Figura 9 – Comparação de temperatura de equilíbrio (em Vermelho) e temperatura da água (em Azul) para o Reservatório do Vossoroça em 2013 . . . . .	37
Figura 10 – Comparação de temperatura de equilíbrio (em Vermelho) e temperatura da água (em Azul) para o Reservatório do Vossoroça em 2015 . . . . .	37
Figura 11 – Comparação de temperatura de equilíbrio (em Vermelho) e temperatura da água (em Azul) para o Reservatório do Vossoroça em toda a série . . . . .	38
Figura 12 – Comparação de temperatura de equilíbrio (em Vermelho) e temperatura da água (em Azul) para o Reservatório do Verde em 2010 . . . . .	39
Figura 13 – Comparação de temperatura de equilíbrio (em Vermelho) e temperatura da água (em Azul) para o Reservatório do Verde em 2013 . . . . .	40
Figura 14 – Comparação de temperatura de equilíbrio (em Vermelho) e temperatura da água (em Azul) para o Reservatório do Verde em 2016 . . . . .	40
Figura 15 – Comparação de temperatura de equilíbrio (em Vermelho) e temperatura da água (em Azul) para o Reservatório do Verde em toda série . . . . .	41
Figura 16 – Comparação de temperatura de equilíbrio (em Vermelho escuro), temperatura da água (em Azul) e média móvel da temp. de equilíbrio (Vermelho claro) para o Reservatório do Vossoroça em 10/2012 . . . . .	42
Figura 17 – Comparação de temperatura de equilíbrio (em Vermelho escuro), temperatura da água (em Azul) e média móvel da temp. de equilíbrio (Vermelho claro) para o Reservatório do Vossoroça em 08/2012 . . . . .	42
Figura 18 – Comparação de temperatura de equilíbrio (em Vermelho escuro), temperatura da água (em Azul) e média móvel da temp. de equilíbrio (Vermelho claro) para o Reservatório do Vossoroça em 11-12/2012 . . . . .	43

Figura 19 – Comparação de temperatura de equilíbrio (em Vermelho escuro), temperatura da água (em Azul) e média móvel da temp. de equilíbrio (Vermelho claro) para o Reservatório do Vossoroca em 02-03/2013 . . . . .	44
Figura 20 – Comparação de temperatura de equilíbrio (em Vermelho escuro), temperatura da água (em Azul) e média móvel da temp. de equilíbrio (Vermelho claro) para o Reservatório do Vossoroca em 04-05/2013 . . . . .	44
Figura 21 – Comparação de temperatura de equilíbrio (em Vermelho escuro), temperatura da água (em Azul) e média móvel da temp. de equilíbrio (Vermelho claro) para o Reservatório do Vossoroca em 08-09/2013 . . . . .	45
Figura 22 – Comparação de temperatura de equilíbrio (em Vermelho escuro), temperatura da água (em Azul) e média móvel da temp. de equilíbrio (Vermelho claro) para o Reservatório do Vossoroca em 01/2015 . . . . .	46
Figura 23 – Comparação de temperatura de equilíbrio (em Vermelho escuro), temperatura da água (em Azul) e média móvel da temp. de equilíbrio (Vermelho claro) para o Reservatório do Vossoroca em 02/2015 . . . . .	46
Figura 24 – Comparação de temperatura de equilíbrio (em Vermelho escuro), temperatura da água (em Azul) e média móvel da temp. de equilíbrio (Vermelho claro) para o Reservatório do Vossoroca em 09/2015 . . . . .	47
Figura 25 – Comparação de temperatura de equilíbrio (em Vermelho escuro), temperatura da água (em Azul) e média móvel da temp. de equilíbrio (Vermelho claro) para o Reservatório do Verde em 04/2010 . . . . .	48
Figura 26 – Comparação de temperatura de equilíbrio (em Vermelho escuro), temperatura da água (em Azul) e média móvel da temp. de equilíbrio (Vermelho claro) para o Reservatório do Verde em 08-09/2010 . . . . .	48
Figura 27 – Comparação de temperatura de equilíbrio (em Vermelho escuro), temperatura da água (em Azul) e média móvel da temp. de equilíbrio (Vermelho claro) para o Reservatório do Verde em 09/2013 . . . . .	49
Figura 28 – Comparação de temperatura de equilíbrio (em Vermelho escuro), temperatura da água (em Azul) e média móvel da temp. de equilíbrio (Vermelho claro) para o Reservatório do Verde em 06/2016 . . . . .	50
Figura 29 – Comparação de temperatura de equilíbrio (em Vermelho escuro), temperatura da água (em Azul) e média móvel da temp. de equilíbrio (Vermelho claro) para o Reservatório do Verde em 07/2016 . . . . .	50
Figura 30 – Comparação de temperatura de equilíbrio (em Vermelho escuro) temperatura da água (em Azul) para o Reservatório do Verde em 07/2016 . . . . .	51
Figura 33 – Caso 1 . . . . .	69
Figura 34 – Caso 2 . . . . .	70

Figura 35 – Comparação dos casos . . . . . 70

## LISTA DE TABELAS

Tabela 1 – Dados do reservatório do Rio Verde . . . . .	30
Tabela 2 – Dados do reservatório do Vossoroça . . . . .	31
Tabela 3 – Resultados diários para o reservatório do Vossoroça. . . . .	35
Tabela 4 – Resultados horários para o reservatório do Vossoroça. . . . .	35
Tabela 5 – Resultados de $\tau$ para cada ano. . . . .	36
Tabela 6 – Resultados diários para o reservatório do Verde. . . . .	38
Tabela 7 – Resultados horários para o reservatório do Verde. . . . .	38
Tabela 8 – Resultados de $\tau$ para cada ano. . . . .	39
Tabela 9 – Cálculo de $\tau$ em eventos do Vossoroça. . . . .	52
Tabela 10 – Cálculo de $\tau$ em eventos do Verde. . . . .	52
Tabela 11 – Resultados anuais para o reservatório do Vossoroça. . . . .	53
Tabela 12 – Resultados anuais de $D_H$ para o reservatório do Vossoroça. . . . .	54
Tabela 13 – Resultados anuais para o reservatório do Verde. . . . .	55
Tabela 14 – Resultados anuais de $D_H$ para o reservatório do Verde. . . . .	55

## LISTA DE SÍMBOLOS

$A$	$(\text{m}^2)$	Área da seção transversal constante
$a$	(adimensional)	Constante empírica
$B$	$(\text{Pa}^\circ\text{C}^{-1})$	Constante Psicrométrica
$b$	(adimensional)	Constante empírica
$c$	$(\text{Jkg}^{-1}\text{C}^{-1})$	Calor específico da água
$C_D$	(adimensional)	Coeficiente de arrasto
$c_{\rho_{\text{ar}}}$	$(\text{calg}^{-1}\text{C}^{-1})$	Calor específico do ar
$D_v$	$(\text{m}^2\text{s}^{-1})$	Difusividade térmica
$D_H$	$\text{m}^2\text{s}^{-1}$	Coeficiente de difusão turbulenta para o calor
$D_{H_0}$	$\text{m}^2\text{s}^{-1}$	Coeficiente de difusão turbulenta para o estado neutro
$D_M$	$\text{m}^2\text{s}^{-1}$	Coeficiente de difusão molecular para o calor
$B$	$(\text{Pa}^\circ\text{C}^{-1})$	Constante de Bowen
$e$	(adimensional)	Constante empírica
$e(T)$	(Pa)	Pressão de saturação de vapor
$e_a$	(Pa)	Pressão de saturação de vapor à temperatura do ar
$e_d$	(Pa)	Pressão de saturação de vapor à temperatura do ponto de orvalho
$e_s$	(Pa)	Pressão de saturação de vapor à temperatura da superfície da água
$f_p$		Fator de ponderação
$f(R_i)$	(adimensional)	Função de estabilidade

$f(U)$	$Wm^{-2}mbar^{-1}$	Função da velocidade do vento
$g$	$ms^{-2}$	Aceleração da gravidade
$H$	(m)	Profundidade do corpo d'água
$H_a$	$(Wm^{-2})$	Radiação de onda longa emitida pela atmosfera e absorvida pelo corpo d'água
$H_b$	$(Wm^{-2})$	Radiação de onda longa emitida a partir da superfície d'água
$H_c$	$(Wm^{-2})$	Termo de troca de calor não radiativa relacionado à condução de calor superficial do corpo d'água
$H_e$	$(Wm^{-2})$	Termo de troca de calor não radiativo relacionada à evaporação superficial do corpo d'água
$H_n$	$(Wm^{-2})$	Balanco total de fluxos através da superfície d'água
$H_s(z)$	$(Wm^{-2})$	Radiação de onda curta que penetra no corpo d'água
$h$	(m)	Altura acima da superfície da água para medir a velocidade do vento
$K$	$Wm^{-2}^{\circ}C^{-1}$	Coefficiente de troca de calor na interface ar água
$k$	(adimensional)	Constante de von Kármán
$L$	$(calg^{-1})$	Calor latente de vaporização
$P$	(mmHg)	Pressão atmosférica
$p$		Constante empírica
$R_B$	(adimensional)	Relação de Bowen
$R_h$	(%)	Umidade relativa
$R_i$	(adimensional)	Número de Richardson
$T=T(z, t)$	$^{\circ}C$	Temperatura do corpo d'água em relação à profundidade e ao tempo
$T_a$	$^{\circ}C$	Temperatura do ar

$T_d$	$^{\circ}\text{C}$	Temperatura do ponto de orvalho
$T_e$	$^{\circ}\text{C}$	Temperatura de equilíbrio
$T_s$	$^{\circ}\text{C}$	Temperatura da superfície da água
$U$	$(\text{ms}^{-1})$	Velocidade do vento
$w^*$	$(\text{ms}^{-1})$	Velocidade de atrito
$\alpha_w$	(adimensional)	Albedo da água
$\beta$	(adimensional)	Proporção de absorção de radiação solar de onda curta na superfície da água
$\gamma$	(adimensional)	Constante empírica
$\eta$	$(\text{m}^{-1})$	Coefficiente de absorção ou extinção
$\rho_{\text{ar}}$	$(\text{kgm}^{-3})$	Densidade do ar
$\rho_w$	$(\text{kgm}^{-3})$	Densidade da água
$\sigma$	$(\text{Wm}^{-2}\text{K}^{-4})$	Coefficiente de Stephan-Boltzman



## Resumo

Ao estudar a resposta térmica de lagos a forçantes meteorológicas é possível definir a temperatura de equilíbrio, que é a temperatura virtual do lago que estaria instantaneamente em equilíbrio com a atmosfera e representa o efeito combinado de todos os forçantes. A inércia térmica do lago, causada por fatores que dependem da eficiência do lago em se misturar e em propagar o calor, faz com que a resposta às forçantes meteorológicas apresentem dois efeitos: um atraso ou defasagem na resposta do lago aos eventos ou ciclos meteorológicos; e também uma atenuação dos extremos destes eventos/ciclos. Através de uma formulação teórica simplificada, e compará-la com dados, para dois reservatórios: Vossoroca e Rio Verde. Pôde-se verificar que com a utilização de um ciclo sazonal, ou seja, um "evento" de 365 dias, os resultados obtidos para o tempo de atraso da teoria foram razoáveis quando comparados a valores observados. Uma inovação deste trabalho foi tentar usar a teoria para eventos de menor duração para estimar o atraso dos extremos do evento. Neste caso a teoria funcionou para vários eventos observados.

### **Abstract**

Studying the thermal response of lakes by meteorological forces it is possible to define the equilibrium temperature, which is the virtual temperature of a lake if it was instantly in equilibrium with the atmosphere and represents the combined effect of all forces. A thermal inertia of the lake, induced by factors that depends of the lake's efficiency in mix and propagate heat, makes the response of the meteorological forces have two effects: a lag in the lake's response to the events or meteorological cycles; and a mitigation of the extreme of these events/cycles. Through a simplified theoretical formulation, and to comparing with data, for both reservoirs: Vossoroca and Verde River. It was able to verify that with the utilization of a seasonal cycle, in other words, a "event" of 365 days, the obtained results for time lag of the theory were reasonable when compared with observed values. An innovation in this study was to try to use the theory for events of a lesser duration to estimate the lag of the extremes of the event. In this case, the theory worked for various observed events.

## 1 INTRODUÇÃO

A temperatura é uma variável importante no estudo de corpos d'água, ela atua em reações químicas e em processos físicos e biológicos. Nos processos físicos a temperatura tem influência nas massas de água causando alterações em sua densidade e criando camadas no corpo d'água. Este processo, conhecido como estratificação térmica, tem influência na dinâmica de movimentos verticais de massas d'água. Assim, a estrutura térmica de um corpo d'água resulta em variações verticais de densidade que possuem efeitos importantes na mistura e circulação forçada pelo vento ou outras correntes (Dake, 1964).

Os movimentos de mistura, que transportam substâncias dissolvidas e calor, tem grande influência na produtividade e distribuição do ecossistema aquático, podendo alterar a distribuição de compostos químicos nutrientes e microorganismos existentes num corpo d'água, assim influenciando a qualidade da água. Portanto, uma forma de estudo para esses corpos é a utilização de um modelo de estratificação térmica, utilizando uma equação de transporte de calor unidimensional transiente na vertical e em um modelo de difusão turbulenta.

A estratificação térmica é determinada pelos mecanismos de troca de calor, sendo que os padrões de temperatura da água desenvolvidos em rios e lagos é dado pelo balanço entre a energia térmica da água e as fontes térmicas com o corpo d'água (Borman, Larson 2003). Esses arredores podem ser condições meteorológicas e hidráulicas. As condições meteorológicas incluem temperatura do ar, radiação solar, vento e umidade. Os parâmetros hidráulicos e/ou físicos incluem vazões de entrada/saída e seus fluxos de calor, declividade e rugosidade do fundo (Gu; Li, 2002). Para este estudo será considerado apenas os mecanismos de troca na interface ar-água.

Diversos estudos já mostravam uma preocupação com a temperatura vertical de um lago. Um desses estudos (Dake, 1964) demonstraram que padrões de circulação podem ser estudados em modelos de lagos em laboratórios, simulando o cisalhamento do vento, o efeito Coriolis e a estratificação térmica. No estudo de Harleman et al.(1964), a diferença de densidade da água devido à estratificação foi simulada utilizando camadas de água e sal e para reproduzir a radiação solar foram utilizadas lâmpadas. Desta forma, foi possível reproduzir a distribuição de temperatura em períodos sazonais ao variar a energia fornecida pelas lâmpadas.

Arcifa et al.(1990) estudou o lago Monte Alegre, localizado em São Paulo, Brasil. No trabalho verificou-se as influências das estações sobre a temperatura. Notou-se que, de fato, no inverno, o gradiente térmico causado pelo aquecimento da superfície não se mantinha à

noite; e que no verão, a termoclina e a oxiclina, possuíram as suas estratificações mantidas durante a noite. Também notou-se que a dinâmica tende a ser mais complexa quanto mais raso for o reservatório.

Apesar deste trabalho ter foco em lagos e reservatórios, é importante notar que a temperatura é grandemente influenciada pelos fluxos de entrada e saída de água, de acordo com um estudo apresentado por Gu; Li(2002) em que foi demonstrado que temperatura média diária e máxima diária se aproximam assintoticamente da temperatura de fluxo de entrada de água. Também foi notado que a taxa total de sensibilidade da temperatura máxima diária em respeito ao fluxo é 2,5 vezes maior que a temperatura média diária.

## 1.1 Objetivos

Este trabalho tem como objetivo adaptar e aplicar uma teoria de resposta térmica de um lago às forçantes meteorológicas (Edinger, 1968, 1970), para os reservatórios do Vossoroca e do Rio Verde. Especificamente, serão definidos alguns poucos parâmetros simples que caracterizam o atraso (defasagem) de resposta do reservatório e a atenuação da amplitude de variabilidade da temperatura.

## 2 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

### 2.1 Estratificação

O parâmetro físico/químico/biológico mais importante para a modelagem de qualidade d'água em lagos e reservatórios é a temperatura da água Henderson-Sellers(1984b) - mais especificamente o perfil vertical da temperatura. Este perfil vertical é importante, pois pode-se determinar o nível da estabilidade térmica em uma determinada profundidade. A estabilidade determina as trocas verticais (mistura) de energia interna e de nutrientes como oxigênio dissolvido, fósforo, entre outros, além disso, determina a intensidade na qual as forças de empuxo inibem a mistura turbulenta induzida pelo cisalhamento de velocidade. Assim, conclui-se que quanto maior o gradiente de densidade vertical, maior será a estabilidade e mais restrita serão as trocas verticais Henderson-Sellers(1984b).

Corpos d'água profundos em latitudes temperadas, incluindo lagos, rios e oceanos, exibem, durante parte de seu ciclo anual, e possivelmente diário, uma estrutura termal característica na qual uma camada superior misturada e de temperatura mais alta é separada de camadas inferiores de temperaturas relativamente baixas. Como afirmado por Sundaram e Rehm (1973), quando um corpo d'água exibe tal estrutura vertical, é chamado de estratificado, e a camada esbelta onde há um gradiente de temperatura intenso separando a camada superior quase homogênea da camada inferior é conhecida como termoclina.

Henderson-Sellers(1984b) ilustra a situação de um lago inicialmente homogêneo na temperatura com baixa temperatura ao fim do inverno. No começo do verão, com a presença de radiação solar na superfície deste lago, há um armazenamento de energia pela superfície do corpo d'água que é misturada pela turbulência induzida pelo vento. Em lagos profundos, onde esta mistura não é efetiva até o fundo do lago, uma camada, chamada de epilímnio, é formada e é definida pelo limite da efetividade dessa mistura. Próximo ao fundo do lago, a água apresenta uma variação vertical de temperatura pequena, com gradiente de temperatura desprezível. Esta camada é conhecida por hipolímnio. Usualmente, há uma camada entre o epilímnio e o hipolímnio, conhecida como metalímnio, na qual o gradiente de temperatura ( $dT/dz$ ) é maior, porém esta camada é comumente aproximada como uma linha (termoclina) onde  $\partial^2 T/\partial z^2 = 0$ , como ilustra a figura 1.

Após o verão, quando o balanço de energia na superfície do lago inverte, há um resfriamento do lago, onde as massas de água próximas à superfície do lago perdem calor, formando uma camada de instabilidade: como essas massas de água estão mais frias e possuem densidade maior que as outras camadas mais profundas do lago, essas tendem à misturar-se

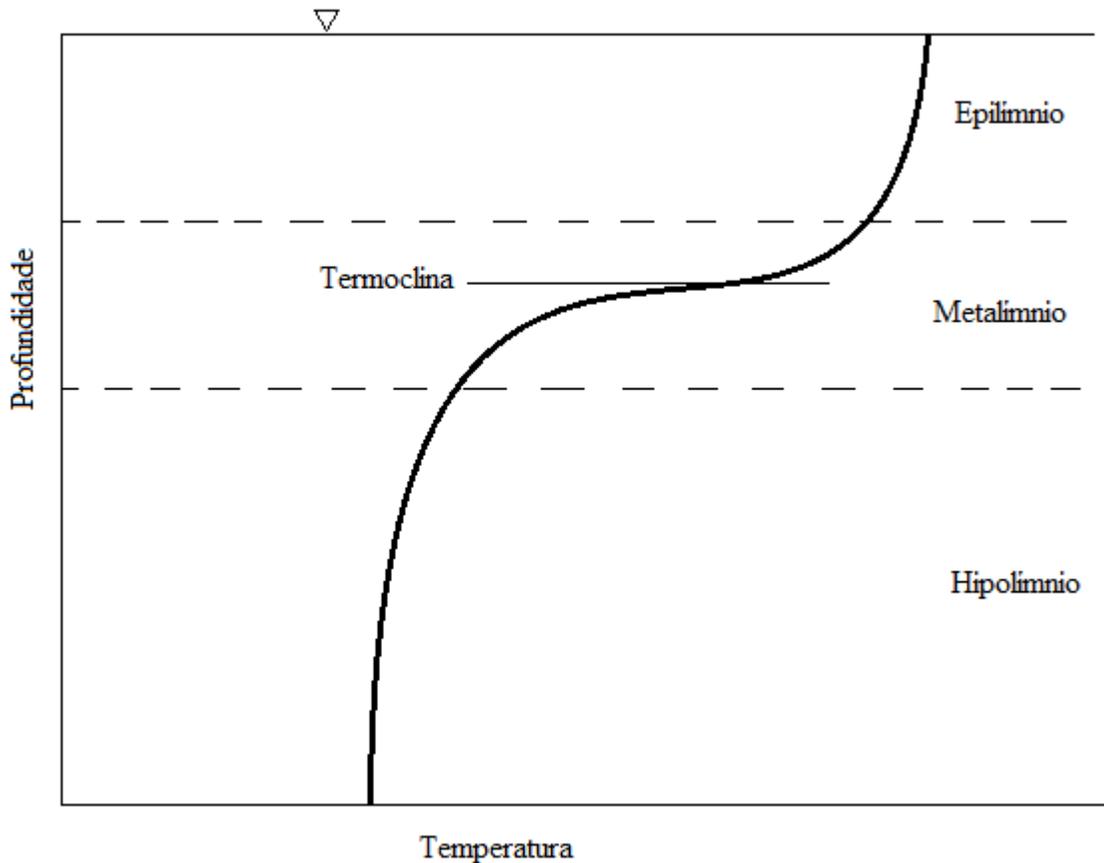


Figura 1 – Exemplo de perfil de temperatura típico no Verão. Adaptado de Henderson-Sellers(1984).

com as do fundo. Este processo ocorre até que o lago apresente-se isotérmico. A persistência do resfriamento do lago resulta numa taxa homogênea de mistura em todas as profundidades, isto é, à medida que o lago resfria, ele tende a permanecer homogêneo, até a temperatura da máxima densidade.

