

UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ

GEOVANA THAÍS COLOMBO

ESTUDO DA ESTRATIFICAÇÃO TÉRMICA DO RESERVATÓRIO VOSSOROCA  
POR MEIO DE ÍNDICES FÍSICOS

CURITIBA

2016

GEOVANA THAÍS COLOMBO

ESTUDO DA ESTRATIFICAÇÃO TÉRMICA DO RESERVATÓRIO VOSSOROCA  
POR MEIO DE ÍNDICES FÍSICOS

Trabalho apresentado como requisito parcial para  
a obtenção do grau de Bacharel em Engenharia  
Ambiental , Setor de Tecnologia da Universidade  
Federal do Paraná.

Orientador: Dr. Michael Mannich

CURITIBA

2016

---

Geovana Thaís Colombo

Estudo da Estratificação Térmica do Reservatório Vossoroca por meio de Índices Físicos/ Geovana Thaís Colombo. – Curitiba, 2016-

48 p. :

Orientador: Dr. Michael Mannich

Trabalho de Conclusão de Curso – Universidade Federal do Paraná , 2016.

1. Estratificação térmica. 2. Índices físicos. I. Michael Mannich. II. Universidade Federal do Paraná . III. Engenharia Ambiental. IV. Estudo da Estratificação Térmica do Reservatório Vossoroca por meio de Índices Físicos

CDU 02:141:005.7

---



MINISTÉRIO DA EDUCAÇÃO  
UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ  
SETOR DE TECNOLOGIA  
CURSO DE GRADUAÇÃO EM ENGENHARIA AMBIENTAL

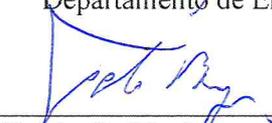
## TERMO DE APROVAÇÃO DE PROJETO FINAL

GEOVANA THAÍS COLOMBO

ESTUDO DA ESTRATIFICAÇÃO TÉRMICA DO RESERVATÓRIO VOSSOROCA POR  
MEIO DE ÍNDICES FÍSICOS

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 8,8, pela seguinte banca examinadora:

Orientador(a):   
Michael Mannich  
Departamento de Engenharia Ambiental/ UFPR

Membro(a) 1:   
Tobias B. Bleninger  
Departamento de Engenharia Ambiental/ UFPR

Membro(a) 2:   
Cynara de L. da N. Cunha  
Departamento de Engenharia Ambiental/ UFPR

Curitiba, 06 de dezembro de 2016.

## AGRADECIMENTOS

Mais uma etapa da minha vida se conclui, não significando que esse seja o fim, e sim um novo começo. É ótimo poder agradecer a todos que durante essa caminhada eu tive apoio e que estiveram presentes. Por isso meus sinceros agradecimentos ...

... ao meu namorado, Luiz Gustavo, que tem me acompanhado nessa caminhada desde a prestação do vestibular, que sempre me apoiou e me deu forças quando estive cansada e que sempre me motivou a ser melhor.

... aos meus pais, Jo Roel e Rosa Maria, pelo grande exemplo que sempre foram pra mim e que sempre foram motivação na minha caminhada. Agradeço também as minhas irmãs, Débora, Larissa e Bruna pelos puxões de orelha e por sempre me animarem.

... ao meu orientador, Michael, por acreditar no meu potencial e por todo aprendizado que tive desde a iniciação científica. Agradeço pelos conselhos e pela confiança.

... às minhas amigas, que ao longo desses 5 anos estiveram presentes: Anna Carolina, Carla, Mayara, Paola e Raissa. Obrigada pela companhia, pela ajuda nos momentos difíceis, pelas viagens e pelos cafés inesperados.

... ao departamento de Engenharia Ambiental, aos funcionários e aos professores, que contribuíram para a minha formação como Engenheira Ambiental e também como pessoa.

... a todos que, de alguma forma, estiveram presentes e contribuíram para esse trabalho.