## 2.2 Balanço de Energia

Segundo Edinger(1968), a equação para o balanço do fluxo de energia na superfície da água é:

$$H_n = H_s + H_a - H_{sr} - H_{ar} - (H_b + H_c + H_e), \quad (2.1)$$

onde  $H_s$  é a radiação de onda curta incidente,  $H_a$  é a radiação de onda longa emitida pela atmosfera e absorvida pelo corpo d'água,  $H_{sr}$  é a radiação atmosférica refletida de onda curta,  $H_{ar}$  é radiação de onda longa refletida pela superfície da água,  $H_b$  é a radiação de onda longa emitida pela superfície do corpo d'água,  $H_e$  é o termo de fluxo de calor latente

relacionado à evaporação superficial do corpo d'água e  $H_c$  é o fluxo de calor sensível trocado entre a superfície da água e o ar.

Cada termo da eq 2.1 é medido no SI em  $Wm^{-2}$ .

As quatro primeiras radiações apresentadas do lado direito da equação 2.1 são independentes da temperatura da superfície da água. A radiação absorvida ( $H_r$ ) é dada por (Chow, 1988) equação:

$$H_r = H_i(1 - \alpha_w) \quad (2.2)$$

onde  $H_i$  é a radiação incidente e  $\alpha_w$  é o albedo da superfície da água, o qual nesse trabalho será usado o valor de 0,04.

As três demais radiações, apresentadas ao final do lado direito da equação 2.1, são relacionadas com a temperatura da água e do ar, velocidade do vento e outros fatores. Estes termos serão descritos a seguir.

$H_e$  possui formulação dada por (Sweers, 1976):

$$H_e = f(U)(e_s - e_a) \quad (2.3)$$

onde  $U$  é a velocidade do vento obtida acima da superfície do corpo d'água em  $ms^{-1}$ , portanto,  $f(U)$  é uma função que depende da velocidade do vento medido, dada em  $Wm^{-2}mbar^{-1}$ . A pressão de saturação de vapor à temperatura superficial da água é representada por  $e_s$  e a pressão de saturação de vapor à temperatura do ponto de orvalho é representada por  $e_a$ , ambas as pressões de saturação são dadas em  $Pa$ .

De acordo com Sweers (1976), a função da velocidade do vento pode ser aproximada por:

$$f(U) = 4,4 + 1,82U \quad (2.4)$$

A pressão de saturação de vapor a uma temperatura em  $^{\circ}C$ , em  $Pa$ , é expressa de acordo com Chow (1988):

$$e(T) = 611 \exp\left(\frac{17,27T}{273,3 + T}\right) \quad (2.5)$$

$H_b$ , a perda da radiação por onda longa, é calculada por:

$$H_b = -\epsilon_w \sigma (T_s + 273)^4 \quad (2.6)$$

onde  $\epsilon_w$  é a emissividade da água, de valor 0,97(adimensional),  $T_s$  é a temperatura da superfície da água em  $^{\circ}C$  e  $\sigma$  é a constante de Stephan-Boltzmann igual a  $5,67 \cdot 10^{-8} W/m^2K^4$ .

Para 2.6, pode-se realizar a expansão:

$$H_b = -\epsilon_w \sigma \left[ 1 + 4 \left(\frac{T_s}{273}\right) + 6 \left(\frac{T_s}{273}\right)^2 + 4 \left(\frac{T_s}{273}\right)^3 + \left(\frac{T_s}{273}\right)^4 \right] \quad (2.7)$$

mantendo os termos quadráticos, a equação pode ser aproximada para:

$$H_b = -\varepsilon_w \sigma \left[ 1 + 4 \left( \frac{T_s}{273} \right) + 6 \left( \frac{T_s}{273} \right)^2 \right] \quad (2.8)$$

$H_c$  é a perda de energia por calor sensível:

$$H_c = -Bf(\mathbf{U})(T_s - T_a) \quad (2.9)$$

Bowen (1926) apresenta a seguinte relação:

$$R_B = \frac{H_c}{H_e} = B \frac{(T_s - T_a)}{(e_s - e_d)} \quad (2.10)$$

em que  $T_s$  e  $T_a$  representam, respectivamente, a temperatura da superfície da água e a temperatura do ar medida a uma dada altura, ambas em °C.

A constante de psicométrica ( $B$ ), presente na equação 2.10, é dada por:

$$B = \frac{p}{0.622} \frac{c_{p_{ar}}}{l_v} \frac{D_h}{D_w} \quad (2.11)$$

na qual,  $l_v$  representa o calor latente de vaporização, igual à  $2441.10^3 \text{ Jkg}^{-1}$ ,  $c_{p_{ar}}$  representa o calor específico do ar, com valor de  $1005 \text{ Jkg}^{-1}\text{K}^{-1}$  e  $p$  é a pressão atmosférica, igual à  $101,3 \text{ kPa}$ . Portanto, obtém-se  $B$  igual à  $67,1 \text{ Pa}^\circ\text{C}^{-1}$ . A relação  $D_h/D_w$  das difusividades do calor e do vapor é suposta igual a 1, de acordo com Priestley(1972). A fórmula demonstra que a energia perdida por calor sensível e evaporação seguem a mesma leis similares.

Finalmente, ao reunir todos os termos das equações 2.3, 2.6, 2.9 e os demais termos de  $H_r$  na equação 2.1, obtêm-se:

$$H_n = H_r - \varepsilon_w \sigma (T_s + 273)^4 - Bf(\mathbf{u})(T_s - T_a) - f(\mathbf{U})(e_s - e_d) \quad (2.12)$$

Edinger(1968) afirma que pode-se utilizar uma expressão para a relação entre a pressão de vapor de saturação e a temperatura da água, a fim de formular o balanço de troca de calor em função da temperatura. Escolhendo um incremento como a diferença entre a pressão de saturação na superfície da água( $e_s$ ) e a atual pressão de saturação do ar( $e_{ar}$ ), o gradiente da aproximação será:

$$\beta_s = \frac{e_s - e_{ar}}{T_s - T_d} \quad (2.13)$$

podendo reescrevê-la como:

$$e_s - e_{ar} = \beta_s (T_s - T_d) \quad (2.14)$$

Ao juntar a equação 2.14 na equação 2.12, obtêm-se:

$$H_n = H_r - \varepsilon_w \sigma (T_s + 273)^4 - Bf(\mathbf{U})(T_s - T_a) - f(\mathbf{U}) \beta_s (T_s - T_d) \quad (2.15)$$

e rearranjando:

$$H_n = H_r - \varepsilon_W \sigma (T_s + 273)^4 + (B T_a + \beta_s T_d) f(\mathbf{U}) - (\beta_s + B) T_s f(\mathbf{U}) \quad (2.16)$$

Da equação 2.16 pode-se substituir a temperatura da superfície ( $T_s$ ) pela temperatura de equilíbrio ( $T_e$ ) (Tal temperatura será estudada no próximo capítulo) e aplicando  $H_n = 0$ . Aplicando a expansão obtida na equação 2.8 e ao substituir  $T_s$  por  $T_e$  e  $\beta_s$  por  $\beta_e$  na equação 2.16, obtêm-se:

$$0 = H_r - \varepsilon_W \sigma 273^4 - 4\varepsilon_W \sigma T_e 273^3 - 6\varepsilon_W \sigma T_e^2 273^2 + (B T_a + \beta_e T_d) f(\mathbf{U}) - (\beta_e + B) T_e f(\mathbf{U}) \quad (2.17)$$

Pode-se subtrair a equação 2.17 da equação 2.16, obtendo um balanço de calor:

$$H_n = 4\varepsilon_W \sigma (T_e - T_s) 273^3 + 6\varepsilon_W \sigma (T_e^2 - T_s^2) 273^2 + (\beta_s - \beta_e) T_d f(\mathbf{U}) + [(\beta_e + B) T_e - (\beta_s + B) T_s] f(\mathbf{U}) \quad (2.18)$$

Edinger(1968) afirma que o segundo termo ao lado direito desta equação representa menos de 10% da taxa de troca total de calor, assim este termo pode ser descartado da equação, portanto:

$$H_n = 4\varepsilon_W \sigma (T_e - T_s) 273^3 + (\beta_s - \beta_e) T_d f(\mathbf{U}) + [(\beta_e + B) T_e - (\beta_s + B) T_s] f(\mathbf{U}) \quad (2.19)$$

Levando em consideração que a diferença entre  $T_e$  e  $T_s$  é relativamente pequena para médias longas, pode-se assumir que sob estas condições os gradientes (equação 2.13) da pressão de vapor  $\beta_s$  e  $\beta_e$  serão aproximadamente iguais, assim será imposto que  $\beta_e = \beta_s = \beta$ , o que resultará em:

$$H_n = [4\varepsilon_W \sigma 273^3 + (\beta + B) f(\mathbf{U})] (T_e - T_s) \quad (2.20)$$

Edinger(1968) afirma que o termo presente no colchetes representa o coeficiente de troca de calor ( $K$ ), assim a equação pode ser reescrita como:

$$H_n = K (T_e - T_s) \quad (2.21)$$

onde  $K$  é dado em  $W m^{-2} C^{-1}$ , no qual:

$$K = 4\varepsilon_W \sigma 273^3 + (\beta + B) f(\mathbf{U}) \quad (2.22)$$

Sweers(1976) em seu estudo apresenta outra fórmula para calcular o coeficiente de troca de calor:

$$K = -\frac{\partial H_n}{\partial T_s} = -\left( \frac{\partial H_b}{\partial T_s} + \frac{\partial H_e}{\partial T_s} + \frac{\partial H_c}{\partial T_s} \right) \quad (2.23)$$

A derivada de  $H_b$ (2.6) será:

$$\frac{\partial H_b}{\partial T_s} = -4\epsilon_W\sigma(T_s + 273)^3 \quad (2.24)$$

A derivada de  $H_e$ (equação 2.3) é dada por:

$$\frac{\partial H_e}{\partial T_s} = -f(\mathbf{u})\frac{\partial e_s}{\partial T_s} \quad (2.25)$$

o qual resulta em:

$$\frac{\partial H_e}{\partial T_s} = -f(\mathbf{u})611 \left( \frac{4098,171}{(237,3 + T_s)^2} \right) \exp \left( \frac{17,27T_s}{237,3 + T_s} \right) \quad (2.26)$$

Derivando  $H_c$ (2.9) obtém-se:

$$\frac{\partial H_c}{\partial T_s} = -Bf(\mathbf{u}) \quad (2.27)$$

Finalmente, o coeficiente de troca  $K$  é definido com uma função da velocidade do vento e de  $T_s$ :

$$K = 4\epsilon_W\sigma(T_s + 273)^3 + f(\mathbf{u})611 \left( \frac{4098,171}{(237,3 + T_s)^2} \right) \exp \left( \frac{17,27T_s}{237,3 + T_s} \right) + Bf(\mathbf{u}) \quad (2.28)$$

### 2.3 Temperatura de Equilíbrio

O conceito da temperatura de equilíbrio é útil para compreender um ciclo de variações de temperatura e estratificação de um lago. De acordo com Sundaram e Rehm (1973) o significado físico da temperatura de equilíbrio é que a redistribuição do calor em um lago sempre tende a estar de uma forma que altere a temperatura da superfície para que fique igual a temperatura de equilíbrio, como ilustrado na figura 2.

Como afirmam Sundaram e Rehn (1973) o fluxo de calor na superfície do lago inverte durante o período de menor incidência de fontes externas, desta forma a temperatura no fundo e na superfície de um lago e irão coincidir com a temperatura de equilíbrio neste momento. Durante os meses de primavera a temperatura de equilíbrio aumenta devido ao aumento de radiação solar. Portanto a temperatura da superfície também aumenta, porém a uma menor taxa em comparação à temperatura de equilíbrio, esta diferença resulta no tempo de atraso (defasagem) e atenuação dos extremos. A temperatura das camadas na superfície do lago dependem da taxa de aquecimento e mistura entre essas camadas e as camadas mais profundas do lago.

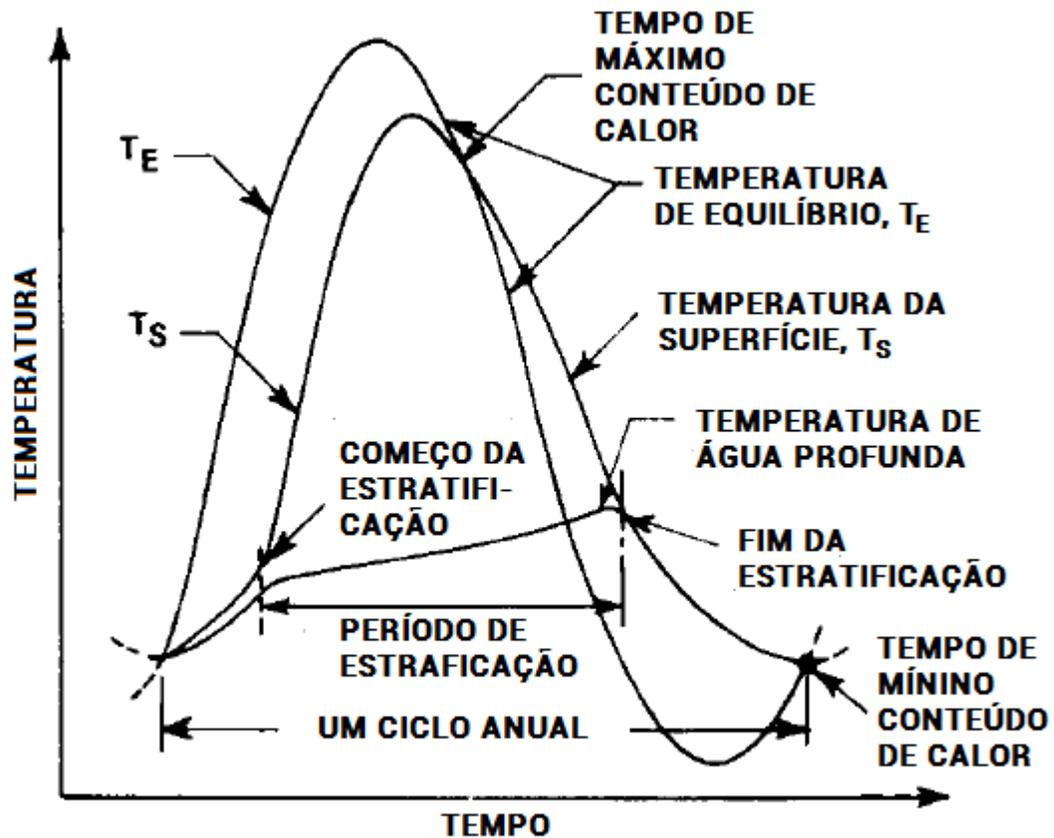


Figura 2 – Representação do ciclo anual de temperatura. Fonte: Sundaram e Rehm (1973), página 159, Adaptado para português.

Apresentada no capítulo anterior, Edinger (1968) afirma em seu trabalho que balanço do fluxo de energia pode ser representado por:

$$H_n = K(T_e - T_s) \quad (2.29)$$

onde a temperatura de equilíbrio é dada por  $T_e$  e a temperatura da superfície da água por  $T_s$  e  $K$  é um coeficiente de troca superficial de calor.

A equação 2.29 indica que quando  $T_e > T_s$  o corpo d'água ganha calor, e quando  $T_e < T_s$ , ele perde calor, de forma que a taxa de ganho ou perda é proporcional à diferença entre a temperatura da superfície e a de equilíbrio.

Para determinar a temperatura de equilíbrio, pode-se utilizar duas equações do capítulo anterior, ao rearranjar 2.17 para obter  $f(U)$  em função dos outros termos:

$$f(U) = \frac{K - 4\epsilon_w \sigma 273^3}{\beta + B} \quad (2.30)$$

e juntando com a equação 2.22, resulta em

$$0 = H_r - \varepsilon_W \sigma 273^4 - 4\varepsilon_W \sigma T_e 273^3 - 6\varepsilon_W \sigma T_e^2 273^2 + (BT_a + \beta T_d) \frac{K - 4\varepsilon_W \sigma 273^3}{\beta + B} - (\beta + B) T_e \left( \frac{K - 4\varepsilon_W \sigma 273^3}{\beta + B} \right) \quad (2.31)$$

ao rearranjar os termos têm-se

$$6\varepsilon_W \sigma T_e^2 273^2 + K T_e = H_r - \varepsilon_W \sigma 273^4 + (BT_a + \beta T_d) \left( \frac{K - 4\varepsilon_W \sigma 273^3}{\beta + B} \right). \quad (2.32)$$

Ao isolar a temperatura de equilíbrio, têm-se

$$T_e = \frac{H_r - \varepsilon_W \sigma 273^4}{K} + (BT_a + \beta T_d) \left( \frac{K - 4\varepsilon_W \sigma 273^3}{\beta + B} \right) \quad (2.33)$$

onde  $H_r$  é a radiação absorvida, apresentada na seção anterior.

Como Edinger (1968) afirma, o valor da temperatura de equilíbrio é determinado pelos processos de troca de calor na interface ar-água. O coeficiente  $K$  descreve a taxa na qual  $T_e$  responde às variações de tais processos.

Considerando, como primeira aproximação, o caso de uma coluna de água de altura  $h$  completamente misturada, com a temperatura da superfície igual à temperatura média da coluna ( $T$ ), pode-se equacionar a variação temporal da energia interna em termos do fluxo:

$$\rho C_p h \left( \frac{\partial T}{\partial t} \right) = H_n = K(T_e - T). \quad (2.34)$$

A equação mostra como o coeficiente de troca de calor ( $K$ ) determina a taxa com que  $T$  se aproxima da temperatura de equilíbrio ( $T_e$ ).

Supondo que  $K$  seja constante e, novamente, que a temperatura da superfície seja uniforme na vertical, a temperatura da água se aproximará da temperatura de equilíbrio exponencialmente. Porém, se  $K$  e a temperatura de equilíbrio forem funções do tempo, pode-se escrever a equação 2.34 como:

$$\rho C_p h \left( \frac{\partial T}{\partial t} \right) = K(t)(T_e(t) - T(t)), \quad (2.35)$$

ou, definindo  $k(t) = K(t)/(\rho C_p)$ :

$$\frac{h}{k(t)} \frac{\partial T}{\partial t} + T(t) = T_e(t) \quad (2.36)$$

Para um caso de coeficiente de troca de calor constante, seguindo Duttweiler (1963) e Edinger (1968), pode-se estudar uma variação senoidal para  $T_e$  em 2.36:

$$T_e(t) = T_m + T_i \text{sen}(2\pi\omega t + \phi) \quad (2.37)$$

onde  $T_m$  é a média temporal de  $T_e$ ,  $T_i$  é a amplitude da variação senoidal de  $T_e$ ,  $\omega$  é a frequência da oscilação do forçante meteorológico e  $\phi$  é um ângulo de fase arbitrário do forçante. Ao combinar esta equação com a equação 2.36, e resolvendo-a supondo  $k$  constante, resulta em:

$$T(t) = T_m + T_u \text{sen}(2\pi\omega t + \phi - \alpha) + F(0)e^{-kt/h} \quad (2.38)$$

onde  $F(0)$  é uma função dependente das condições iniciais,  $\alpha$  é o atraso de fase, o qual será apresentado adiante, e  $T_u$  é a amplitude da variação senoidal da temperatura da água, apresentada como:

$$T_u = T_i / \sqrt{1 + \left(\frac{2\pi\omega h}{k}\right)^2} \quad (2.39)$$

Pela equação 2.38 nota-se que, no longo prazo, a média temporal da temperatura da água é igual à média temporal da temperatura de equilíbrio. A relação da amplitude, apresentada na equação 2.39, se aproxima da unidade à medida que o período aumenta em direção à um ciclo sazonal, ou seja,  $\zeta = 1/\omega = 365$  dias, nesta situação os valores máximo e mínimo da temperatura da água não divergirão grandemente em magnitude comparados aos valores máximo e mínimo da temperatura de equilíbrio. Para um ciclo diário ( $\zeta = 1/\omega = 1$  dia), a amplitude da temperatura da água pode ser apenas uma pequena proporção da amplitude de  $T_e$ .

Edinger (1974) apresenta outra forma de se calcular a temperatura de equilíbrio, na qual pode ser estimada utilizando uma relação aproximada:

$$T_e = T_d + H_r/K \quad (2.40)$$

onde  $H_r$  é a radiação absorvida. Conforme já apresentado  $K$  é o coeficiente de troca de calor (equação 2.28), e  $T_d$  é a temperatura do ponto de orvalho.

Ao observar a equação 2.40 pode-se notar que a maior fonte de flutuações diárias no valor de  $T_e$  é o componente de radiação solar, sendo que a temperatura de orvalho tende a se manter constante durante um dia único. A temperatura de equilíbrio atingirá, geralmente, o seu máximo próximo ao meio-dia, sem levar em consideração a presença de nuvens. Durante a noite,  $T_e$  se aproxima da temperatura do ponto de orvalho. Como Edinger (1974) afirma, em um período anual, os componentes  $T_d$  e  $H_r$ , da equação 2.40, são geralmente muito maiores no período do verão quando comparados ao inverno. Ao considerar flutuações sazonais no valor de  $T_e$ , o componente dominante nestas variações é a temperatura do ponto de orvalho.

O ponto de orvalho é a temperatura qual o ar deve ser esfriado para se tornar saturado com vapor de água, ao ser esfriado após esse ponto, o vapor de água será condensado formando água líquida. A temperatura do ponto de orvalho pode ser medida com o auxílio de um

higrômetro, ou pode ser calculada utilizando a temperatura do ar e a umidade em questão. Lawrence (2005) apresenta em seu estudo uma forma acurada de se calcular  $T_d$ :

$$T_d = T_a - \left( \frac{100 - R_h}{5} \right) \left( \frac{T_a + 273,15}{300} \right)^2 - 0,00135(R_h - 84)^2 + 0,35 \quad (2.41)$$

onde  $R_h$  é a umidade relativa do ar em %.

#### 2.4 Tempo de atraso e Razão de Amortecimento da Amplitude

Edinger (1968, 1970) verificaram o tempo de atraso entre a temperatura do corpo d'água em comparação com a temperatura do ar acima deste corpo d'água. Da equação 2.38, do capítulo anterior, o atraso de fase( $\alpha$ ) é dado por

$$\alpha = \text{tg}^{-1} \left( \frac{2\pi\omega h}{k} \right) \quad (2.42)$$

sendo que  $\alpha$  varia no intervalo  $0 < \alpha < \pi/2$  e  $h$  é a altura da coluna d'água.

A figura 3 ilustra a situação para  $T_e$  e  $T$  como senóides de períodos igual à  $2\pi$ .

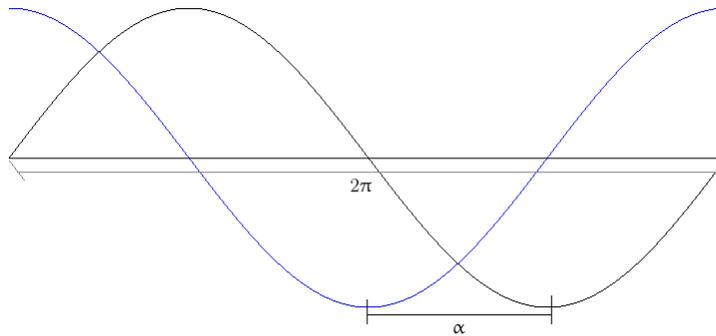


Figura 3 – Senóides de período  $2\pi$  e atraso de fase  $\alpha$

O atraso de fase ( $\alpha$  em radianos) pode ser substituído por um atraso na escala temporal. Assim, uma variação de  $2\pi$  na fase corresponde a um evento de período temporal  $\zeta = 1/\omega$ :

$$\tau = \frac{\alpha\zeta}{2\pi} \quad (2.43)$$

Tipicamente, o atraso do ciclo sazonal,  $\zeta = 365$  dias, será da ordem de dias e se o ciclo for diurno, com  $\zeta = 1$  dia, o atraso será da ordem de poucas horas (até 6 h). Como a temperatura máxima de equilíbrio ocorre perto do meio-dia no ciclo diurno as temperaturas da água alcançariam seu valor máximo em torno das 16 - 18 horas.

Ao aumentar a profundidade da coluna de água há um decréscimo na razão entre a amplitude de temperatura da água para a amplitude da temperatura de equilíbrio. Ou,

para uma variação de temperatura de equilíbrio fixa, a amplitude da temperatura da água irá diminuir com o aumento da profundidade da coluna d'água.

De forma análoga, porém considerando um lago com temperatura variando na vertical (estratificada), Edinger (1970) obteve uma fórmula análoga a 2.43, porém para o cálculo do atraso de fase,  $\alpha$ , ele obteve:

$$\alpha = \text{tg}^{-1} \frac{1}{1 + 2\beta k/\omega} \quad (2.44)$$

onde a taxa de decaimento da temperatura com a profundidade,  $\beta$ , é dada por:

$$\beta = \left( \frac{\omega}{2D_v} \right)^{1/2} \quad (2.45)$$

sendo  $D_v$  a difusividade turbulenta vertical, qual pode ser obtida pela soma do coeficiente de difusão molecular ( $D_M$ ) com o coeficiente de difusão turbulenta ( $D_H$ ). A frequência da variação senoidal ( $\omega$ ) é novamente igual a  $2\pi/\zeta$ . Para a variação sazonal anual,  $\zeta = 365$  dias, mas a ideia pode ser aplicada para evento de qualquer duração.

A razão de atenuação de amplitude apresentada por Edinger (1970), relaciona a amplitude da temperatura da superfície do corpo d'água,  $T_{sa}$ , com a amplitude da temperatura de equilíbrio,  $T_e$ . É apresentada como:

$$\frac{T_{sa}}{T_e} = \frac{2\beta k/\omega}{[1 + (1 + 2\beta k/\omega)^2]^{1/2}} \quad (2.46)$$

Os detalhes da formulação do problema com  $T$  variando com o tempo  $t$  e com a profundidade  $z$  não serão mostradas aqui.

## 2.5 Difusão Turbulenta

O coeficiente de difusão turbulenta, apresentado por Sundaram & Rehm (1971b) pode ser descrito por:

$$D_H = D_{H0} f(R_i) \quad (2.47)$$

nde  $D_{H0}$  é o coeficiente de difusão turbulenta em condições neutras de estabilidade, dado por:

$$D_{H0} = c_1 w^* \quad (2.48)$$

na qual a velocidade de fricção,  $w^*$  será apresentada a seguir, e  $c_1$  será adotada como constante de valor 0,0282m.

$R_i$ , na equação 2.47, é o número de Richardson fornecendo a função de estabilidade,  $f(R_i)$ , dada por:

$$f(R_i) = (1 + \sigma R_i)^{-n} \quad (2.49)$$

com os valores de  $\sigma$  e  $n$  determinados empiricamente. Sundaram & Rehm (1971b) apresentam  $\sigma = 0,1$  e  $n = 1$ , os quais serão utilizados nesse trabalho.

O número de Richardson é:

$$R_i = \frac{-g(\partial\rho/\partial z)}{\rho(\partial u/\partial z)^2} \quad (2.50)$$

o qual também pode ser determinado por:

$$R_i = \frac{-g\alpha_v(\partial T/\partial z)}{(\partial u/\partial z)^2} \quad (2.51)$$

na qual,  $\alpha_v$  é o coeficiente de expansão térmica da água ( $^{\circ}\text{C}^{-1}$ ),  $g$  é a aceleração da gravidade ( $\text{m/s}^2$ ),  $u$  é a componente horizontal de velocidade da água ( $\text{m/s}$ ). Assume-se que a geração de turbulência é caracterizada por condições superficiais. Pois com a ação do vento sobre a superfície do corpo d'água, turbulência nas camadas superiores é causada pelo cisalhamento. Assim, não há necessidade de se conhecer explicitamente o valor de  $u$ .

Walters (1978), apresenta em seu trabalho uma forma para calcular  $\alpha_v$ :

$$\alpha_v = \left(\frac{1}{\rho}\right) \frac{\partial\rho}{\partial T} \quad (2.52)$$

onde  $\rho$  é a densidade da água.

O termo  $\frac{\partial u}{\partial z}$ , chamado de cisalhamento da velocidade pode ser obtido por:

$$\frac{\partial u}{\partial z} = \frac{w^*}{kz} \quad (2.53)$$

onde  $w^*$  é a velocidade de fricção ou atrito ( $\text{m/s}$ ),  $k$  é a constante de von Kármán, de valor 0,4 e  $z$  é a profundidade de um ponto a partir da interface ar-água. Esta formulação tem validade restrita às camadas mais perto da superfície do corpo d'água onde a fricção de velocidade é constante como explicita Henderson-Sellers (1985).

A velocidade de atrito,  $w^*$  é dada por:

$$w^* = \left(\frac{\rho_a}{\rho_w} c_D U^2\right)^{1/2} \quad (2.54)$$

onde  $\rho_{ar}$  é a densidade do ar,  $\rho_w$  é a densidade da água,  $C_D$  é o coeficiente de arrasto e  $U$  é a velocidade do vento medida à uma altura da superfície da água, podendo ser 2,8 ou de 10 metros, geralmente.

Um modelo foi formulado por Sundaram e Rehm (1973), onde foi incluído a interação entre o gradiente da turbulência induzida pelo vento e o gradiente da flutuabilidade, devido ao aquecimento da superfície do corpo d'água. Esta interação é resumida pelo coeficiente

de difusividade turbulenta para o transporte vertical de calor, dependente do número de Richardson:

$$D_H = 0,0282w^*(1 + 0,1\text{Ri})^{-1} \quad (2.55)$$

onde:

$$\text{Ri} = -g \frac{\alpha_v k^2 z^2}{\left(\frac{\rho_{\text{ar}}}{\rho_w} C_D U^2\right) \frac{\partial T}{\partial z}} \quad (2.56)$$

### 3 ÁREA DE ESTUDO E DADOS

#### 3.1 Reservatório do Rio Verde

Localizada na região oeste da área metropolitana de Curitiba, no estado do Paraná, a bacia hidrográfica do Rio Verde abrange os municípios Araucária, Balsa Nova, Campo Largo e Campo Magro. O Rio Verde nasce no município Campo Magro e deságua no Rio Iguaçu, neste caminho encontra-se seu reservatório.

De acordo com Cunha (2011) bacia localiza-se entre as latitudes  $25^{\circ}18'S$  e  $25^{\circ}40'S$ , e as longitudes  $49^{\circ}21'W$  e  $49^{\circ}49'W$  de Greenwich. Apresenta área de drenagem de  $238,96\text{km}^2$  com precipitações média anuais de 1.450 milímetros e com temperatura média anual variando entre  $16,5^{\circ}\text{C}$  a  $22,6^{\circ}\text{C}$  em um clima subtropical úmido mesotérmico. Demais dados podem ser observados na tabela 1.

Volume médio	25.643.732 $\text{m}^3$
Área superficial	5,972 $\text{km}^2$
Comprimento	9,06 km
Largura média	0,645 km
Perímetro	36,4 km
Profundidade média	5,6 m
Profundidade máxima	11 m
Tempo de residência médio	218 dias

Tabela 1 – Dados do reservatório do Rio Verde. Fonte: Cunha (2011)

Construído entre 1974 e 1976 pela Petróleo Brasileira S.A. (Petrobras) o Reservatório do Rio Verde encontra-se na latitude  $25^{\circ}31'S$  e longitude  $49^{\circ}31'W$ . Inicialmente com a finalidade de atender a refinaria Presidente Getúlio Vargas, atualmente serve de retirada de água para fins agrícolas. A tabela 1 apresenta alguns dados do Reservatório.

#### 3.2 Reservatório do Vossoroca

Situado na fronteira entre São José dos Pinhais e Tijucas do Sul, no primeiro planalto do estado do Paraná, na área de preservação permanente da Serra do Mar, nas coordenadas geográficas  $49^{\circ}00'W$  na longitude, e  $25^{\circ}52'$ , na latitude. Pertencente à bacia do Rio São João, a qual possui uma área de drenagem de  $258\text{km}^2$ , o reservatório teve seu enchimento total em 1949 ao represar o Rio São João.

Sua função principal é atender a usina hidrelétrica de Chaminé, a qual foi construída em 1931. A usina, em 1975, foi incorporada pela Companhia Paranaense de Energia (COPEL) junto a Cia Força e Luz do Paraná S.A. Na tabela 2 encontram-se alguns dados do reservatório.

Volume médio	35,7 km <sup>3</sup>
Área superficial	3,3 km <sup>2</sup>
Profundidade média	8 m
Profundidade máxima	17 m
Tempo de residência médio	117 dias

Tabela 2 – Dados do reservatório do Vossoroca. Fonte: Mannich (2013).

A região apresenta clima subtropical úmido com médias anuais nos meses quentes inferiores a 22°C e nos meses frios inferiores a 18°C.

### 3.3 Série de dados

Foram obtidos dados a partir de Cunha (2011), de variáveis meteorológicas como, radiação solar incidente, umidade relativa, temperatura do ar e precipitação, e temperatura da água em diversas profundidades. Para o reservatório do Verde foram obtidos dados em 5 pontos de profundidade do corpo d'água, através de uma estação instalada no reservatório do Rio Verde. As medidas foram obtidas com frequência de 15 minutos por um período de 8 anos, desde Janeiro de 2009 até 2016. Os sensores para a medição de variáveis meteorológicas localizam-se a aproximadamente 10 metros de altura em relação à superfície da água. Os dados meteorológicos foram obtidos a partir de uma estação instalada no Reservatório do Rio Verde localizada próxima a barragem e sobre uma laje localizada na tomada d'água (Localização da estação: Latitude 25°31'36,83"S e Longitude 49°31'39,07"W).

A seguir encontra-se a comparação entre a temperatura do ar e a temperatura da superfície da água para a série de dados para o reservatório do Rio Verde:

Para o reservatório do Vossoroca, os dados foram obtidos por Mannich (2013), a temperatura da água foi medida em 6 pontos, nas profundidades 1, 3, 5, 7, 9, 11 metros em relação à superfície da água, com frequência de 15 minutos, por meio de uma estação flutuante. Para a medição das variáveis meteorológicas utilizou-se uma estação meteorológica instalada na margem do reservatório, a qual realizava medidas com frequência de 2 minutos. Os dados meteorológicos foram obtidos a partir de uma estação instalada no Reservatório do Rio Verde localizada próxima a barragem e sobre uma laje localizada na tomada d'água (Localização da estação: Latitude 25°31'36,83"S e Longitude 49°31'39,07"W).

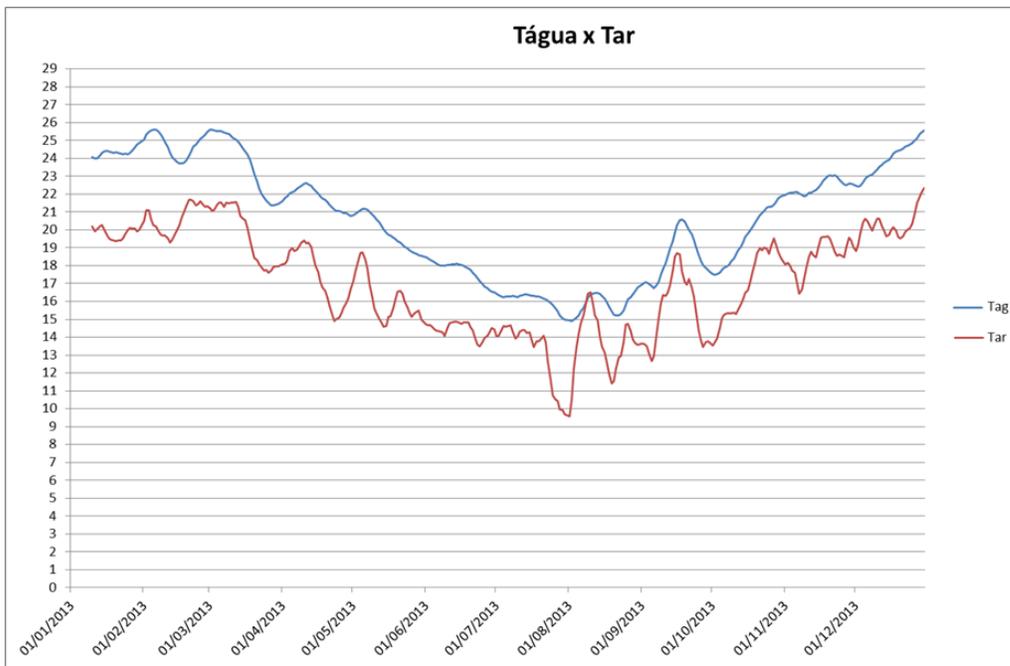


Figura 4 – Temperatura da água x Temperatura do ar em Médial Móvel com período em 10 para o reservatório do Rio Verde.

A comparação entra a temperatura da superfície da água com o ar encontra-se na figura 5, para o reservatório do Vossoroca, na série de dados de 2012 até o final de 2015.

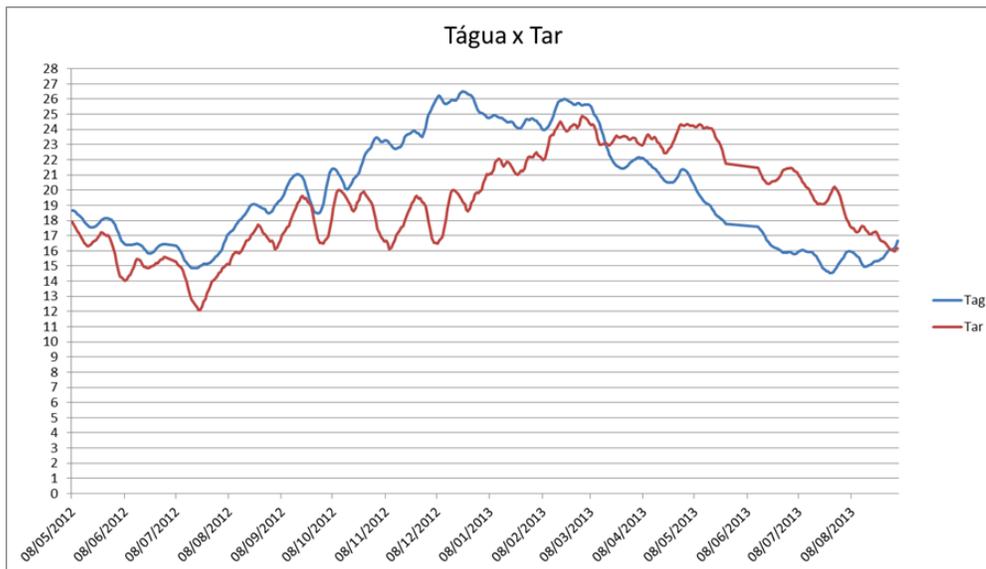


Figura 5 – Temperatura da água x Temperatura do ar em Médial Móvel com período em 10 para o reservatório do Rio Vossoroca.