## RESUMO

Em lagos e reservatórios, é importante conhecer o regime térmico para determinar variações de constituintes físicos, químicos e biológicos. A dinâmica de transporte vertical é definida pela estratificação térmica, que é um fenômeno resultante da troca de calor da atmosfera com a água, formando-se estratos com diferentes temperaturas e densidades. O projeto tem como objetivo caracterizar a dinâmica térmica do reservatório Vossoroca, em Tijucas do Sul, no Paraná. A caracterização do regime térmico do reservatório é realizada através de medições de temperatura na coluna de água e de variáveis meteorológicas. O monitoramento térmico da temperatura da água é feito através de uma cadeia de termistores, sendo 6 sensores instalados nas profundidades de 1, 3, 5, 7, 9 e 11 metros a partir da superfície e 1 sensor fixado a 1 metro do fundo. As variáveis meteorológicas (temperatura do ar, umidade, pressão, radiação solar, velocidade e direção do vento) são medidas através de uma estação meteorológica. A partir desses dados, é possível analisar a estabilidade da estratificação e a influência das forçantes meteorológicas através do cálculo de índices físicos: a razão geométrica, que verifica a área superficial exposta à ação do vento e se há facilitação da mistura por essa razão; o número de Lago, o número de Wedderburn e o número de Richardson, que são índices que avaliam o grau de mistura ou de estabilização da estratificação térmica, e a estabilidade de Schmidt e a frequência de Brunt-Väisälä, que quantificam a intensidade da estabilidade da estratificação. Ao se avaliar a variação da temperatura em relação ao tempo, observou-se que o reservatório Vossoroca encontra-se estratificado durante os meses mais quentes, e as águas misturam-se durante o inverno. Portanto, o reservatório pode ser classificado como monomítico quente, cuja circulação ocorre somente uma vez no ano, no inverno. Os resultados dados pelo número de Lago e de Wedderburn possuem comportamento similar, sendo que ambos conseguem representar o regime térmico, pois os menores valores dados pelos índices são durante os meses mais frios, quando a estratificação é fraca. Além disso, a estabilidade de Schmidt e a frequência de Brunt-Väisälä também possuem comportamentos similares, os quais os maiores valores são dados nos meses mais quentes, indicando que a intensidade da estratificação nesse período é maior. O número de Richardson foi calculado entre camadas, e foi observado que esse índice não foi eficiente em prever a intensidade de estratificação e a tendência à mistura. Os índices físicos são um instrumento para a compreensão da dinâmica térmica de um lago ou reservatório, podendo auxiliar na implementação de modelos de temperatura e de transporte vertical, assim como para modelos de qualidade da água, que é afetada pelo regime térmico.

**Palavras-chaves:** Lagos tropicais. Estratificação térmica. Índices físicos.

## LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1 – Densidade da água em função da Temperatura . . . . .	12
Figura 2 – Representação do padrão de estratificação térmica. FONTE: TUNDISI, 2008. . . . .	13
Figura 3 – Perfil de temperatura instável. FONTE: DAKE e HARLEMAN (1969)	14
Figura 4 – Exemplo de perfil de temperatura em um lago monomítico quente. FONTE: TUNDISI, 2008. . . . .	15
Figura 5 – Balanço de energia em uma superfície líquida. FONTE: Imboden e Wüest (1995). . . . .	16
Figura 6 – Medidas simplificadoras para cálculo do número de lago ( $L_N$ ). FONTE: MANNICH, 2013a. . . . .	18
Figura 7 – Localização geográfica do reservatório Vossoroca. . . . .	22
Figura 8 – Esquema da plataforma flutuante e do sistema de fixação. FONTE: MANNICH, 2013a. . . . .	24
Figura 9 – Imagens da plataforma flutuante (a) e da estação meteorológica (b) no reservatório Vossoroca. FONTE: POLLI, 2014. . . . .	24
Figura 10 – Período de medição de temperatura pelos termistores. . . . .	29
Figura 11 – Dados meteorológicos do Reservatório Vossoroca em 2012. . . . .	30
Figura 12 – Dados meteorológicos do Reservatório Vossoroca em 2013. . . . .	31
Figura 13 – Dados meteorológicos do Reservatório Vossoroca em 2014. . . . .	32
Figura 14 – Dados meteorológicos do Reservatório Vossoroca em 2015. . . . .	33
Figura 15 – Rosa dos Ventos no Reservatório Vossoroca. . . . .	34
Figura 16 – Evolução da temperatura durante um dia no Reservatório Vossoroca. . . . .	35
Figura 17 – Evolução temporal da temperatura e do nível de água no Reservatório Vossoroca. . . . .	36
Figura 18 – Evolução temporal do perfil de temperatura no Reservatório Vossoroca. . . . .	37
Figura 19 – Variação da temperatura entre a superfície e o fundo no Reservatório Vossoroca. . . . .	37
Figura 20 – Número de Lago no Reservatório Vossoroca. . . . .	38
Figura 21 – Número de Wedderburn no Reservatório Vossoroca. . . . .	39
Figura 22 – Estabilidade de Schmidt no Reservatório Vossoroca. . . . .	41
Figura 23 – Frequência de Brunt-Väisälä no Reservatório Vossoroca. . . . .	42
Figura 24 – Número de Richardson no Reservatório Vossoroca. . . . .	42

## LISTA DE TABELAS

Tabela 1 – Variáveis medidas pela estação meteorológica . . . . .	25
Tabela 2 – Saídas geradas pelo programa e dados requeridos para o cálculo de cada parâmetro . . . . .	25
Tabela 3 – Parâmetros para cálculo da Razão Geométrica do Reservatório Vossoroça	38
Tabela 4 – Número de dias que $\Delta T > 1, 2$ e $3$ °C, $W > 1$ e $L_N > 1$ para os dados medidos no Reservatório Vossoroça . . . . .	39

## LISTA DE SÍMBOLOS

$G$	Razão Geométrica ( $m^{-0,5}$ )
$A_s$	Área Superficial ( $m^2$ )
$\bar{H}$	Profundidade Média (m)
$L_N$	Número de Lago
$S_T$	Estabilidade de Schmidt ( $J.m^{-2}$ )
$z$	Profundidade (m)
$\rho$	Massa específica ( $kg.m^{-3}$ )
$u$	Velocidade do vento ( $m.s^{-1}$ )
$u_*$	Velocidade de atrito ( $m.s^{-1}$ )
$g$	Aceleração da gravidade ( $m.s^{-2}$ )
$R_i$	Número de Richardson
$W$	Número de Wedderburn
$N^2$	Frequência de Brunt-Väisälä ( $s^{-2}$ )
$\alpha_v$	Coefficiente de Expansão Volumétrica ( $^{\circ}C^{-1}$ )
$k$	Coefficiente de Von Karman
$T$	Temperatura ( $^{\circ}C$ )
$\tau_s$	Tensão Superficial ( $kg.m^{-1}.s^{-2}$ )
$C_D$	Coefficiente de Arrasto
$L_s$	Fetch (m)