## 4 METODOLOGIA

Para os cálculos, primeiramente a série de dados foi trabalhada de modo a fornecer novas séries com médias mensais, diárias e horárias. Assim, pôde-se obter arquivos com valores, em cada linha, de data, horas se necessário, temperaturas da água em diferentes profundidades, temperatura do ar, velocidade do ar, radiação incidente e umidade relativa do ar, nessa ordem, respectivamente. A figura 6 mostra um exemplo do arquivo.

#	Data	T1	T2	T3	T4	T5	T6	T7	Tar	U	Rad	Ur
4/5/12	18.289	20.194	18.158	17.311	16.812	16.442	16.181	17.210	1.880	125.54	14.600	
5/5/12	18.515	20.188	18.163	17.275	16.776	16.433	16.162	18.190	1.400	143.99	25.570	
6/5/12	18.777	20.243	17.981	17.250	16.786	16.399	16.174	18.060	1.200	127.60	22.630	
7/5/12	18.409	20.313	17.967	17.252	16.783	16.406	16.196	17.810	1.350	98.76	19.690	
8/5/12	18.572	20.308	17.902	17.201	16.772	16.401	16.200	18.150	1.400	91.13	22.370	
9/5/12	18.574	20.259	17.870	17.235	16.756	16.426	16.207	18.520	1.300	152.05	18.310	
10/5/12	19.125	20.352	17.878	17.204	16.764	16.411	16.219	18.440	1.300	262.12	13.770	

Figura 6 – Série de dados para médias diárias do Vossoroca.

Para gerar os arquivos de dados foi utilizado Python 2.7, cujo código segue em anexo na listagem 9.1, o qual gera uma série com médias horárias.

Após o tratamento de dados foi utilizado um programa desenvolvido pelo autor que realiza os cálculos de cada linha da série em questão, sendo mensal, diária ou horária. Utilizando as equações 2.55 e 2.56 para calcular a difusão turbulenta e o número de Richardson, respectivamente, pôde-se calcular a taxa de decaimento (equação 2.45). Para calcular o atraso de fase (equação 2.42) era necessário calcular antes a taxa de decaimento e o coeficiente de troca de calor (equação 2.28). Com os resultados obtidos foi possível calcular o tempo de atraso, da equação 2.43, e a razão de amplitude (equação 2.46). Ao terminar os cálculos é gerado um arquivo com os dados das variáveis para cada linha, ou seja, cada passo temporal determinado pela série de dados em questão, assim a figura a seguir segue de exemplo para o arquivo dos resultados:

data	tao	alfa	beta	Dh	ri	kappa	amp	
05/05/2012	---	0.08	5.2515e-01	1.97e-02	2.5755e-04	6.0977e+02	1.5450e+01	0.36
06/05/2012	---	0.09	5.4614e-01	1.97e-02	2.5755e-04	1.1089e+03	1.3734e+01	0.34
07/05/2012	---	0.09	5.5531e-01	1.97e-02	2.5755e-04	1.5145e+03	1.3020e+01	0.32
08/05/2012	---	0.09	5.4839e-01	1.97e-02	2.5755e-04	1.1573e+03	1.3555e+01	0.33
09/05/2012	---	0.09	5.4626e-01	1.97e-02	2.5755e-04	1.0586e+03	1.3722e+01	0.33
10/05/2012	---	0.09	5.5080e-01	1.97e-02	2.5755e-04	1.1924e+03	1.3366e+01	0.33
11/05/2012	---	0.09	5.5005e-01	1.97e-02	2.5755e-04	1.2427e+03	1.3425e+01	0.33
12/05/2012	---	0.09	5.5080e-01	1.97e-02	2.5755e-04	1.2685e+03	1.3366e+01	0.33
13/05/2012	---	0.09	5.5326e-01	1.97e-02	2.5755e-04	1.3364e+03	1.3177e+01	0.33
14/05/2012	---	0.09	5.5061e-01	1.97e-02	2.5755e-04	1.1580e+03	1.3381e+01	0.33

Figura 7 – Arquivo de resultados para médias diárias do Vossoroca.

Ao final destes arquivos de resultados, há as médias obtidas para cada variável durante todo o período da série de dados.

Para realizar os cálculos da figura 7, foi utilizado o código 9.2, presente no anexo.

Em questão da temperatura de equilíbrio, foi utilizado a equação 2.40 para uma obter série diária de  $T_e$ , assim em seguida pôde-se comparar com a temperatura da superfície do corpo d'água.

## 5 RESULTADOS

Para os resultados foram consideradas 4 situações ao proceder com os cálculos do coeficiente turbulento ( $D_H$ ), como a equação do número de Richardson, 2.56, possui o operador  $\partial T/\partial z$  foram utilizados 4 casos:

- Utilizar as temperaturas mais próximas da superfície;
- Utilizar as temperaturas dos extremos;
- Utilizar todas as temperaturas.

A quarta situação foi calcular uma média temporal do terceiro caso, assim obtendo um valor constante para  $D_H$ . Com essas 4 situações, cada coeficiente turbulento obtido foram aplicados nos cálculos para o tempo de atraso.

### 5.1 Resultados do Vossoroça

Relembrando que para o tempo de atraso, 2.43, o ciclo diurno apresenta  $\zeta = 1$  dia, e para o ciclo sazonal  $\zeta = 365$  dias, portanto, para o reservatório do Vossoroça obteve-se um período de atraso, para um ciclo diurno, em média, de aproximadamente 20 minutos, e para o ciclo sazonal, o tempo de atraso calculado foi de 3,28 dias(estes valores para  $D_H$  constante). Demais resultados podem ser verificados na tabela 3.

Tabela 3 – Resultados diários para o reservatório do Vossoroça.

	$D_H$	$\alpha$	$\beta$	K	$\tau$	$\frac{T_{sa}}{T_e}$
	( $m^2/s$ )		( $m^{-1}$ )	( $W/m^2\text{°C}$ )	(d)	
T1 e T2	$6,1500.10^{-6}$	$1,1152.10^{-1}$	$3,1311.10^{-1}$	$1,7816.10^1$	6,48	0,88
T1 e T6	$7,4087.10^{-7}$	$4,9266.10^{-2}$	$5,6311.10^{-1}$	$1,7816.10^1$	2,86	0,95
T1 à T6	$3,4361.10^{-7}$	$4,2151.10^{-2}$	$6,1785.10^{-1}$	$1,7616.10^1$	2,45	0,96
$D_{Hcte}$	$1,2842.10^{-6}$	$5,8509.10^{-2}$	$5,9119.10^{-1}$	$1,7816.10^1$	3,28	0,94

Os resultados para as médias horárias se encontram na tabela 4, à seguir:

Tabela 4 – Resultados horários para o reservatório do Vossoroça.

	$D_H$	$\alpha$	$\beta$	K	$\tau$	$\frac{T_{sa}}{T_e}$
	( $m^2/s$ )		( $m^{-1}$ )	( $W/m^2\text{°C}$ )	(Min)	
T1 e T2	$7,2632.10^{-6}$	$1,0909.10^{-1}$	$3,7429.10^{-1}$	$1,7688.10^1$	28,8	0,88
T1 e T6	$1,1547.10^{-6}$	$5,2066.10^{-2}$	$5,7338.10^{-1}$	$1,7688.10^1$	14,4	0,95
T1 à T6	$5,8922.10^{-7}$	$4,4939.10^{-2}$	$6,1984.10^{-1}$	$1,7688.10^1$	14,4	0,95
$D_{Hcte}$	$1,2871.10^{-6}$	$5,9467.10^{-2}$	$5,9083.10^{-2}$	$1,7768.10^1$	28,8	0,94

Foi calculado também o tempo de atraso para cada ano, segue-se na tabela 5.

Tabela 5 – Resultados de  $\tau$  para cada ano.

Ano	2012	2013	2014	2015
$\tau$ (dias)	4,63	3,17	1,86	2,51

Em questão da temperatura de equilíbrio, foram gerados gráficos comparando a temperatura da superfície da água ( $T_s$ ) com a temperatura de equilíbrio ( $T_e$ ), para o período inteiro da série de dados e cada ano isoladamente. Também foram marcados (na cor verde) períodos quais serão estudados na próxima seção

Para o ano de 2012, obteve-se uma média da temperatura de equilíbrio de aproximadamente  $24^\circ\text{C}$ . A figura 8 consta o gráfico comparando as temperaturas:

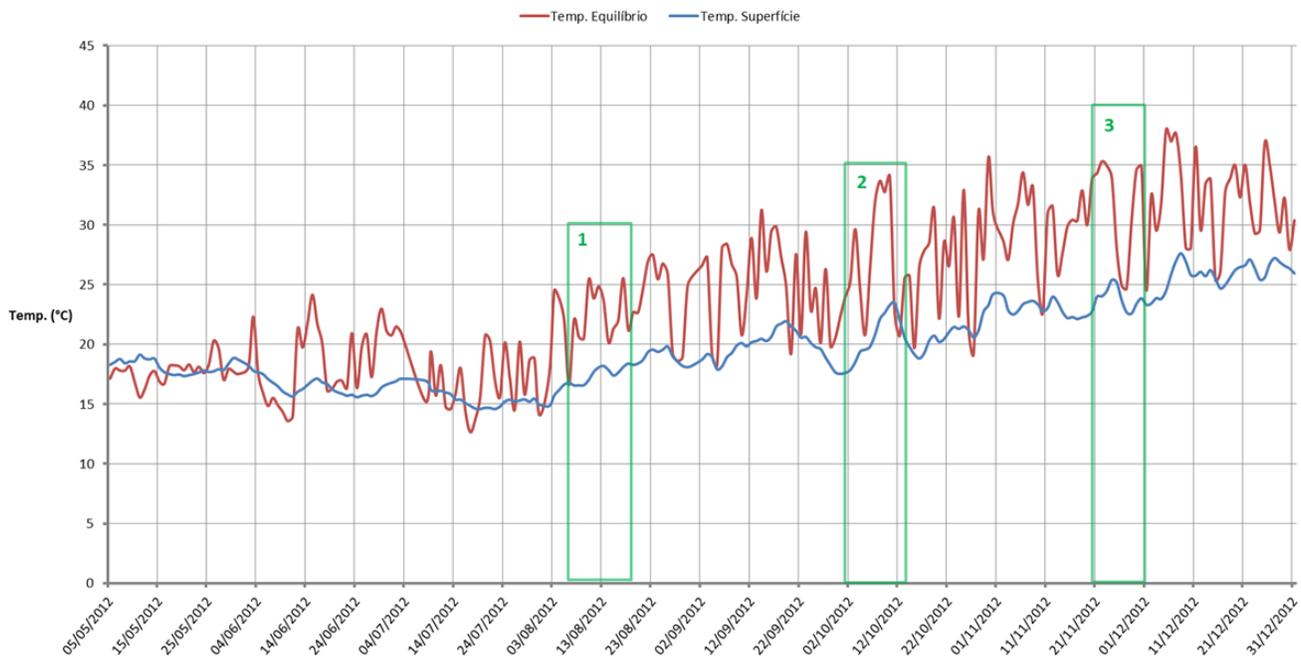


Figura 8 – Comparação de temperatura de equilíbrio (em Vermelho) e temperatura da água (em Azul) para o Reservatório do Vossoroca em 2012.

Para o ano de 2013, obteve-se uma média da temperatura de equilíbrio de aproximadamente  $24,50^\circ\text{C}$ . A figura 9 consta o gráfico comparando as temperaturas:

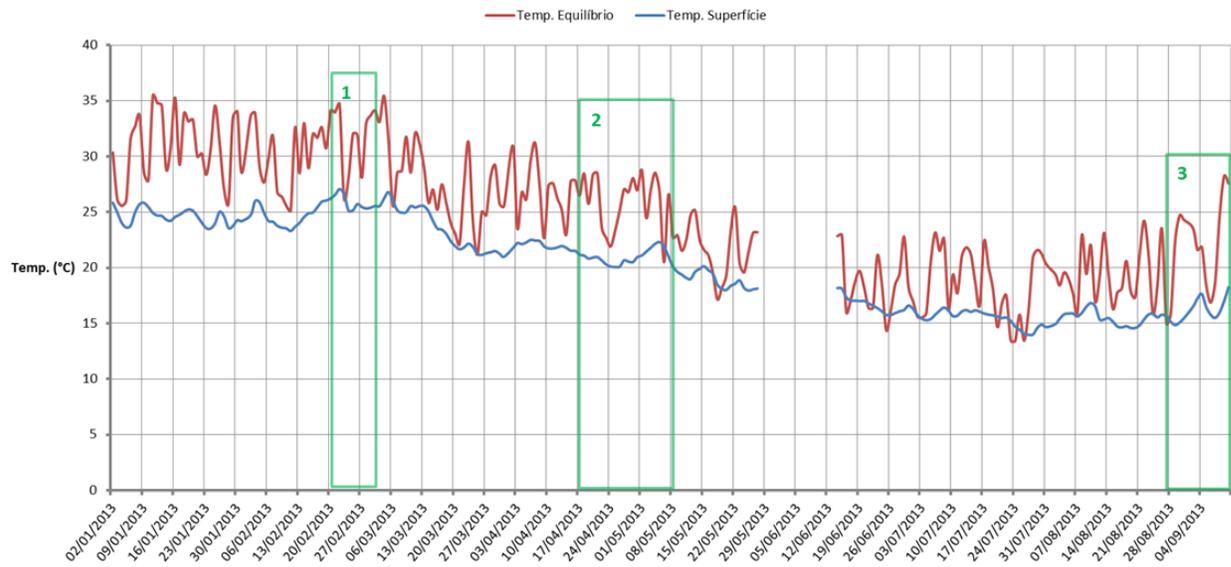


Figura 9 – Comparação de temperatura de equilíbrio (em Vermelho) e temperatura da água (em Azul) para o Reservatório do Vossoroca em 2013.

Para o ano de 2015, obteve-se uma média da temperatura de equilíbrio de aproximadamente 27,70°C. A figura 10 consta o gráfico comparando as temperaturas:

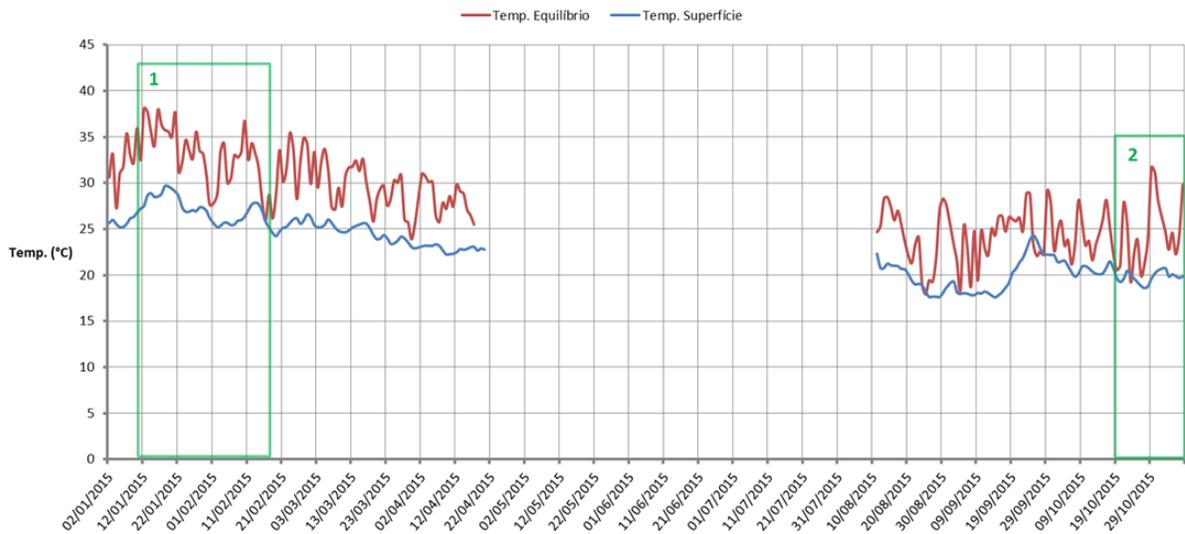


Figura 10 – Comparação de temperatura de equilíbrio (em Vermelho) e temperatura da água (em Azul) para o Reservatório do Vossoroca em 2015.

Para o todos os anos da série, obteve-se uma média da temperatura de equilíbrio de aproximadamente 25,36°C. A comparação pode ser vista no gráfico 11.

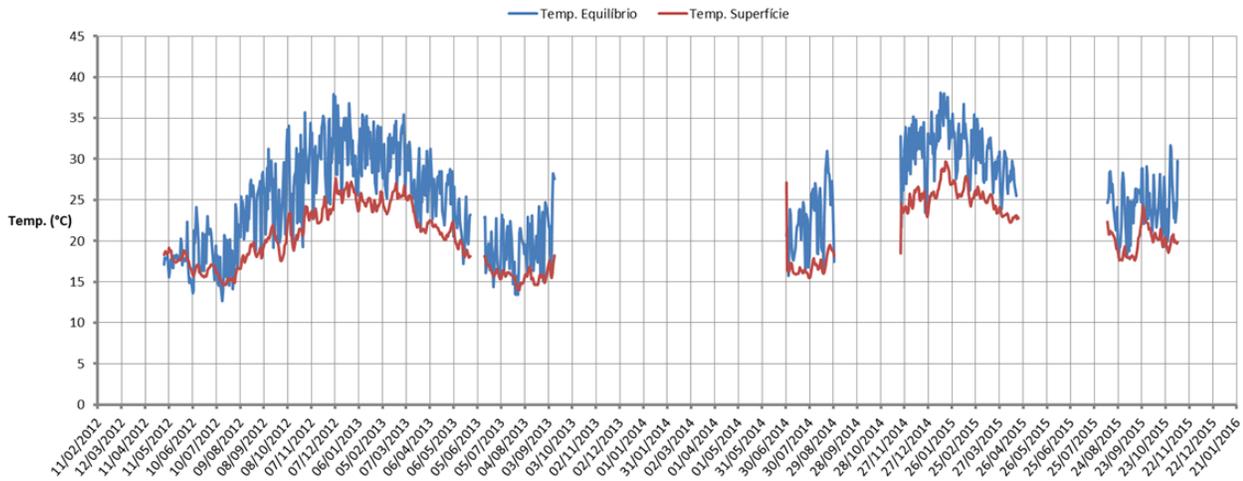


Figura 11 – Comparação de temperatura de equilíbrio (em Vermelho) e temperatura da água (em Azul) para o Reservatório do Vossoroca em toda a série.

## 5.2 Resultados do Verde

Para o Reservatório do Rio Verde, obteve-se um período de atraso de aproximadamente 28 minutos para um ciclo diurno, e para o ciclo sazonal, o tempo de atraso calculado foi de 7,14 dias, utilizando valores para  $D_H$  constante. Para os outros caso em questão, segue a tabela 6:

Tabela 6 – Resultados diários para o reservatório do Verde.

	$D_H$	$\alpha$	$\beta$	$K$	$\tau$	$\frac{T_{sa}}{T_e}$
	( $m^2/s$ )		( $m^{-1}$ )	( $W/m^2\text{°C}$ )	(d)	
T1 e T2	$5,0542.10^{-5}$	$1,9895.10^{-1}$	$1,4998.10^{-1}$	$3,7224.10^1$	11,56	0,78
T1 e T5	$2,0872.10^{-5}$	$1,2710.10^{-1}$	$2,4221.10^{-1}$	$3,7224.10^1$	7,39	0,86
T1 à T5	$6,3588.10^{-6}$	$7,7469.10^{-2}$	$3,5899.10^{-1}$	$3,7224.10^1$	4,50	0,92
$D_{Hcte}$	$7,7754.10^{-6}$	$1,3389.10^{-1}$	$1,2041.10^{-1}$	$3,7224.10^1$	7,14	0,86

Para as médias horárias, os resultados se encontram na tabela 7, à seguir:

Tabela 7 – Resultados horários para o reservatório do Verde.

	$D_H$	$\alpha$	$\beta$	$K$	$\tau$	$\frac{T_{sa}}{T_e}$
	( $m^2/s$ )		( $m^{-1}$ )	( $W/m^2\text{°C}$ )	(Min)	
T1 e T2	$5,0543.10^{-5}$	$1,9834.10^{-1}$	$1,4998.10^{-1}$	$3,7330.10^1$	43,2	0,78
T1 e T5	$2,0872.10^{-5}$	$1,2675.10^{-1}$	$2,4221.10^{-1}$	$3,7330.10^1$	28,8	0,86
T1 à T5	$6,3588.10^{-6}$	$7,7165.10^{-2}$	$3,5899.10^{-1}$	$3,7330.10^1$	14,4	0,92
$D_{Hcte}$	$7,7754.10^{-6}$	$1,3341.10^{-1}$	$1,2041.10^{-1}$	$3,7330.10^1$	28,8	0,86

Na tabela 8, segue-se os resultados de  $\tau$  para cada ano do período.

Tabela 8 – Resultados de  $\tau$  para cada ano.

Ano	2010	2013	2016
$\tau$ (dias)	8,679	6,198	6,383

A comparação da temperatura de equilíbrio com a temperatura da superfície do corpo d'água para o reservatório do Verde foi realizada igualmente à do Vossoroça.

Para o ano de 2010, obteve-se uma média da temperatura de equilíbrio de aproximadamente 21,00°C. A comparação pode ser observada no gráfico 12.

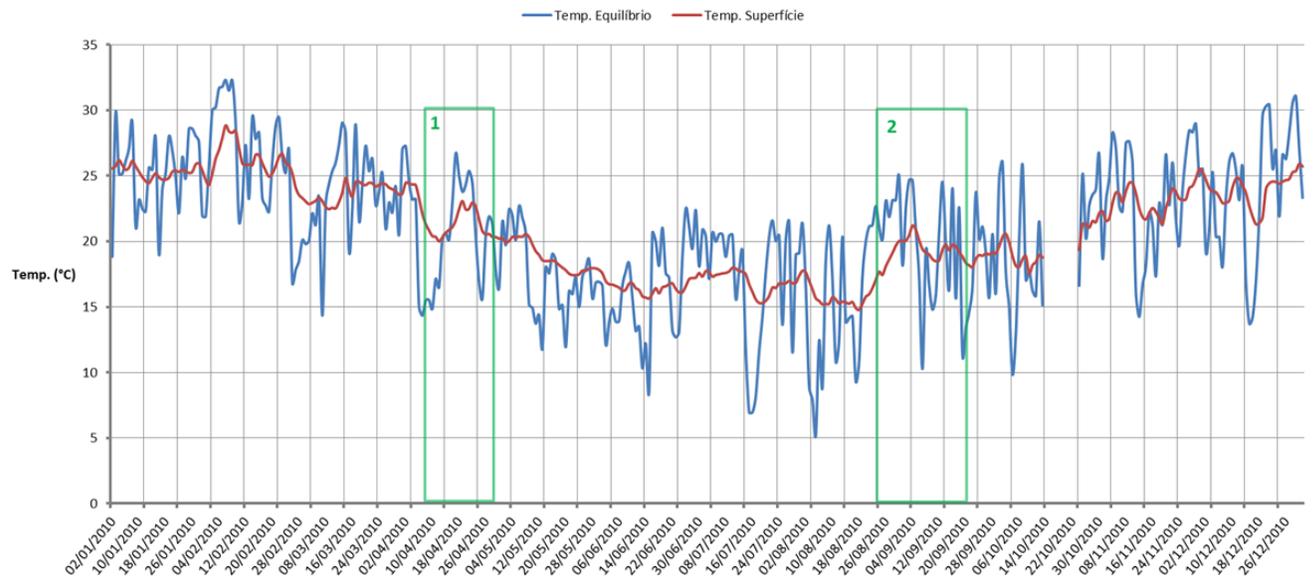


Figura 12 – Comparação de temperatura de equilíbrio (em Vermelho) e temperatura da água (em Azul) para o Reservatório do Verde em 2010.

Para o ano de 2013, obteve-se uma média da temperatura de equilíbrio de aproximadamente 20,00°C de acordo com a figura 13.

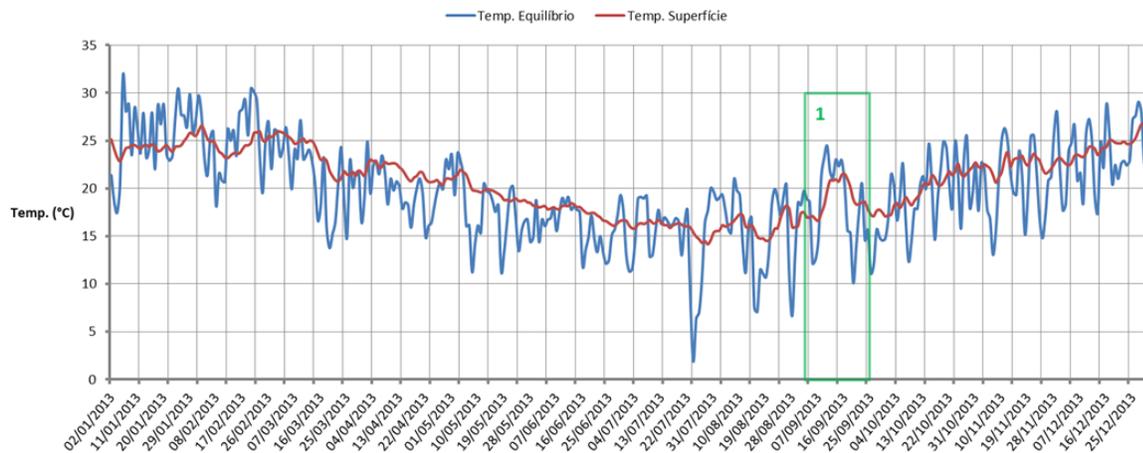


Figura 13 – Comparação de temperatura de equilíbrio (em Vermelho) e temperatura da água (em Azul) para o Reservatório do Verde em 2013.

Para o ano de 2016, obteve-se uma média da temperatura de equilíbrio de aproximadamente  $16,50^{\circ}\text{C}$ . Pode-se observar a comparação no gráfico 14.

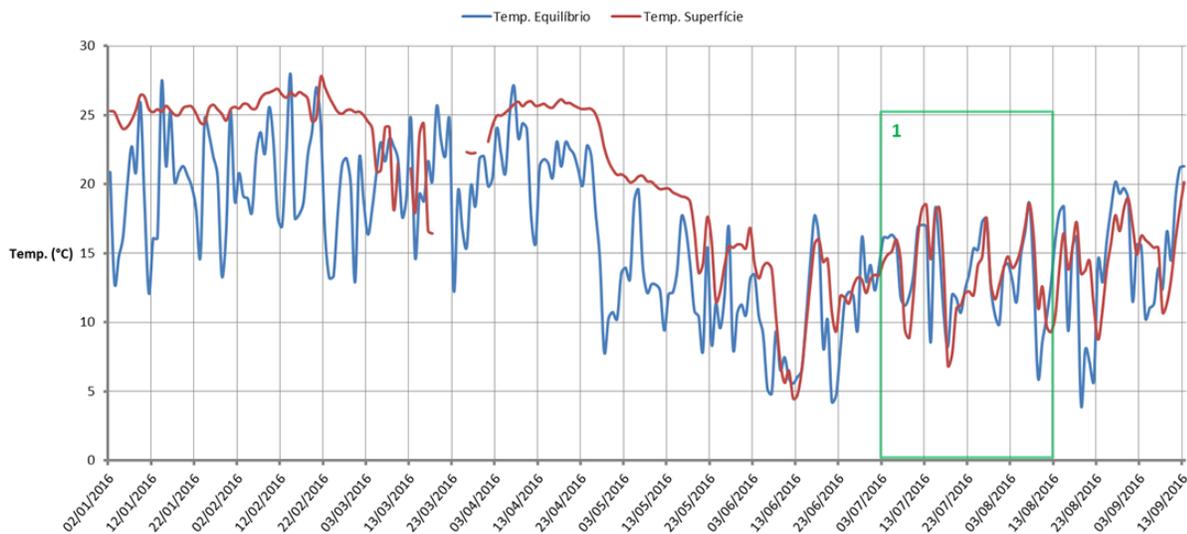


Figura 14 – Comparação de temperatura de equilíbrio (em Vermelho) e temperatura da água (em Azul) para o Reservatório do Verde em 2016.

Para o todos os anos da série, obteve-se uma média da temperatura de equilíbrio de aproximadamente  $19,50^{\circ}\text{C}$ . Os resultados constam na figura 15.

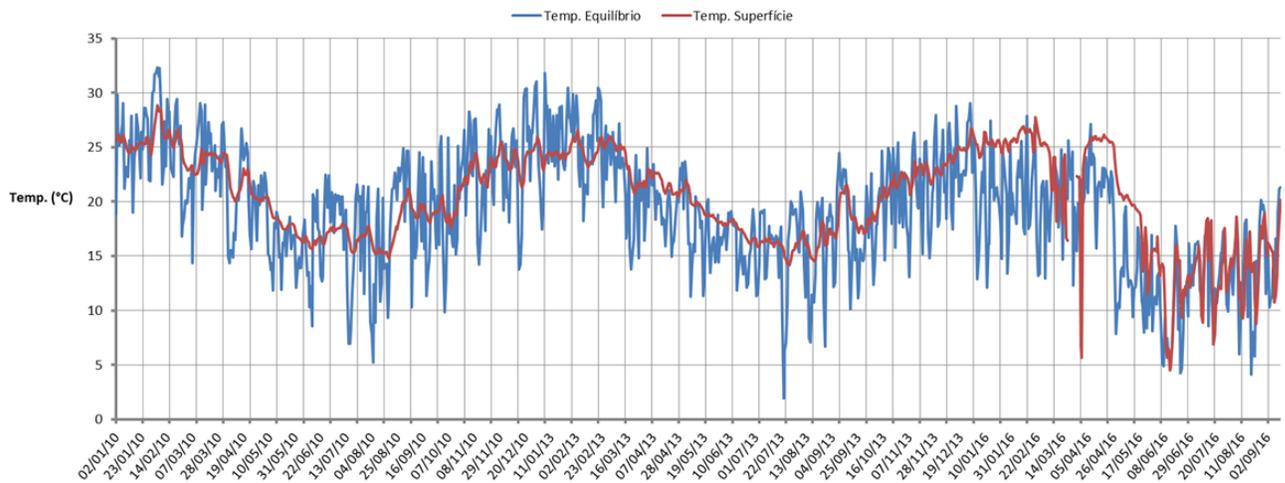


Figura 15 – Comparação de temperatura de equilíbrio (em Vermelho) e temperatura da água (em Azul) para o Reservatório do Verde em toda a série.

### 5.3 Comparação do Tempo de atraso entre $T_e$ e $T_s$

Para se estudar melhor o tempo de atraso, foram escolhidos alguns meses quais podem ser observados mais detalhadamente um atraso de fase. Por exemplo, como pode se observar no gráfico 8, entre 11/11 e 01/12, ambas senóides de  $T_e$  e  $T_s$  estão bem visíveis e é possível notar uma diferença de fase entre as duas séries. Tais períodos foram marcados na cor verde em seus respectivos gráficos.

Nos meses, foi escolhido aplicar uma "centralização" das séries, de forma que obteve-se a média de série de  $T_e$  e então subtraiu-se esta média da série. O mesmo foi aplicado para a série de  $T_s$ . Assim obtendo duas novas séries, nas quais ambas possuem um mesmo eixo horizontal. Além disso, aplicou-se uma média móvel na série de  $T_e$  para facilitar a comparação em alguns casos.

Em cada gráfico dos eventos, demarcou-se um retângulo verde para sinalizar o período do evento estudado.

#### 5.3.1 Vossoroça - 2012

Para 2012 os pôde-se observar melhor a comparação durante os meses de Outubro, Novembro e Dezembro, quais seguem-se os gráficos a seguir(16, 17 e 18):

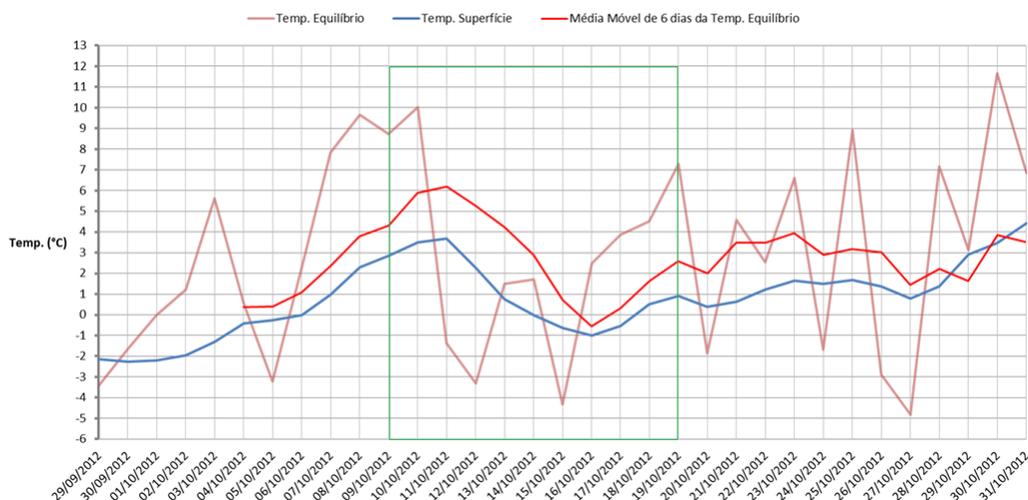


Figura 16 – Comparação de temperatura de equilíbrio (em Vermelho escuro), temperatura da água (em Azul) e média móvel da temp. de equilíbrio (Vermelho claro) para o Reservatório do Vossoroca em 10/2012.

No período de 05/10 a 12/10 (figura 16), marcado com o número 2 na figura 8, ao observar os valores máximos de  $T_e$  e  $T_s$ , nota-se uma defasagem de aproximadamente 2 dias entre as séries. Também vale destacar que ao comparar a média móvel de 6 dias de  $T_e$  com  $T_s$ , percebe-se que não há diferença de fase entre as senóides, o que pode ser considerado como um indicativo de que o  $\tau$  é menor do que 6 dias.

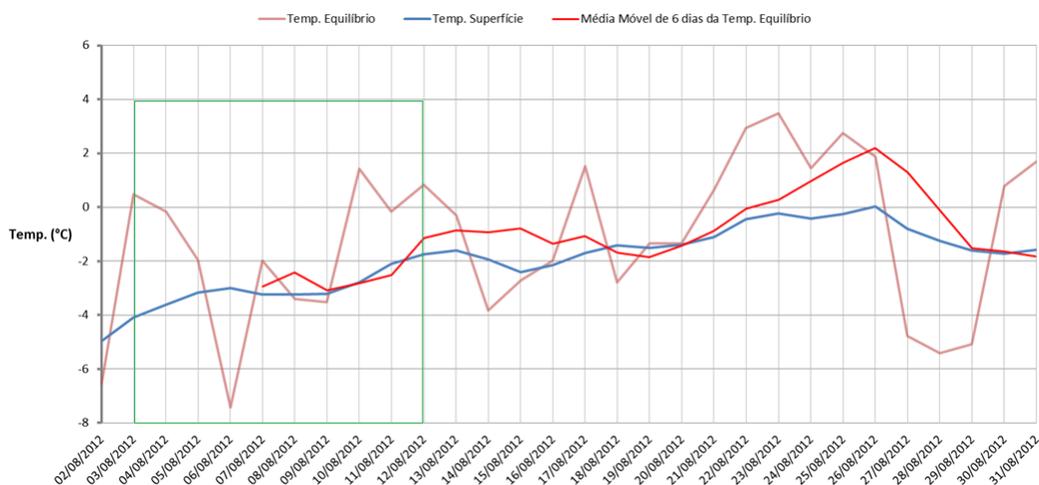


Figura 17 – Comparação de temperatura de equilíbrio (em Vermelho escuro), temperatura da água (em Azul) e média móvel da temp. de equilíbrio (Vermelho claro) para o Reservatório do Vossoroca em 08/2012.

Em 08/2012, do gráfico 17, marcado com o número 1 na figura 8, nota-se que durante os dias 10 e 19, há uma defasagem de aproximadamente 1 dia.

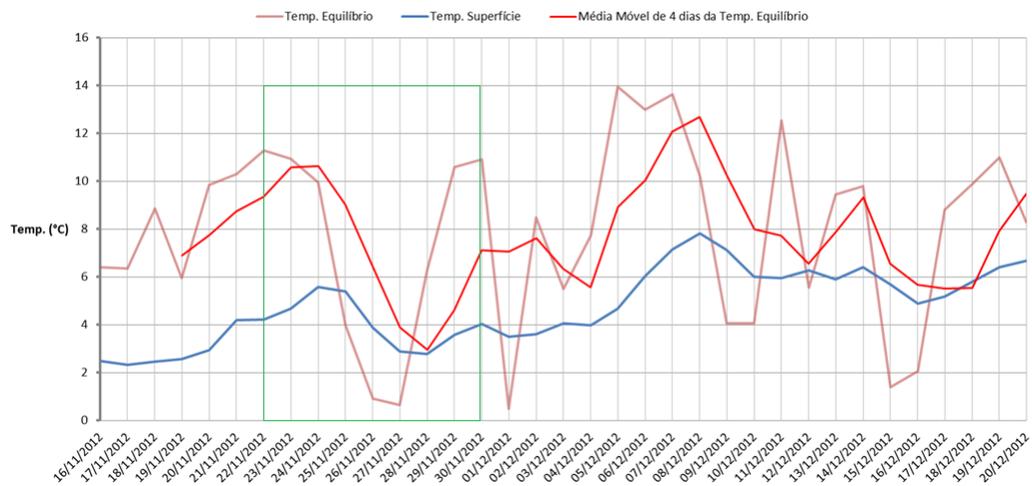


Figura 18 – Comparação de temperatura de equilíbrio (em Vermelho escuro), temperatura da água (em Azul) e média móvel da temp. de equilíbrio (Vermelho claro) para o Reservatório do Vossoroca em 11-12/2012.

Outro período notável é de 20/11 a 28/11 (gráfico 18), marcado com o número 3 na figura 8, ao comparar os máximos, nota-se um atraso de aproximadamente 2 dias. Ao utilizar uma média móvel de 4 dias, ao comparar as séries observa-se um sutil atraso, indicando que  $\tau < 4\text{dias}$ .

### 5.3.2 Vossoroca - 2013

No ano de 2013, nos meses de Fevereiro, Março, Abril, Maio, Agosto e Setembro, notou-se períodos para uma melhor comparação, quais são representados nos gráficos 19, 20 e 21.

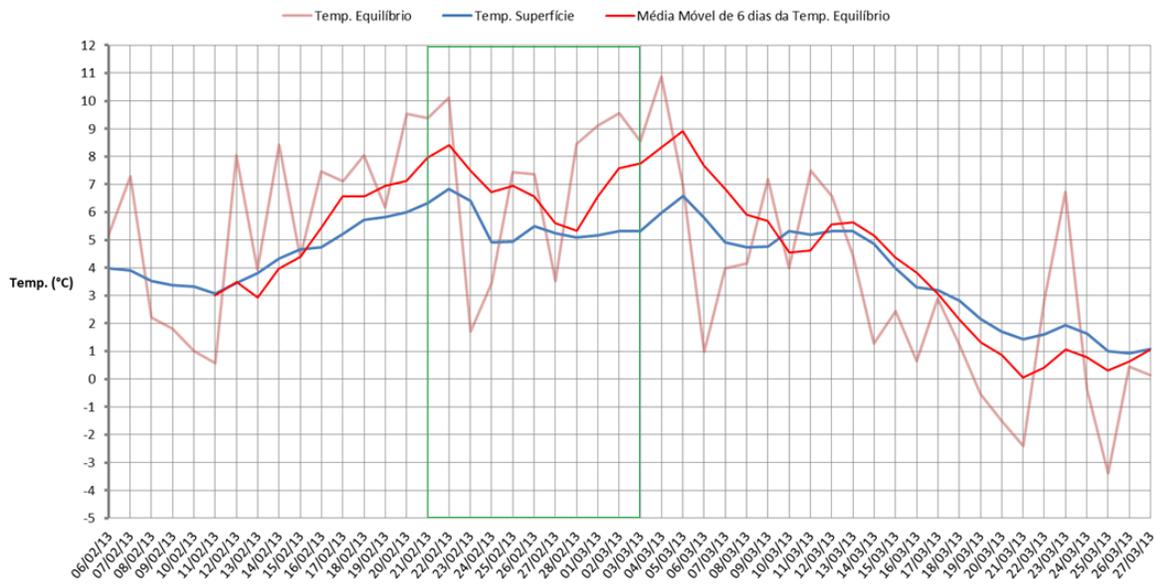


Figura 19 – Comparação de temperatura de equilíbrio (em Vermelho escuro), temperatura da água (em Azul) e média móvel da temp. de equilíbrio (Vermelho claro) para o Reservatório do Vossoroca em 02-03/2013.