## SUMÁRIO

<b>1</b>	<b>INTRODUÇÃO</b>	<b>9</b>
1.1	Objetivos	10
1.1.1	Objetivo Principal	10
1.1.2	Objetivos Específicos	10
<b>2</b>	<b>REVISÃO</b>	<b>11</b>
2.1	Aspectos Gerais da Estratificação Térmica em Reservatórios	11
2.2	Balço de Energia em Corpos d'água	15
2.3	Índices Físicos para Caracterização da Estratificação Térmica	16
<b>3</b>	<b>MÉTODOS</b>	<b>22</b>
3.1	Área de Estudo	22
3.2	Monitoramento Térmico e Meteorológico	23
3.3	Cálculo dos Índices Físicos	25
<b>4</b>	<b>RESULTADOS</b>	<b>29</b>
4.1	Caracterização da Evolução Térmica e Meteorológica	29
4.2	Análise da Estratificação Térmica através dos Índices Físicos	37
<b>5</b>	<b>CONCLUSÕES</b>	<b>44</b>
	<b>Referências</b>	<b>46</b>

## 1 INTRODUÇÃO

A preocupação com a qualidade da água e o controle da poluição em lagos e reservatórios têm gerado um interesse em determinar as variações temporal e espacial de constituintes físicos, químicos e biológicos em um sistema aquático. Nesse contexto, é importante conhecer o regime térmico do corpo d'água, pois a temperatura pode alterar a velocidade das reações químicas e biológicas e as propriedades físicas das substâncias.

A variação da temperatura pode também influenciar na mistura da água verticalmente. A estratificação térmica é um fenômeno resultante da troca de calor da atmosfera com a água, devido à radiação e à ação do vento na superfície. Quando a transferência de calor é da atmosfera para o corpo d'água, a temperatura da superfície aumenta, e o calor adquirido da atmosfera é transferido lentamente para as camadas de água inferiores, ocorrendo então camadas com diferentes temperaturas e, conseqüentemente, de diferentes densidades (ESTEVES, 2011). Quando a transferência de calor é da água para a atmosfera, a camada superior perde calor e se torna mais fria que a inferior, e como para temperaturas menores a densidade é maior, a água da camada superior “desce” e ocorre um processo de mistura entre as camadas. Sob estas condições, o lago encontra-se em instabilidade térmica, o que leva a uma ‘desestratificação’ do corpo d'água e induz a mistura.

No caso em que a camada superior de água recebe calor e há a estratificação térmica, um lago apresenta, em geral, três camadas distintas: o epilímnio – camada superior, com temperaturas elevadas (e, portanto, menor densidade), o hipolímnio – camada inferior, com temperaturas menores e mais denso e o metalímnio que é a região de transição entre as duas camadas anteriormente mencionadas (ESTEVES, 2011). O comportamento da temperatura em relação ao tempo em corpos d'água apresenta ciclos com variações sazonais e diárias produzidas pelas condições meteorológicas da região (MOLINAS, 1991), ou seja, a estratificação térmica ocorre diariamente e também sazonalmente. Durante o dia, pode ocorrer o desenvolvimento de estratificação térmica durante a manhã e início da tarde, e então desenvolve-se de uma camada de mistura causada pelo vento e no final da tarde ocorre perda de calor e aprofundamento da camada de mistura (MACINTYRE; MELACK, 1995). Com relação à variação sazonal, entre o outono e o inverno, a coluna d'água se encontra bem misturada. Com o fim do inverno e início da primavera, a coluna começa a estratificar e entre o verão e o outono ocorre uma forte estratificação térmica (FERREIRA; CUNHA, 2013).

Grande parte dos estudos de comportamento térmico têm como local de estudo lagos e reservatórios de regiões temperadas, que possuem variações de temperatura diferente das regiões tropicais e subtropicais, e que, portanto, possui um regime térmico diferente. Em regiões temperadas, grande parte dos lagos sofre congelamento durante o inverno,

sendo classificados então como dimíticos (lagos que possuem duas misturas durante um ano - no outono e na primavera), e, em contrapartida, os lagos tropicais e subtropicais podem sofrer mistura no inverno, classificando assim como monomíticos (lagos que sofrem uma mistura por ano), ou para lagos da região tropical, que tem pouca variação da temperatura sazonal, contudo pode ser misturados pela variação diária da temperatura, classificando, nesse caso, os lagos como polimíticos (misturam várias vezes durante o ano) (TUNDISI; TUNDISI, 2008).