Nos meses de Fevereiro e Abril (gráfico 19), pode-se observar no período de 21/02 à 24/02, marcado com o número 1 na figura 9, um atraso de aproximadamente 1~2 dias. Ao aplicar uma média móvel de 6 dias nota-se que o atraso de fase com  $T_s$  é mínimo.

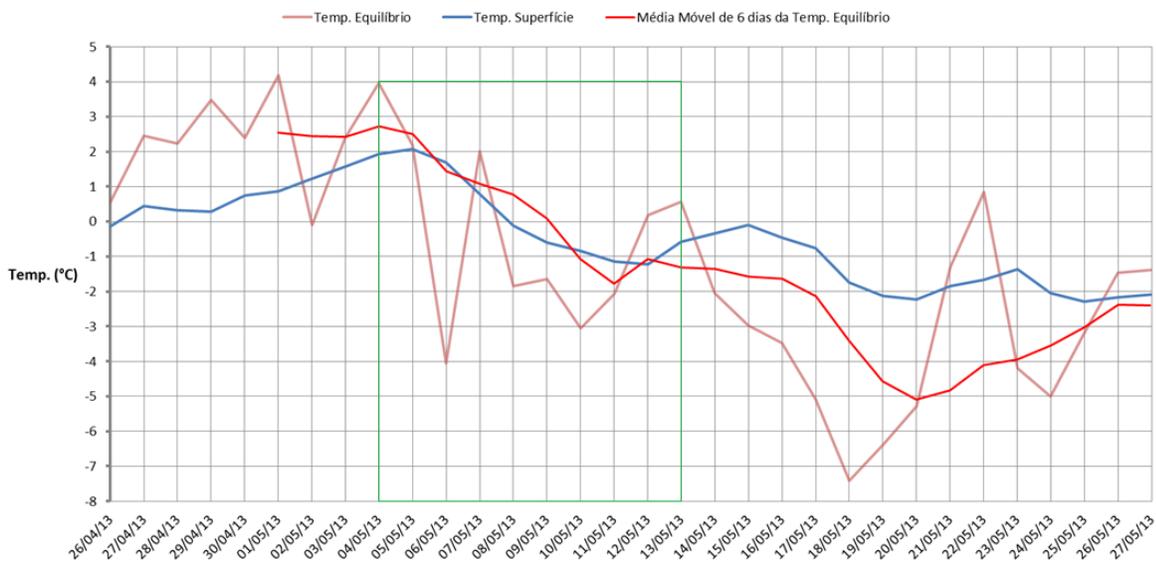


Figura 20 – Comparação de temperatura de equilíbrio (em Vermelho escuro), temperatura da água (em Azul) e média móvel da temp. de equilíbrio (Vermelho claro) para o Reservatório do Vossoroca em 04-05/2013.

Em relação ao gráfico 20, no período de 12/05 a 18/05, marcado com o número 2 na

figura 9, nota-se uma diferença de aproximadamente 2 dias.

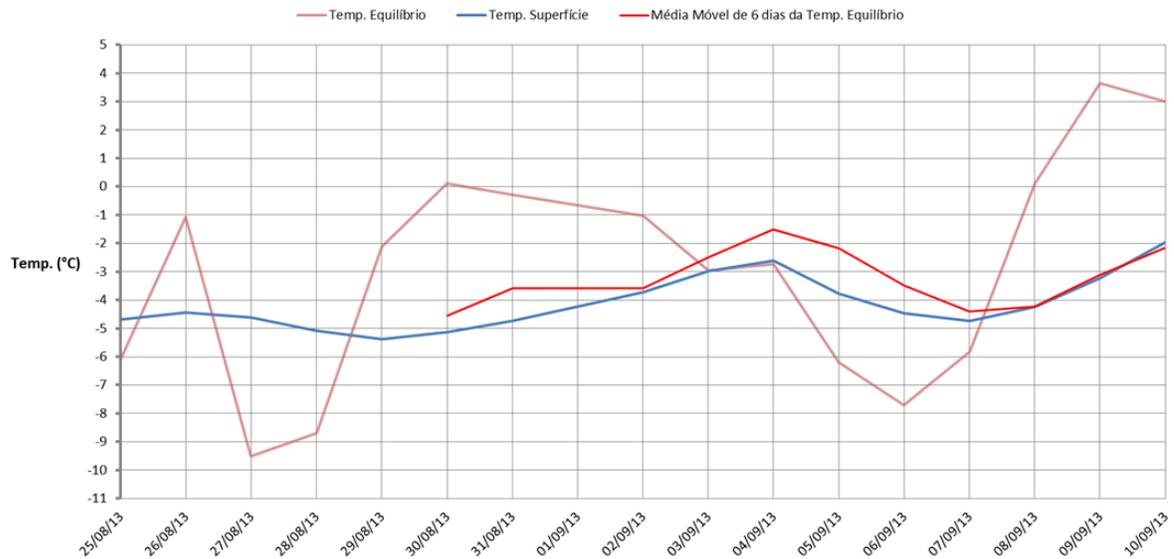


Figura 21 – Comparação de temperatura de equilíbrio (em Vermelho escuro), temperatura da água (em Azul) e média móvel da temp. de equilíbrio (Vermelho claro) para o Reservatório do Vossoroca em 08-09/2013.

Analisando o período de 05/09 a 09/09 (gráfico 21), marcado com o número 3 na figura 9, ao observar os mínimos de  $T_e$  e  $T_s$  nota-se uma defasagem de aproximadamente 1~2 dias. Com a aplicação de uma média móvel de 6 dias nota-se que a diferença de fase deixa de existir.

### 5.3.3 Vossoroca - 2015

Destacaram-se os meses de Janeiro, Fevereiro e Setembro. Representados nos gráficos 22, 23 e 24.

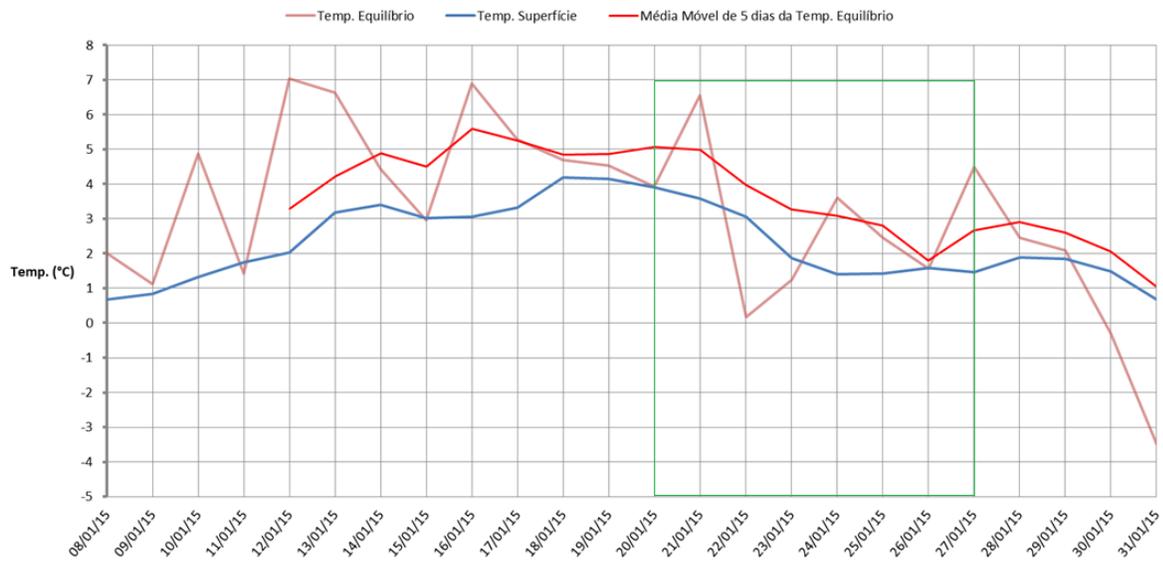


Figura 22 – Comparação de temperatura de equilíbrio (em Vermelho escuro), temperatura da água (em Azul) e média móvel da temp. de equilíbrio (Vermelho claro) para o Reservatório do Vossoroca em 01/2015.

Em Janeiro, no período do dia 12 até o dia 16, marcado com o número 1 na figura 10, é possível notar um atraso de aproximadamente 2 dias. Com a utilização da média móvel a defasagem torna-se mínima.

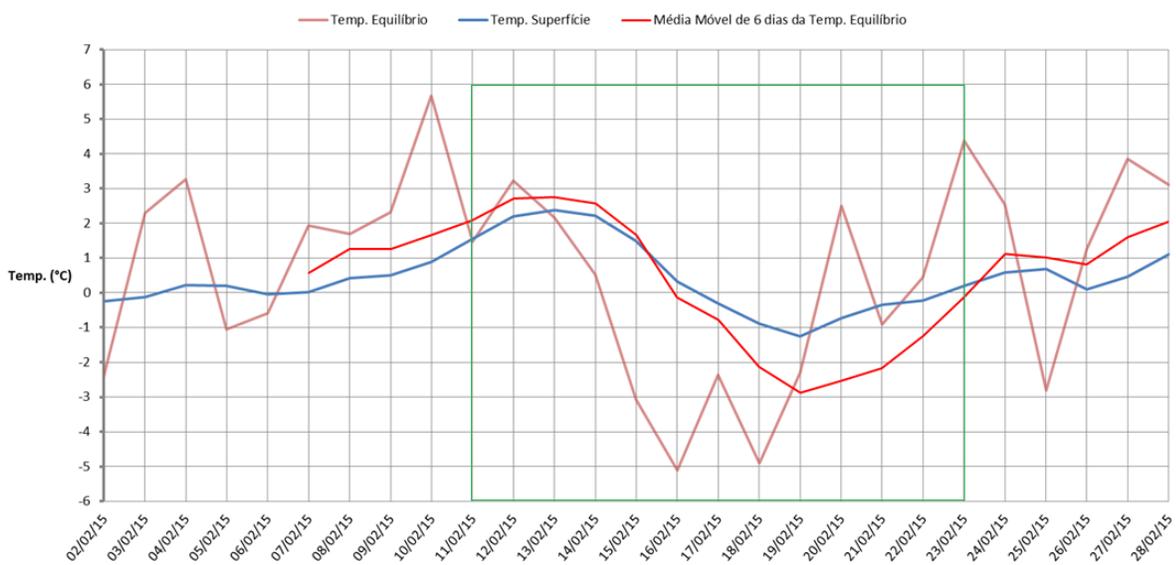


Figura 23 – Comparação de temperatura de equilíbrio (em Vermelho escuro), temperatura da água (em Azul) e média móvel da temp. de equilíbrio (Vermelho claro) para o Reservatório do Vossoroca em 02/2015.

No gráfico 23 durante o período de 09/02 a 16/02, marcado com o número 1 na

figura 10, nota-se uma defasagem grande, próxima de aproximadamente para 5 dias. Com uma média móvel de 6 dias observa-se uma sutil defasagem.

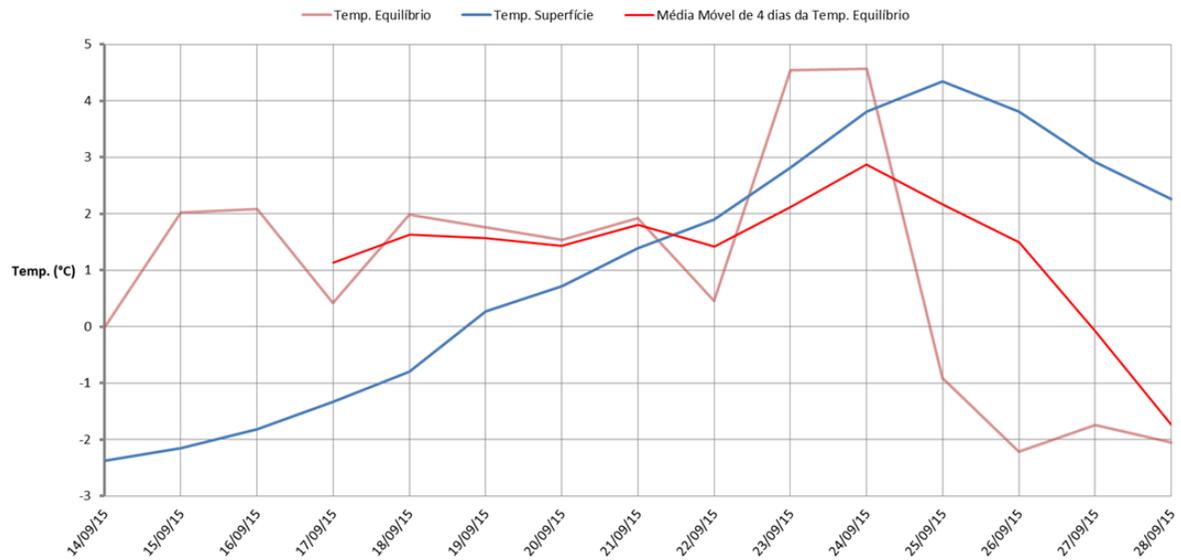


Figura 24 – Comparação de temperatura de equilíbrio (em Vermelho escuro), temperatura da água (em Azul) e média móvel da temp. de equilíbrio (Vermelho claro) para o Reservatório do Vossoroca em 09/2015.

Em 22/09 a 26/09 do gráfico 24, marcado com o número 2 na figura 10, nota-se uma atraso de 1~2 dias. Da mesma forma que o mês de Maio de 2015, a média móvel apresenta uma sutil defasagem.

## 5.3.4 Verde - 2010

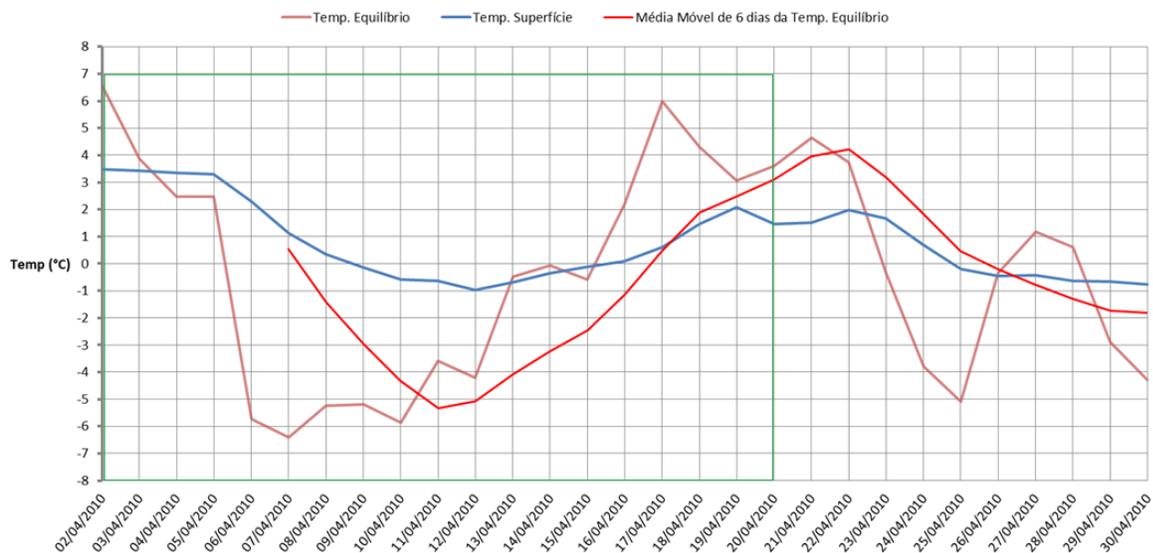


Figura 25 – Comparação de temperatura de equilíbrio (em Vermelho escuro), temperatura da água (em Azul) e média móvel da temp. de equilíbrio (Vermelho claro) para o Reservatório do Verde em 04/2010.

Para o gráfico 25 no período de de 16/04 a 24/04, marcado com o número 1 na figura 12, nota-se um atraso de aproximadamente 1 dia.



Figura 26 – Comparação de temperatura de equilíbrio (em Vermelho escuro), temperatura da água (em Azul) e média móvel da temp. de equilíbrio (Vermelho claro) para o Reservatório do Verde em 08-09/2010.

Para o gráfico 26 no período de de 01/09 a 06/09, marcado com o número 2 na figura

12, nota-se um atraso de aproximadamente 1 dia.

### 5.3.5 Verde - 2013



Figura 27 – Comparação de temperatura de equilíbrio (em Vermelho escuro), temperatura da água (em Azul) e média móvel da temp. de equilíbrio (Vermelho claro) para o Reservatório do Verde em 09/2013.

Ao observar os períodos de 07/09 a 12/09 e 20/09 a 26/09 (gráfico 27), marcado com o número 1 na figura 13, nota-se um atraso de aproximadamente 1 dia e 2 dias, respectivamente. Observando a média móvel nota-se uma defasagem sutil.

## 5.3.6 Verde - 2016

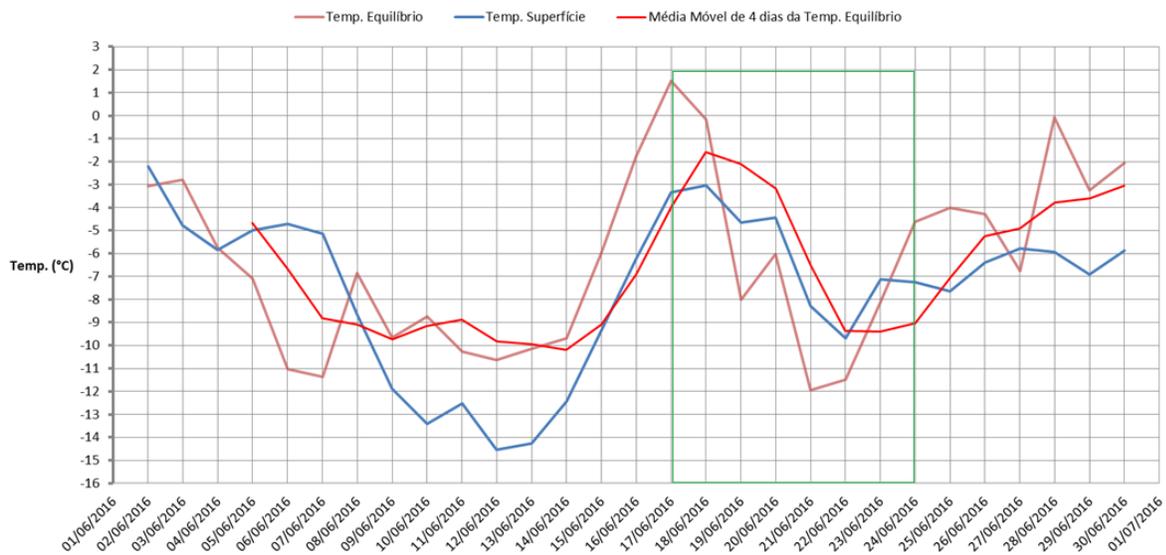


Figura 28 – Comparação de temperatura de equilíbrio (em Vermelho escuro), temperatura da água (em Azul) e média móvel da temp. de equilíbrio (Vermelho claro) para o Reservatório do Verde em 06/2016.

No gráfico 28, marcado com o número 1 na figura 14, vê-se entre 15/06 e 23/06 uma diferença de 1~2 dias.

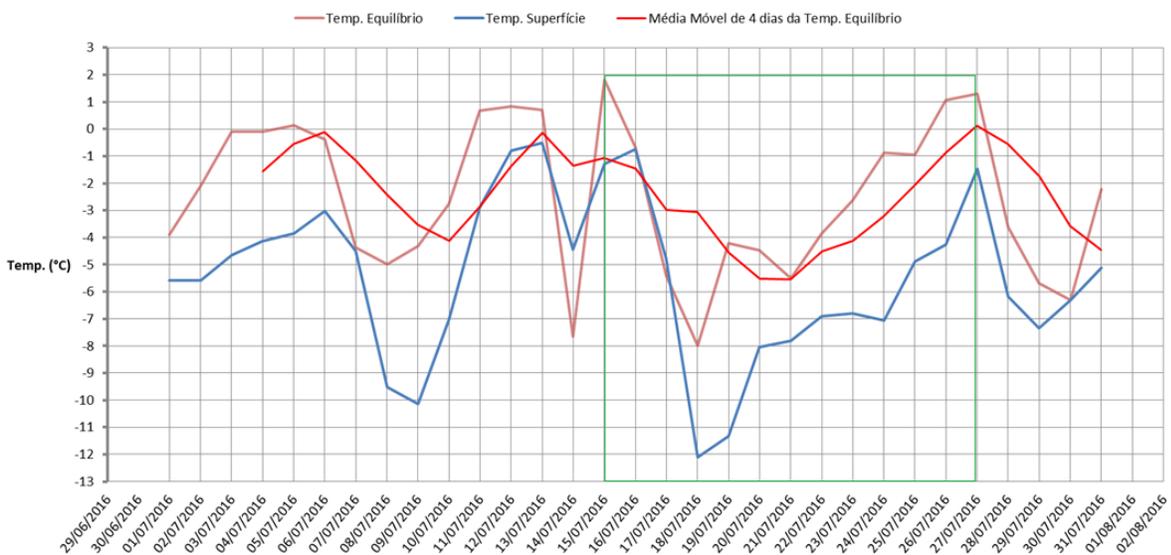


Figura 29 – Comparação de temperatura de equilíbrio (em Vermelho escuro), temperatura da água (em Azul) e média móvel da temp. de equilíbrio (Vermelho claro) para o Reservatório do Verde em 07/2016.

Durante o mês de Agosto(gráfico 29), marcado com o número 1 na figura 14, nota-se

que a defasagem foi mínima entre  $T_e$  e  $T_s$ .

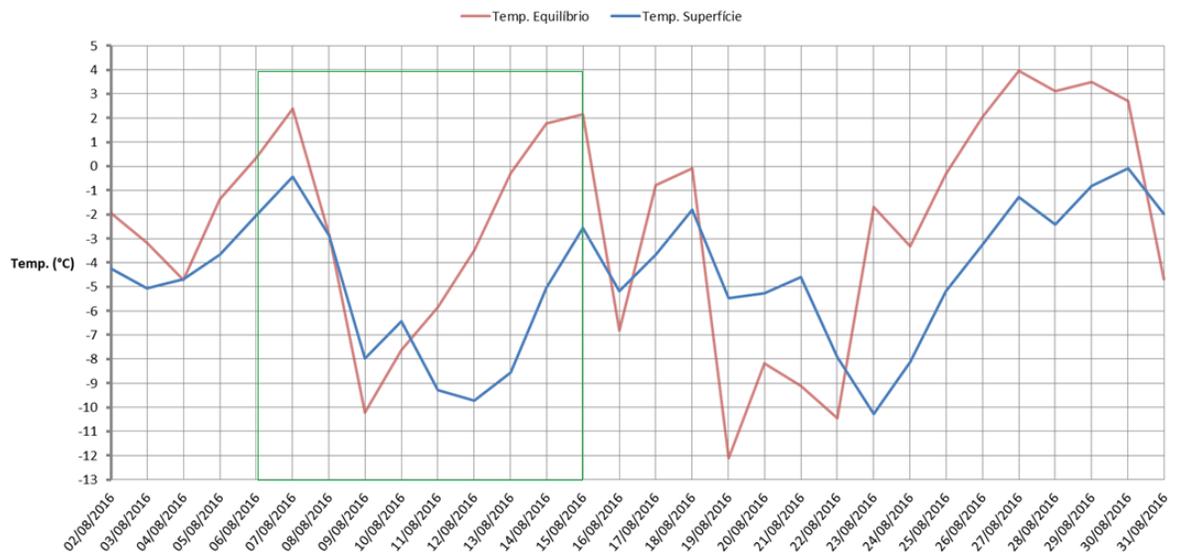


Figura 30 – Comparação de temperatura de equilíbrio (em Vermelho escuro) e temperatura da água (em Azul) para o Reservatório do Verde em 08/2016.

Do gráfico 30, nota-se durante o período de 11/08 à 21/08 um atraso de aproximadamente 1 dia.

## 5.4 Eventos

Para se estudar cada período apresentado na seção 5.3, escolheu-se um evento, qual consiste em observar dois máximos (ou mínimos) em sequência de cada série ( $T_e$  e  $T_s$ ). O período obtido entre esses dois máximos(ou mínimos) foi aplicado nos cálculos utilizando este valor à  $\Delta t$ . Assim, adotou-se uma frequência de variação senoidal como:

$$\omega = \frac{2\pi}{\Delta t} \quad (5.1)$$

onde  $\Delta t$  é o período total do evento em questão.

Desta forma, houve uma alteração para o tempo de atraso também. Da equação 2.43,  $\zeta$  passa a receber o valor de  $\Delta t$ , pois  $\tau = \omega^{-1}\alpha$ . Portanto:

$$\tau = \frac{\alpha\Delta t}{2\pi} \quad (5.2)$$

Em alguns casos, por exemplo 17, onde a série de  $T_s$  possui uma baixa amplitude, supôs-se uma senóide, com amplitudes maiores, baseada na série de  $T_s$ . Assim, obteve-se os resultados de tempo de atraso para cada período apresentado na seção anterior.

Na tabela 9 há os resultados para o reservatório do Vossoroca.

Tabela 9 – Cálculo de  $\tau$  em eventos do Vossoroca.

Evento	08/12	10/12	11/12	02/13	05/13	01/15	02/15
Gráfico	17	16	18	19	20	22	23
$\Delta t$ (dias)	9	10	8	11	10	12	7
$\tau$ (dias)	1,12	1,24	1,00	1,36	1,11	0,87	1,48
Obs. (dias)	1	2	2	1,5	2	4	

Na Tabela 10 consta os resultados para o reservatório do Verde:

Tabela 10 – Cálculo de  $\tau$  em eventos do Verde.

Evento	04/10	08/10	09/13	06/16	07/16	08/16
Gráfico	25	26	27	28	29	30
$\Delta t$ (dias)	18	5	9	9	12	7
$\tau$ (dias)	0,8	0,3	0,4	0,5	0,6	0,5
Obs.(dias)	1	<1	1	1	<1	1

Pra o reservatório do Rio Verde os valores observados apresentados são aproximados, e alguns até estimados, devido a dificuldade de se observar a defasagem nos eventos.

Alguns períodos foram excluídos do cálculos, por exemplo o gráfico 24, qual não há uma sequência de máximos para se observar uma senóide.

## 6 ANÁLISE

Na seção 5.3 pode-se notar que os resultados calculados para o tempo de atraso anuais foram mais próximos aos resultados observados para o reservatório do Vossoroça do que para o reservatório do Verde, de acordo com as tabelas 5 e 8.

No reservatório do Vossoroça observou-se que para os anos de 2012, 2013 e 2015, o  $\tau$  calculado foi em média de 3,43 dias (tabela 5). Ao comparar esse valores com os  $\tau$  observados nota-se que para os anos de 2013 e 2015 os resultados estavam próximos do esperado, diferentemente de 2012 que apresenta um erro de aproximadamente 2 dias entre  $\tau$  calculado e  $\tau$  observado.

Vale-se notar que a aplicação da média móvel em diversos períodos (por exemplo: gráficos: 19, 21 e 23) atenua flutuações permitindo uma melhor visualização da série, além disso, nota-se que ao comparar uma série de MM de  $T_e$  com  $T_s$  as séries tendem a perder o atraso de fase, um indicativo de que dependendo do período aplicado na média móvel, se a defasagem tornar-se muito pequena, implica que o período de atraso pode ser menor que o período da média móvel. Isto pode ser observado no gráfico 19, qual a defasagem entre  $T_e$  e  $T_s$  é de aproximadamente 1,5 dias, e a defasagem entre a média móvel de 6 dias de  $T_e$  e  $T_s$  é praticamente nula. Assim indicando que  $\tau$  é menor que 6 dias.

Para o reservatório do Verde nota-se que o erro entre  $\tau$  calculado e  $\tau$  observado é de entre 3 a 6 dias dependendo do ano. Ao observar a média móvel de  $T_e$  nota-se que para os anos de 2010 e 2013 espera-se que  $\tau$  seja menor que aproximadamente 5 dias, nota-se pelos gráficos 26 e 27. Para 2016, indica de  $\tau$  seja menor que 4 dias como demonstra os gráficos 29 e 28.

Para se estudar a diferença entre os valores de  $\tau$  calculado e  $\tau$  observado para os anos dos reservatórios, separou-se os valores obtidos da tabelas 3 e 6 para cada ano nas tabelas à seguir:

Tabela 11 – Resultados anuais para o reservatório do Vossoroça.

	$D_H$	$\alpha$	$\beta$	$K$	$\tau$	$T_e$
	( $m^2/s$ )		( $m^{-1}$ )	( $W/m^2\text{°C}$ )	(d)	( $\text{°C}$ )
2012	$1,230.10^{-6}$	$7,975.10^{-2}$	$2,713.10^{-2}$	$1,798.10^1$	4,63	24,04
2013	$4,3232.10^{-7}$	$5,459.10^{-2}$	$4,242.10^{-2}$	$1,758.10^1$	3,17	24,60
2015	$2,7168.10^{-7}$	$4,327.10^{-2}$	$4,975.10^{-2}$	$1,895.10^1$	2,51	27,51

Observa-se na tabela 11 que para 2013 e 2015 os valores de  $\tau$  foram baixos comparados

à 2012. Sabe-se que  $\tau$  (equação 2.43) é diretamente dependente de  $\alpha$ , para todos os anos nota-se que os  $\alpha$ s possuem a mesma ordem e grandeza, porém em 2012 possui um valor um pouco acima do demais. Por sua vez,  $\alpha$  (equação 2.42) é dependente de  $\beta$  e do coeficiente de troca de calor(K). Nota-se que K para os 3 anos possuem a mesma ordem e grandeza e um desvio padrão de 1,319. Assim, a influência principal em  $\alpha$  é a taxa de decaimento( $\beta$ ), qual em 2012 possui um valor abaixo dos demais anos, apesar de terem a mesma ordem de grandeza.

Ao observar a equação 2.45, nota-se que a variável de maior influência é a difusividade turbulenta vertical, qual pode ser obtida pela soma de coeficiente de difusão molecular ( $D_M$ ) com o coeficiente de difusão turbulenta ( $D_H$ ). Como o valor utilizado de  $D_M$  nesse estudo foi uma constante, o resultado de  $\beta$  depende diretamente de  $D_H$ . Pela tabela 11, nota-se a diferença na ordem de grandeza entre 2012 e os demais anos.

A tabela (12) a seguir contém as variáveis associadas ao coeficiente de difusão turbulenta para cada ano:

Tabela 12 – Resultados anuais de  $D_H$  para o reservatório do Vossoroca.

	$D_H$	$D_{H0}$	$R_i$	$w^*$	$U$	$T_m$
2012	$1,230.10^{-6}$	$4,4482.10^{-5}$	$39,00.10^4$	$3,668.10^{-6}$	1,17	17,54
2013	$4,3232.10^{-7}$	$3,087.10^{-5}$	$51,03.10^4$	$1,777.10^{-6}$	0,80	19,12
2015	$2,7168.10^{-7}$	$3,2033.10^{-5}$	$10,53.10^5$	$1,880.10^{-6}$	0,83	21,57

O coeficiente de difusão turbulenta depende de  $R_i$  e de  $D_{H0}$ , qual depende da velocidade de fricção ( $w^*$ ). De acordo com a equação 2.54, esta depende diretamente da velocidade do vento ( $U$ ). Ao observar a tabela 12, nota-se que em média 2012 apresenta valores maiores para a velocidade do vento quando comparado aos demais anos, qual resulta em um  $w^*$  maior que os demais anos, apesar de possuírem a mesma ordem e grandeza.

Quanto ao número de Richardson, qual é relacionado à velocidade de fricção (e consequentemente à velocidade do vento) e à temperatura média da água, nota-se que em 2012  $T_m$  é menor em relação aos demais.

Assim, ao analisar os dados da tabela 12, pode-se concluir que 2012 possui um maior tempo de atraso devido a este ano possuir uma maior média anual de velocidade do vento e por possuir uma menor temperatura média da água.

Ao comparar os anos de 2013 e 2015, pela tabela 12, nota-se que ambos possuem valores aproximados de  $U$ , porém para  $T_m$ , 2015 possui um valor maior. Na tabela 11, nota-se que 2015 possui um período de atraso menor.

Em questão do reservatório do Verde, ao comparar a tabela à seguir (tabela 13) com

a tabela 11, nota-se a diferença do tempo de atraso entre as duas. Também vale notar que o coeficiente de troca de calor ( $K$ ) possui a mesma grandeza, porém os valores do Verde são maiores do que os do Vossoroca. Percebe-se também a diferença de grandezas entre as variáveis  $\alpha$ ,  $\beta$  e  $D_H$ , ao compará-los, o reservatório do Verde possui valores maiores, indicando os seus altos valores para  $\tau$ .

Tabela 13 – Resultados anuais para o reservatório do Verde.

	$D_H$	$\alpha$	$\beta$	$K$	$\tau$	$T_e$
	( $m^2/s$ )		( $m^{-1}$ )	( $W/m^2\text{°C}$ )	(d)	( $^{\circ}C$ )
2010	$1,0011 \cdot 10^{-5}$	$1,4941 \cdot 10^{-1}$	$1,0 \cdot 10^{-1}$	$2,505 \cdot 10^1$	8,68	20,81
2013	$4,2892 \cdot 10^{-6}$	$1,0670 \cdot 10^{-1}$	$1,5 \cdot 10^{-1}$	$4,756 \cdot 10^1$	6,19	19,75
2016	$4,2885 \cdot 10^{-6}$	$1,0988 \cdot 10^{-1}$	$1,5 \cdot 10^{-1}$	$3,923 \cdot 10^1$	6,38	16,23

Observando a tabela 13, nota-se que 2010 possui o maior valor para o tempo de atraso e o maior valor para  $D_H$ . Como já foi explicado anteriormente a relação entre  $\alpha$ ,  $\beta$  e  $K_H$ , o foco agora será no coeficiente de difusão turbulenta presente na tabela 14. Observa-se que 2010 possui um baixo valor de temperatura média da água e uma média alta de velocidade do vento (comparados aos demais anos), indicando uma semelhança à 2012 da tabela 12.

Tabela 14 – Resultados anuais de  $D_H$  para o reservatório do Verde.

	$D_H$	$D_{H0}$	$R_i$	$w^*$	$U$	$T_m$
2010	$1,0011 \cdot 10^{-5}$	$1,0470 \cdot 10^{-4}$	$88,02 \cdot 10^3$	$1,833 \cdot 10^{-5}$	2,73	19,54
2013	$4,2892 \cdot 10^{-6}$	$9,1130 \cdot 10^{-5}$	$12,43 \cdot 10^5$	$1,577 \cdot 10^{-5}$	2,38	21,27
2016	$4,2885 \cdot 10^{-6}$	$8,92149 \cdot 10^{-5}$	$87,47 \cdot 10^4$	$1,405 \cdot 10^{-5}$	2,33	25,16

Porém o mesmo não se aplica aos tempos observados na seção de eventos (5.4), onde observou-se que os valores calculados foram menores que os observados. Isso se dá pela dificuldade de se observar uma série com diversos ruídos ou em um espaço temporal curto, como no caso de alguns eventos que possuíam um  $\Delta t$  de 5 dias, o que resultou em valores aproximados ou até estimados de acordo com o que foi possível observar.

## 7 CONCLUSÃO

Ao realizar os cálculos notou-se que para os 4 casos apresentados no começo do capítulo 5, apenas 1 deles apresentou valores extrapolados em comparação aos outros casos. Em questão dos outros 3 casos, utilizar um valor de  $D_H$  constante apresentou-se com resultados aproximados em comparação aos outros, qual pode-se observar nas tabelas 3 e 6. Nos demais cálculos apresentados no trabalho foram realizados com o caso de  $D_H$  constante, apenas por facilidade.

Ao comparar os resultados de tempo de atraso anuais (tabelas 5 e 8) com os valores observados no gráfico, nota-se uma discrepância para ambos reservatórios, mas principalmente para o reservatório do Verde. Ao analisar os dados observou-se a influência que a velocidade do vento e a temperatura da água possuem sobre os cálculos. Assim com valores, relativamente, altos para  $U$  e baixo para  $T_m$ , pode-se resultar em um alto valor para o tempo de atraso.

Para se estudar a série mais detalhadamente, separou-se alguns períodos em que podia-se notar a defasagem entre as séries e que estas fossem visivelmente uma senóide. Nesses períodos, com a aplicação de uma média móvel, pode-se notar que ao utilizar um período na média e a série obtida não apresentasse mais defasagem, este período possuía um valor maior do que a defasagem observada, este caso pode-se ser observado, por exemplo, no gráfico 23.

De cada período separado, decidiu-se aplicar os cálculos para um evento observado e ao utilizar o período total desse evento no cálculos obteve-se resultados, de  $\tau$ , aproximados aos observados.

Com a utilização de poucos parâmetros, temperatura de uma coluna d'água e forçantes meteorológicas, como velocidade do vento, radiação incidente e temperatura do ar, pode-se aplicar a teoria proposta de Edinger (1968, 1970) para estudo de eventos. Ao realizar os cálculos para um ciclo sazonal, obteve-se valores aproximados em comparação aos valores observados. Os estudos de Edinger (1969, 1970) definem que o tempo de atraso é dependente da profundidade do reservatório. Para este trabalho foram utilizados dados de reservatórios que podem ser considerados, relativamente, rasos. Apesar de que não foi possível estudar a influência da profundidade sobre  $\tau$ , notou-se que a teoria de Edinger pode ser aplicada para profundidades pequenas.

## 7.1 Recomendações

Para futuros trabalhos, é recomendado realizar os cálculos com uma série de dados que não apresente demais falhas como observado na figura 15.

Recomenda-se, também, realizar uma análise não só para situações diárias, como apresentado, mas para situações horárias, para que se possa observar a resposta do reservatório no ciclo de 1 dia.

## 8 REFERÊNCIAS

ANDERSON, E. R. Water-Loss Investigations: Volume 1 - Lake Hefner Studies. United States Department of the Interior: [s.n.], 1954.

BORMAN, M.; LARSON, L. A case study of river temperature response to agricultural land use and environmental thermal patterns - Department of Rangeland Resources, Oregon State University, 2003.

BOWEN, I. S. The ratio of heat losses by conduction and by evaporation from any water surface. *Physical Review*, v. 27, p. 779–787, 1926

CANELE, P. K.; CHAPRA, S. C. Numerical Methods for engineers. 6. ed. New York: Higher Education, 2010.

CHOW, V. T. Applied Hydrology. New York: McGraw-Hill Book Co, 1988.

COPEL. Usina Hidrelétrica Chaminé. Relatório Ambiental. 1999.

CUNHA, C. L. N. Eutrofização em Reservatórios: Gestão Preventiva. Curitiba: UFPR, 2011.

DAKE, J. M. K.; HARLEMAN, D. F. Thermal stratification in lakes: Analytical and laboratory studies. *Water Resources Research*, v. 5, n. 2, p. 484–495, 1969.

EDINGER, J. E. Vertical temperature structure and water surface heat exchange. *Water Resources Research*, v. 6, n. 5, p. 1392–1395, 1970.

EDINGER, J. E.; BRADY, D. K.; GEYER, J. C. Heat Exchange and Transport in the Environment. Electric Power Research Institute, Cooling Water Discharge Research Project(RP-49), 1974.

EDINGER, J. E.; DUTTIWELLER, D. W.; GEYER, J. C. The response of water temperatures to meteorological conditions. *Water Resources Research*, v. 4, n. 5, p. 1137–1143, 1968.

GU, R. R.; LI, Y. River temperature sensitivity to hydraulic and meteorological parameters - Department of Civil Engineering, Iowa State University. *Journal of Environmental Management* v. 66, 2002.

HENDERSON-SELLERS, B. Engineering Limnology. Massachusetts: Pitman Publishing Inc, 1984.

LAWRENCE, M. G. The Relationship between Relative Humidity and the Dewpoint

Temperature in Moist Air. American Meteorological Society, 2005.

LIVINGSTONE, D. M.; IMBODEN, D. M. Annual heat balance and equilibrium temperature of lake aegeri, switzerland. *Aquatic Sciences*, v. 51, n. 4, p. 351–369, 1989.