Existe um conjunto de índices físicos que relacionam algumas variáveis que influenciam na dinâmica do corpo d'água, proporcionando assim a caracterização física e térmica de lagos e reservatórios (FERNANDEZ; BUSTAMANTE, 2010). Dentre os índices existentes, pode-se citar o número de Wedderburn, que descreve a possibilidade de ascendência das águas sob condições de estratificação; o número do Lago, que descreve a relevância da mistura em função da ação do vento, e a estabilidade de Schmidt, que representa a resistência à mistura mecânica devido à energia potencial da coluna d'água estratificada, e a frequência de Brunt-Väisälä, que quantifica a intensidade de estabilidade local de estratificação da massa específica das camadas d'água. Os índices podem ajudar a compreender a dinâmica térmica de lagos e reservatórios, o que contribui para a tomada de decisão em relação à gestão e controle da qualidade do corpo d'água.

## 1.1 OBJETIVOS

### 1.1.1 Objetivo Principal

O projeto tem como principal objetivo caracterizar a dinâmica térmica do reservatório Vossoroça, um reservatório tropical, localizado em Tijucas do Sul – PR, por meio de medições de parâmetros meteorológicos e do perfil de temperatura entre 2012 e 2015.

### 1.1.2 Objetivos Específicos

- Analisar de medições de temperatura na coluna de água e da variação do nível do reservatório no período de 2012 a 2015;
- Analisar das variáveis meteorológicas (temperatura do ar, umidade relativa, pressão, radiação solar e velocidade do vento) durante o período de monitoramento de 2012 a 2015;
- Calcular dos índices físicos que indicam o grau de estabilidade da estratificação térmica;
- Analisar, a partir dos índices, do comportamento e da dinâmica térmica do reservatório.

## 2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

### 2.1 ASPECTOS GERAIS DA ESTRATIFICAÇÃO TÉRMICA EM RESERVATÓRIOS

Vários mecanismos atuam na estrutura vertical e horizontal de lagos e reservatórios, o que influi diretamente na sua qualidade. Tanto mecanismos internos (estratificação, mistura vertical, correntes de densidade, ondas internas) quanto externos (vento, pressão, transferência de calor, descargas na superfície, entre outros) sofrem a influência de fatores climatológicos e impulsionam processos químicos e biológicos fundamentais para o funcionamento do ecossistema. Pelo fato de a atmosfera e os lagos estarem muito inter-relacionados, é importante acompanhar o acoplamento entre os fatores climatológicos, como radiação solar, ventos e precipitação, e os eventos no lago, como estrutura térmica, circulação vertical e horizontal. Portanto, o uso de dados climatológicos e o estudo das interações climatologia/hidrologia são fundamentais para o entendimento dos processos em lagos e represas (TUNDISI; TUNDISI, 2008).

A estratificação térmica, resultante do aquecimento do corpo d'água pela radiação solar e outros forçantes meteorológicos, é o evento físico mais importante em um ciclo anual de um lago, que controla os aspectos estruturais do reservatório e as reações químicas e biológicas que ocorrem nele. Durante o dia, a radiação solar é absorvida na superfície do corpo d'água, portanto a superfície adquire calor, o qual é propagado por condução para as camadas inferiores de água. Apesar de a radiação solar ser absorvida e convertida em calor rapidamente, a temperatura na superfície do lago aumenta lentamente, pois a água tem alta capacidade calorífica (HORNE; GOLDMAN, 1994). Outro mecanismo de transporte de calor de forma mais eficiente para as camadas inferiores é pela transferência de energia cinética do vento (BOEHRER; SCHULTZE, 2008), que incide na superfície e provoca turbulência e advecção na água, e dessa forma o vento se torna o principal forçante capaz de misturar as camadas d'água.

Portanto, a radiação solar é absorvida pela água e o calor é transferido para as outras camadas. Dessa forma, a temperatura nas camadas superiores aumenta, gerando uma diferença de temperatura entre as camadas e, conseqüentemente, uma diferença de densidade entre as mesmas. A densidade da água varia em função da temperatura do corpo d'água, e, diferente de outros líquidos, sua densidade não aumenta progressivamente com a diminuição da temperatura, mas alcança seu máximo valor a aproximadamente 4°C (1000 kg/m<sup>3</sup>) (ESTEVEVES, 2011), como pode ser visto na Figura 1. Abaixo de 4°C, há uma pequena queda da densidade conforme a temperatura diminui, e acima de 4°C há uma queda brusca da densidade com o aumento da temperatura, ou seja, quanto mais elevada a temperatura, menor é a densidade da água, e o gradiente da variação da densidade em

relação à temperatura aumenta conforme a temperatura aumenta (POLLI, 2014). Como a camada da superfície é a camada de maior temperatura, sua densidade é menor do que das camadas inferiores.

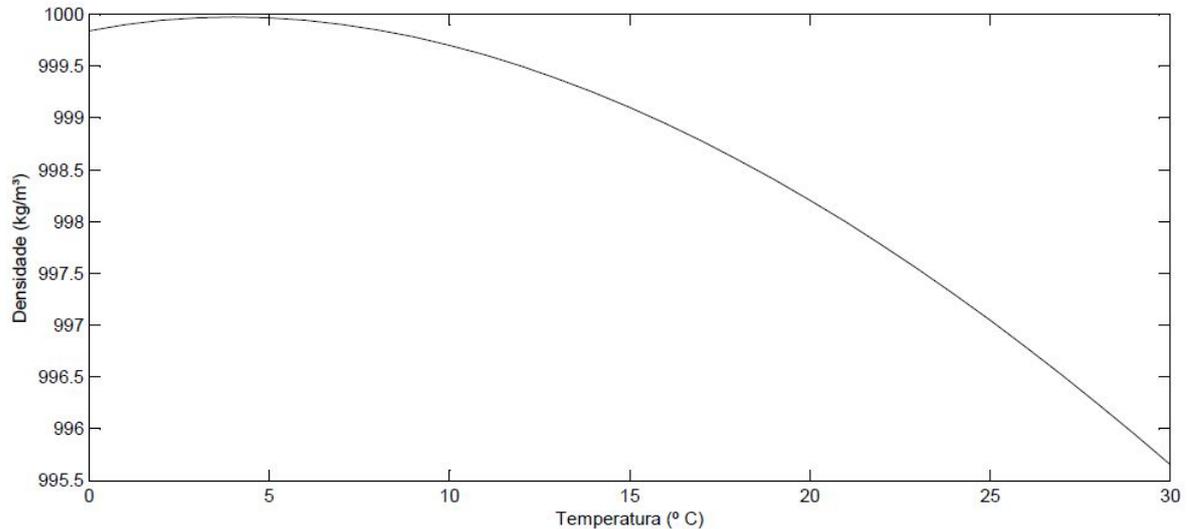


Figura 1 – Densidade da água em função da Temperatura

A diferença de densidade provoca separação entre as camadas de água, criando uma barreira física ao transporte de calor e de outras substâncias para as camadas mais profundas, amplificando o efeito da estratificação térmica (SOUZA et al., 2015). Sendo assim, a estratificação pode ser bastante resistente à mistura, formando três camadas distintas: epilímnio, hipolímnio e metalímnio (Figura 2). O epilímnio, que é a camada superficial, é caracterizada por uma temperatura uniforme e elevada; o hipolímnio, que é a camada inferior, é mais fria e, conseqüentemente, mais densa, e o metalímnio, que é a camada intermediária, sendo uma região de transição e de forte gradiente de temperatura (ESTEVEZ, 2011) (MANNICH, 2013a). É difícil detectar o tamanho exato das camadas, ou diferir a fronteira entre elas, pois as camadas são dinâmicas e há uma diferença de tamanho de cada camada que ocorre durante as estações do ano. Na camada do metalímnio, há a termoclina, que é o ponto de inflexão da curva de temperatura em função da profundidade, que é caracterizada pelo ponto de máximo gradiente.

O processo de estratificação térmica pode ocorrer durante um período do dia e também sazonalmente, especificamente nas estações do ano mais quentes. Sobre o ciclo diário de estratificação, no início da manhã a água da superfície é aquecida, iniciando-se então a formação de estratos com diferentes temperaturas, e a camada do epilímnio começa a se tornar maior pelo aumento da transferência de calor pela radiação solar e pode ocorrer também pela ação de ventos, durante a tarde, que misturam a camada aquecida, aumentando assim o tamanho do epilímnio. Durante a noite, comumente a superfície perde calor para a atmosfera, e dessa forma a temperatura da camada de cima diminui, caracterizando um episódio de instabilidade térmica (Figura 3). Dessa forma, a

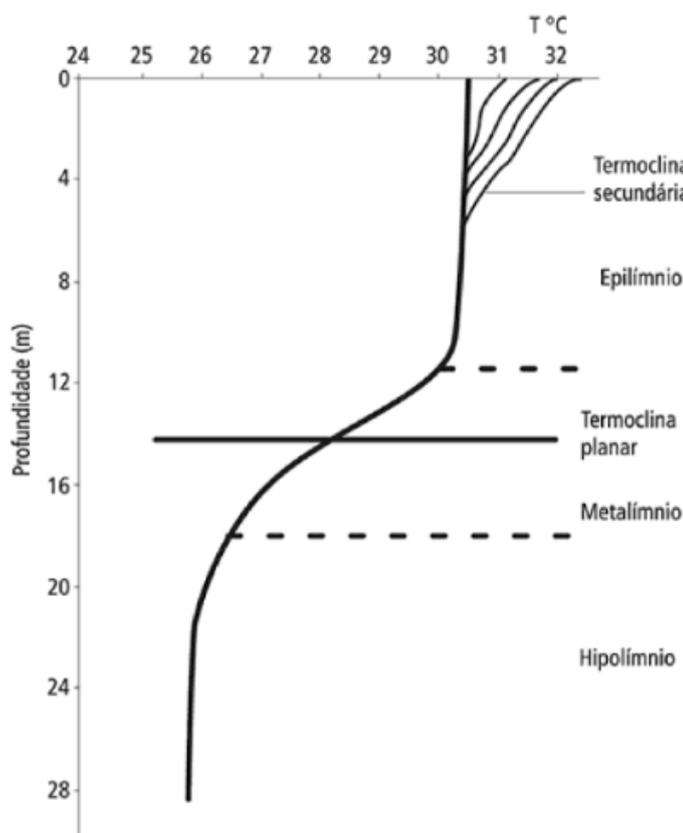


Figura 2 – Representação do padrão de estratificação térmica. FONTE: TUNDISI, 2008.