SILVA, T. O.; Modelagem numérica da estratificação térmica vertical de reservatórios, PPGEA, UFPR, 2014.

SUNDARAM, T. R.; REHM, R. G. Effects of thermal discharges on the stratification cycle of lakes. *AIAA Jornal*, v. 10, n. 2, p. 204–210, 1971.

SUNDARAM, T. R.; REHM, R. G. Formation and maintenance of thermoclines in temperate lakes. *AIAA Jornal*, v. 9, n. 7, p. 1322–1329, 1971.

SUNDARAM, T. R.; REHM, R. G. The seasonal thermal structure of deep temperate lakes. Aerodynamic Research Department, Cornell Aeronautical Laboratory, Buffalo, New York 14221, USA, *Tellus XXV*, p. 157-168 1973.

SWEERS, H. E. A nomogram to estimate the heat-exchange coefficient at the air-water interface as a function of wind speed and temperature; a critical survey of some literature. *Journal of Hydrology*, v. 30, p. 375–401, 1976.

## 9 CÓDIGOS

Os códigos apresentados nesta seção servem de exemplos para os demais códigos que foram utilizados para os cálculos de médias diárias ou mensais.

Listing 9.1 – LoopArquivos-Horas.py

```
file2 = open('serieMeteo-Hora.txt', 'w')

from glob import glob
import numpy as np

arqs=glob('*.txt')

Lar=[]
LU=[]

for j in range(len(arqs)):
    nome=arqs[j]
    ler=open(nome, 'r')
    n=ler.readlines()
    ler.close()

    for i in range(0, len(n)):
        a=n[i].split()
        b=n[i-1].split()

        date = a[0]
        hour2 = str(b[1])
        hour = str(a[1])
        tar = float(a[10])
        U = float(a[5])

        if hour[1]!=hour2[1]:

            M=np.mean(Lar)
            MU=np.mean(LU)
```

```

        file2.write('%8s\t %8s\t %.3f\t %.2f\n'%(date ,hour ,M,MU))
        Lar=[]
        LU=[]

        Lar.append( tar )
        LU.append(U)

file2.close()

```

Listing 9.2 – mediaHoras-Tao.py

```

# -*- coding: utf-8 -*-
"""
Created on Thu Jun  8 17:11:05 2017

Calculo do time lag

@author: Ramon
"""
import math
import numpy as np

file = open('mediasHoras-T-Tar-U.txt', 'r')
file2 = open('mediaHoras-Tao-khcte-c-w-Tmed.txt', 'w')

n=file.readlines()

file.close()

#CTEs

c1 = 0.0282
karman = 0.4
cd = 1.5*(10**-3)
km = float(1.4*(10**-7))
#km = float(0)

```

```

kh = float(0.0002575523) #KH constante
pw = 1000
par = 1.225
alfav = 2*(10**-4)
cw = 4200
g = 9.81
w = ((2*(np.pi))/365)/86400
ew = 0.97 # Emissividade de calor da agua
sigma = 5.67*(10**(-8))# cte de S-B
B = 65.92 # cte de Bowen

```

```

file2.write('%4s\t      %7s  %7s  %7s  %7s  %7s\t  %7s\t %4s
%2s\n'%( 'data ', 'tao ', 'alfa ', 'beta ', 'kh ', 'ri ', 'kappa ', 'amp ', 'Te'))

```

```

#L

```

```

Lmed = []
Lkh = []
Lbeta = []
Lalfa = []
Ltao = []
Lkappa = []
Lamp = []
Le = []
Lri = []

```

```

Lmed2 = []
Lkh2 = []
Lbeta2 = []
Lalfa2 = []
Ltao2 = []
Lkappa2 = []
Lamp2 = []
Le2 = []
Lri2 = []

```

```

#For

```

```

for i in range(1, len(n)):
    a=n[i].split()
    b=n[i-1].split()

    t0=str(a[0])
    t00=str(b[0])
    H=str(a[1])
    t1=float(a[2])
    t2=float(a[3])
    t3=float(a[4])
    t4=float(a[5])
    t5=float(a[6])
    t6=float(a[7])
    t7=float(a[8])
    tar=float(a[9])
    U=float(a[10])

#Calculos

#Tmed
Lmed.append(t1)
Lmed.append(t2)
Lmed.append(t3)
Lmed.append(t4)
Lmed.append(t5)
Mt = np.mean(Lmed)
Lmed=[]

#Ri
#top
top1 = -g*alfav*(karman**2)*(math.pow(2,2))
top2 = -g*alfav*(karman**2)*(math.pow(4,2))
top3 = -g*alfav*(karman**2)*(math.pow(6,2))
top4 = -g*alfav*(karman**2)*(math.pow(8,2))
top5 = -g*alfav*(karman**2)*(math.pow(10,2))

```

```

#bot
if U==0:
    U = 0.01

bot = ((par/pw)*cd*(U**2))
#ris
ri1=(top1/bot)*((t1-t2)/(1-3))
ri2=(top2/bot)*((t2-t3)/(3-5))
ri3=(top3/bot)*((t3-t4)/(5-7))
ri4=(top4/bot)*((t4-t5)/(7-9))
ri5=(top5/bot)*((t5-t6)/(9-11))
#media ri
ri = (ri1+ri2+ri3+ri4+ri5)/5

#f(ri)
fri = (1 + (0.1*ri))**(-1)

#Kh
kh0 = 0.0282*(math.sqrt(bot))
#kh = kh0*fri ## Kh constante

#beta
beta1 = (w/(2*(km + kh)))
beta = (math.sqrt(beta1))/10

#kappa
fu = 4.4 + 1.82*U
kappa1 = 4*ew*sigma*((Mt+273)**3)
kappa2 = fu*611*(((17.27*(237.3+Mt)) - (17.27*Mt))/((237.3+Mt)**2))*math.exp(
kappa3 = B*fu
kappa = (kappa1+kappa2+kappa3)/100
k = kappa/(pw*cw)

#alfa
alfa = math.atan(1/(1 + ((2*beta*k)/w)))

#tao

```

```

#tao = (365/(2*math.pi))*alfa
tao = (1/(2*math.pi))*alfa

#Amp

topA = (2*beta*k)/w
botA = math.sqrt(1+((1+((2*beta*k)/w))**2))
amp = topA/botA

#Te
te = ((kh/k)*((t1-t2)/(1-3))) + t1

Lkh.append(kh)
Lbeta.append(beta)
Lkappa.append(kappa)
Lalfa.append(alfa)
Ltao.append(tao)
Lamp.append(amp)
Le.append(te)
Lri.append(ri)

Lkh2.append(kh)
Lbeta2.append(beta)
Lkappa2.append(kappa)
Lalfa2.append(alfa)
Ltao2.append(tao)
Lamp2.append(amp)
Le2.append(te)

if t0[1] != t00[1]:

    Mkh = np.mean(Lkh)
    Mbeta = np.mean(Lbeta)
    Malfa = np.mean(Lalfa)
    Mtao = np.mean(Ltao)
    Mkappa = np.mean(Lkappa)
    Mamp = np.mean(Lamp)

```

```

Me = np.mean(Le)
Mri = np.mean(Lri)

#Write
file2.write('%8s %3s %2f %4e %2e %4e %4e %4e
%2f %6.4f\n'%(t0,'---',Mtao, Malfa, Mbeta, Mkh, Mri, Mkappa, Mamp, Me))

Lmed = []
Lkh = []
Lbeta = []
Lalfa = []
Ltao = []
Lkappa = []
Lamp = []
Le = []
Lri = []

file2.write('%4s\t %7s %7s %7s %7s %7s %7s %4s %2s\n'%( 'data ', 'tao ', 'alfa ', 'beta

Mkh2 = np.mean(Lkh2)
Mbeta2 = np.mean(Lbeta2)
Malfa2 = np.mean(Lalfa2)
Mtao2 = np.mean(Ltao2)
Mkappa2 = np.mean(Lkappa2)
Mamp2 = np.mean(Lamp2)
Me2 = np.mean(Le2)
file2.write('%6s\t %4s %2f %4e %4e %4e %10s %4e %2f %6.4f\n'%( 'medias ', '---

file2.close()

```

## A COEFICIENTE DE TROCA DE CALOR

Em questão à seção sobre o balanço de energia(2.2), é apresentada a fórmula 2.28:

$$K = 4\epsilon_W\sigma(T_s + 273)^4 + f(\mathbf{U})611 \left( \frac{4098,171}{(237,3 + T_s)^2} \right) \exp \left( \frac{17,27T_s}{237,3 + T_s} \right) + Bf(\mathbf{u}) \quad (\text{A.1})$$

onde K é possui unidade de  $W/m^2\text{°C}$ .

A qual será separada em 3 equações para estudá-lá melhor.

- Primeiramente K1:

$$K1 = 4\epsilon_W\sigma(T_s + 273)^4 \quad (\text{A.2})$$

onde K1 é dado em  $W/m^2\text{°C}$ . Sendo  $\epsilon_W$  adimensional,  $\sigma$  é a cte de Stephan-Boltzmann em  $W/m^2K^4$  e  $T_s$  dado em  $\text{°C}$ .

- K2:

$$K2 = f(\mathbf{U})611 \left( \frac{4098,171}{(237,3 + T_s)^2} \right) \exp \left( \frac{17,27T_s}{237,3 + T_s} \right) \quad (\text{A.3})$$

onde é obtida da derivada 2.25:

$$\frac{\partial H_e}{\partial T_s} = -f(\mathbf{U}) \frac{\partial e_s}{\partial T_s} \quad (\text{A.4})$$

de acordo com Chow (1998)(Applied Hydrology) pág. 58, a pressão de sat. de vapor( $e_s$ ) é dada em Pa ou  $N/m^2$ , e o gradiente  $\Delta = de_s/dT$  é dado em  $Pa/\text{°C}$ . O gradiente  $\Delta$  é dado pela equação:

$$\Delta = 611 \left( \frac{4098,171}{(237,3 + T_s)^2} \right) \exp \left( \frac{17,27T_s}{237,3 + T_s} \right) \quad (\text{A.5})$$

Assim K2 é em unidade(nota:  $W = Nm/s$ ):

$$\frac{m \text{ Pa}}{s \text{ °C}} = \frac{m \text{ N}}{s \text{ m}^2\text{°C}} = \frac{W}{\text{m}^2\text{°C}} \quad (\text{A.6})$$

- Finalmente K3:

$$K3 = Bf(\mathbf{u}) \quad (\text{A.7})$$

onde B é a cte psicométrica apresentada na equação 2.11, a equação pode ser encontrada no em Chow (1998) pág 87. Possui unidade em  $Pa/\text{°C}$ . A unidade de K3 pode ser obtida da mesma forma que A.6. Assim, K3 é dado em  $W/m^2\text{°C}$ .

$f(\mathbf{U})$  da equação 2.4 é dada em  $m/s$  (Sweers,1976).

Silva (2014) utilizou K para calcular o coeficiente, para calcular  $f(\mathbf{U})$  o autor utilizou 2.4, gerando o gráfico a seguir:

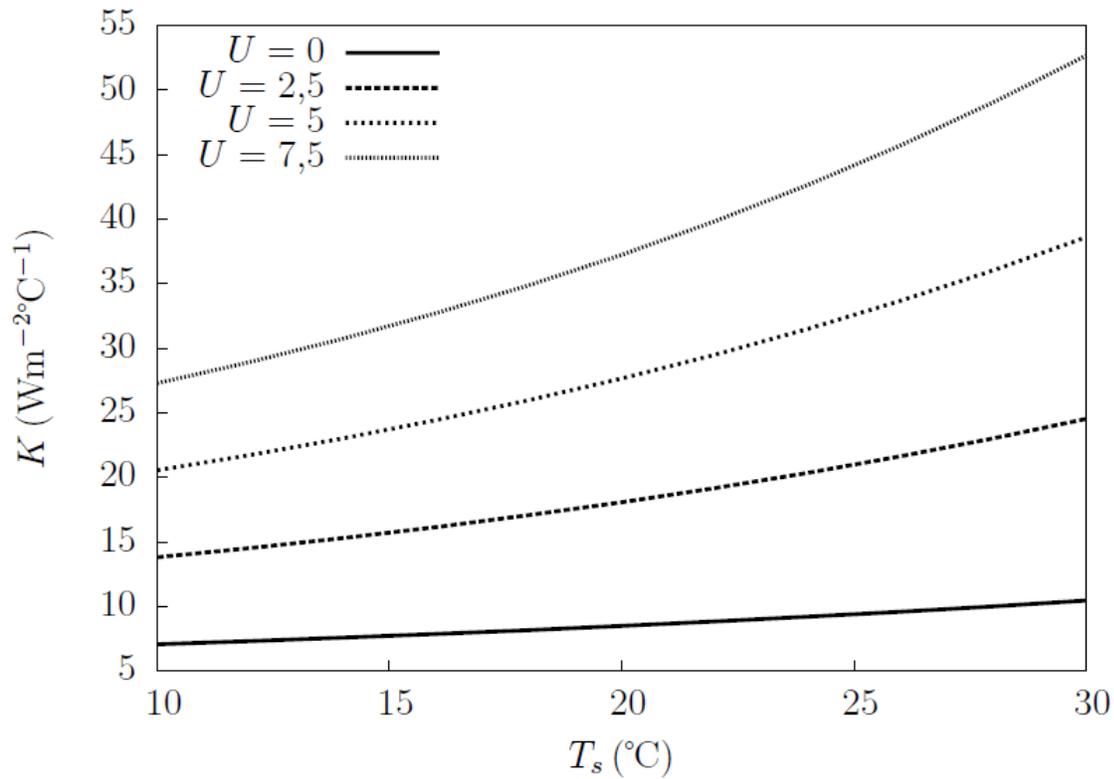


Figura 31 – Fonte: retirado de Thiago(2014) pág.42

Há outra forma de calcular o coeficiente de troca de calor. Sweers (1976) formulou a equação, para prever o coeficiente em função da velocidade do vento e da temperatura da superfície, em seu estudo. Aqui será representado por  $A$ :

$$A = (4,48 + 0,049T_s) + f(U) \cdot (1,12 + 0,0180T_s + 0,00158T_s^2) \quad (\text{A.8})$$

onde  $A$  tem unidade em  $\text{W}/\text{m}^2\text{°C}$ .

O gráfico a seguir apresenta  $A$  para diferentes temperaturas e velocidades, o qual utiliza para  $f(U)$  a equação 2.4:

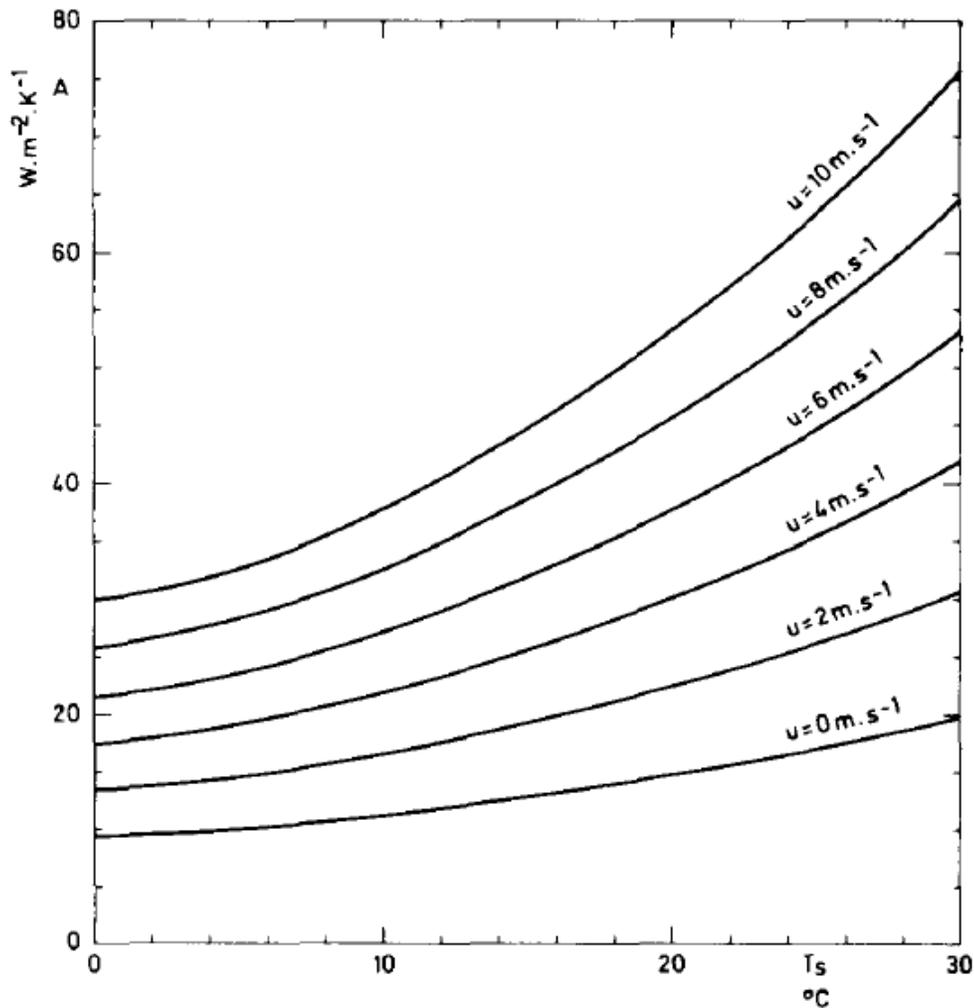


Figura 32 – Fonte: retirado de Sweers(1978) pág.398

Devido a problemas em questão à fórmula utilizada para calcular o coeficiente de troca de calor, a qual foi a fórmula K de 2.28, foi necessário estudar outra fórmula, como A de Sweers (1978).

Ao utilizar a fórmula K (2.28) obteve-se valores com grandeza muito maior ao compará-lo com A. A figura à seguir mostra os resultados obtidos para K1, K2, K3, K, A, e K/100 é apenas o caso de dividir K por 100 (caso 1), apenas por comparação. As unidades  $t_s$  (temperatura da água) e  $U$  (velocidade do vento em  $\text{m/s}$ ) representam os valores de entrada para os resultados. O cálculo foi realizado com o auxílio de Python (2.7).

```

ts      U      K1      K2      K3      K caso1      A      K/100
10.0    6.0    4.99    1261.04    1027.97    2294.00    27.31    22.94
>>>

```

Figura 33 – Caso 1 Fonte: Autor

Nota-se que os valores de K2 e de K3 foram de grandeza maior. Assim, fazendo com

que  $K$  possui uma grandeza maior quando comparado à  $A$ .

Foi realizado outro cálculo, no qual consistia em dividir  $K2$  e  $K3$  por 100 ambos, Assim obtendo outro valor de  $K$  (caso 2), também para comparação.

```

ts      U      K1      K2/100      K3/100      K caso2      A
10.0    6.0    4.99    12.61      10.28      27.88      27.31
>>>

```

Figura 34 – Caso 2 Fonte: Autor

Neste caso 2, percebe-se que o valor de  $K$  possui a mesma grandeza de  $A$  porém este se aproxima mais de  $A$  do que o caso 1 apresentado na figura 33.

Foram realizados outros cálculos para diferentes entradas de  $T_s$  e  $U$ , baseados nos gráficos de Thiago(2014) e Sweers (1978), respectivamente figuras 31 e 32. Os valores obtidos do coeficiente de troca de calor de Silva (2014) e Sweers (1978) são valores aproximados pois estes foram retirados de seus gráficos já apresentados.

Coef. de troca de calor				
	t = 10 U = 0	t = 10 U = 5	t = 0 U = 6	t = 10 U = 6
K caso1	6.62	20.22	17.14	22.93
K caso2	11.56	25.15	21.57	27.87
A	11.39	24.65	21.63	27.31
Thiago	~7.0	~20	-----	-----
Sweers	----	~22	~22	~26

Figura 35 – Comparação dos casos Fonte: Autor

Ao observar a tabela nota-se que o caso 2 de  $K$  se aproxima mais de  $A$  e dos valores obtidos por Sweers (1978) da figura 32.

Possivelmente, o fato de  $K1$  e  $K2$  apresentarem valores de grandeza tão altos quando comparados com  $A$ , pode se dar à algum erro na conversão entre as unidades do gradiente,  $\Delta$ , e da função da velocidade apresentados na equação A.6.