camada superior se torna mais densa, e então ela ‘desce’ pela força da gravidade e ocorre a mistura entre todas as camadas d’água. Segundo [ESTEVES \(2011\)](#), em lagos de regiões tropicais, o mais comum é a ocorrência de estratificação e desestratificação diária, pois nessa região a variação sazonal da temperatura é pouco acentuada em relação à variação diária. Lagoas pequenas geralmente apresentam um padrão de estratificação diário, de acordo com [BOYD e LICHTKOPPLER \(1979\)](#). Em lagos maiores e mais profundos, de acordo com a localização desse lago – se é de uma região temperada ou tropical – há uma influência maior das variações de temperatura sazonais do que das variações diárias, pois há a formação de uma termoclina na camada do metalímnio chamada de termoclina sazonal, que é formada e varia com as estações do ano, e, além disso, na camada do epilímnio ocorre o aquecimento térmico diurno e resfriamento noturno, dessa forma surgindo termoclinas secundárias, que são temporárias e ocorrem no período diurno ([TUNDISI; TUNDISI, 2008](#)), como pode ser visto na Figura 2.

A transferência de calor tende a aumentar ou diminuir a temperatura devido a fatores climatológicos, que variam em cada estação do ano ([CHAPRA, 1997](#)). Em lagos de regiões temperadas, no inverno geralmente há formação de gelo na superfície, e com o início da primavera o gelo é derretido e ocorre uma circulação total da massa d’água. Conforme a temperatura vai aumentando com o verão se aproxima, o lago começa a estratificar. Quando o outono chega, as temperaturas diminuem e há novamente um

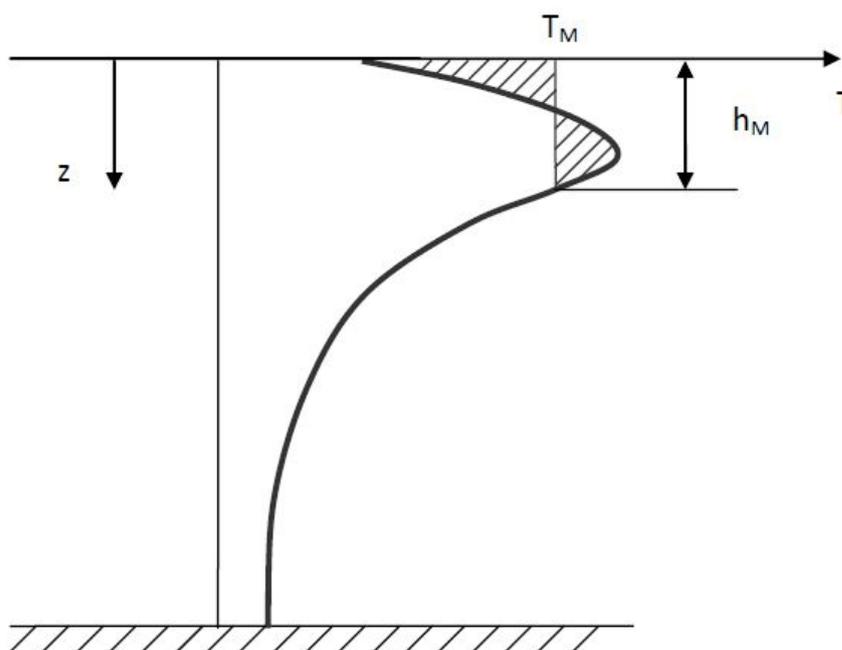


Figura 3 – Perfil de temperatura instável. FONTE: [DAKE e HARLEMAN \(1969\)](#)

período de mistura total da água. Lagos que possuem cobertura de gelo no inverno são chamados de dimíticos, o que significa que ocorre a mistura total da massa d'água duas vezes no ano - no outono (antes da formação do gelo) e na primavera (após o derretimento do gelo). Nessa classificação de lagos conforme o tipo de circulação, há também lagos monomíticos, que apresentam um período regular de circulação total que ocorre em alguma época do ano. Existem dois tipos básicos de lagos monomíticos: os quentes, que circulam durante o inverno e não apresentam uma cobertura de gelo, e os frios, que apresentam uma estratificação inversa no inverno com temperaturas de  $0\text{ }^{\circ}\text{C}$  e cobertura de gelo na superfície, e a  $4\text{ }^{\circ}\text{C}$  abaixo do gelo. A circulação ocorre durante a primavera e o verão ([TUNDISI; TUNDISI, 2008](#)). Os perfis térmicos da Figura 4 mostram a evolução da estratificação e mistura em um lago monomítico quente. Além dos lagos monomíticos e dimíticos, há os lagos oligomíticos e polimíticos, que são lagos com poucas e muitas circulações durante o ano, respectivamente. Se a mistura atinge toda a coluna d'água, os lagos são classificados como holomíticos e se a circulação não atinge toda a coluna os lagos são classificados como meromíticos ([HORNE; GOLDMAN, 1994](#)).

Em lagos de regiões tropicais, o fenômeno de estratificação da massa d'água acontece de forma diferenciada para lagos de profundidade reduzida e para lagos mais profundos. De forma geral, a grande maioria de lagos de profundidade reduzida, e esses lagos ocorrem em regiões onde a variação da temperatura diária é maior que a variação sazonal, originando, dessa forma, uma estratificação e desestratificação diária. Em lagos mais profundos, um padrão diferenciado é encontrado, os quais permanecem estratificados na maior parte do ano, ocorrendo circulação somente no inverno na região tropical brasileira ([ESTEVEVES, 2011](#)).

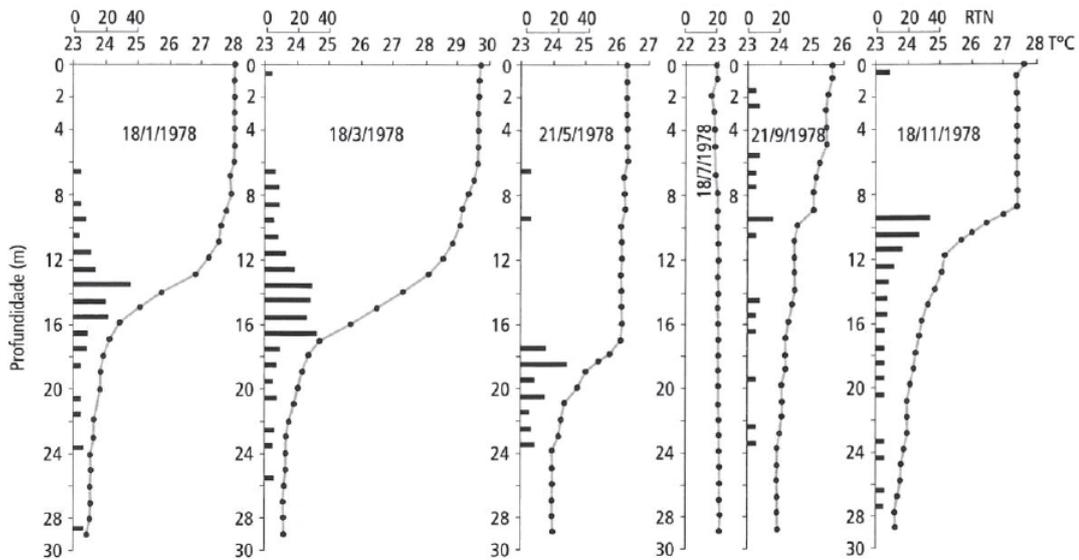


Figura 4 – Exemplo de perfil de temperatura em um lago monomítico quente. FONTE: TUNDISI, 2008.

## 2.2 BALANÇO DE ENERGIA EM CORPOS D'ÁGUA

De acordo com EDINGER, DUTTWEILER e GEYER (1968), as trocas de calor através da interface ar-água são os fatores mais importantes que governam a temperatura da água. Os principais mecanismos de transferência de calor através da superfície da água são a radiação, a condução de calor e a evaporação (TUNDISI; TUNDISI, 2008). Com relação a radiação, a absorção não ocorre só na interface ar-água, mas também em uma camada de água próxima à superfície, e a espessura dessa camada depende das características de absorção, que podem ser afetadas pela presença de sólidos suspensos, que causam turbidez. O fluxo líquido de calor é descrito como uma condição de fronteira, diretamente na superfície livre, e pode ser determinada como

$$q_n = H_s(1 - a_s) + H_A(1 - a_L) - (H_W + H_C + H_E + H_P) \quad (2.1)$$

onde  $H_s$  é a radiação incidente de ondas curtas,  $a_s$  é o albedo devido à radiação de ondas curtas,  $H_A$  é a radiação solar de ondas longas,  $a_L$  é o albedo devido à radiação de ondas longas,  $H_W$  é a radiação de onda longa emitida pela água,  $H_C$  é a transferência de calor sensível,  $H_E$  são as perdas por evaporação e  $H_P$  são devido a precipitação (HENDERSON-SELLERS, 1986). A Figura 5 ilustra o balanço de energia em uma superfície líquida.

Da equação 2.1, os termos  $H_s(1 - a_s)$  e  $H_A(1 - a_L)$  representam a radiação absorvida, que é independente da temperatura da superfície da água e esses termos podem ser calculados a partir de observações meteorológicas ou então, medidos. A radiação líquida de ondas curtas correspondente a radiação solar atingindo a interface água-ar e pode ser

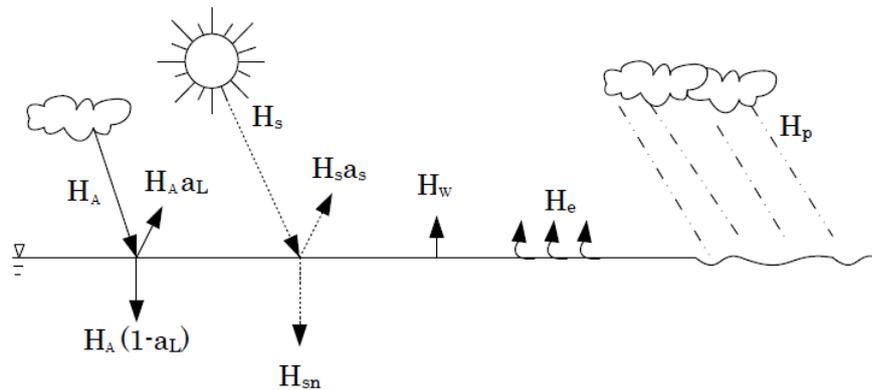


Figura 5 – Balanço de energia em uma superfície líquida. FONTE: [Imboden e Wüest \(1995\)](#).

descrita como a radiação que chega ao topo da atmosfera menos as perdas devido ao espalhamento e dispersão na atmosfera, além da reflexão na superfície da água ([ORLOB; SELNA, 1970](#)). A radiação de ondas longas origina-se da emissão de várias camadas da atmosfera a partir de moléculas, como  $\text{CO}_2$  e vapor de água ([HENDERSON-SELLERS, 1986](#)). No caso de emissão de ondas longas, as mesmas podem ser estimadas através da Lei de Stefan-Boltzmann ([IMBODEN; WÜEST, 1995](#)).

Os termos restantes da equação 2.1 ( $H_W$ ,  $H_C$ ,  $H_E$  e  $H_P$ ) dependem da temperatura da superfície da água, da pressão de vapor da água, da temperatura do ar e do vento ([EDINGER; DUTTWEILER; GEYER, 1968](#)). O corpo d'água perde energia devido a emissão de ondas longas, e a precipitação, a evaporação e o calor sensível representam a parcela que não possui relação com a radiação. Como a precipitação não envolve mudança de estado, as trocas de energia a ela associadas são muito menores do que as associadas à evaporação e podem ser desprezadas ([HENDERSON-SELLERS, 1986](#)). A transferência de calor sensível depende da diferença entre a temperatura do ar e da superfície da água, e quando a temperatura do ar é maior do que a da água, calor é conduzido do ar para o lago ([GIANNIOU; ANTONOPOULOS, 2007](#)).

### 2.3 ÍNDICES FÍSICOS PARA CARACTERIZAÇÃO DA ESTRATIFICAÇÃO TÉRMICA

Na literatura, existem índices físicos que relacionam variáveis significativas para a caracterização da dinâmica térmica do corpo d'água ([FERNANDEZ; BUSTAMANTE, 2010](#)). Dentre esses índices, pode-se citar o número de Lago, o número de Wedderburn e o número de Richardson, que são índices adimensionais; a estabilidade de Schmidt e a Frequência de Brunt-Väisälä. Há também a razão geométrica, um índice que dá a relação

entre a área superficial ( $A_S$ ) e a profundidade média do lago ( $\bar{H}$ ), dada por

$$G = \frac{A_S^{0,25}}{\bar{H}} \quad (2.2)$$

Para [FERNANDEZ e BUSTAMANTE \(2010\)](#), se o valor de  $G$  é superior a  $2,88 \text{ m}^{-0,5}$ , há um indicativo de que o corpo d'água possui uma grande área superficial exposta à ação do vento, e, conseqüentemente, a massa líquida se mistura facilmente na vertical, mostrando que a estabilidade é baixa nessas condições. Para valores abaixo de  $2,88 \text{ m}^{-0,5}$ , há a sugestão de que o corpo d'água é mais estável e mais resistente à mistura. Há também a alternativa de calcular a razão geométrica utilizando a profundidade máxima ao invés da profundidade média.

O Número de Lago (Lake Number -  $L_N$ ) é um índice que representa a dinâmica da estabilidade da coluna d'água, o qual tem sido utilizado para descrever os processos relevantes para a mistura interna induzida pelo vento ([READ et al., 2011](#)). O número é definido pela razão

$$L_N = \frac{S_T(z_e + z_h)}{2\rho_h u_*^2 A_S^{1/2} z_v} \quad (2.3)$$

onde  $z_e$  e  $z_h$  são as profundidades do topo e do fundo da camada do metalímnio,  $\rho_h$  é a densidade do hipolímnio,  $u_*$  é a velocidade de atrito,  $A_S$  é a área superficial do lago e  $z_v$  é a profundidade do centro de volume do corpo d'água.  $S_T$  é a estabilidade de Schmidt, a qual representa a estabilidade de um lago pela quantidade de trabalho requerida para ocorrer uma mistura completa do corpo d'água ([ROBERTSON; IMBERGER, 1994](#)).

A estabilidade de Schmidt foi primeiramente definida por Schmidt, em 1928, e depois foi modificada por Hutchinson, em 1957. Esse índice de estabilidade foi formalizado por Idson em 1973, de forma a reduzir os efeitos do volume do lago no cálculo, resultando em uma energia de mistura por unidade de área ( $\text{J.m}^{-2}$ ) ([READ et al., 2011](#)). Portanto, na versão de Idson, a estabilidade de Schmidt é dada por

$$S_T = \frac{g}{A_S} \int_0^{z_D} (z - z_v) \rho_z A_z \partial z \quad (2.4)$$

onde  $g$  é a aceleração da gravidade,  $A_S$  é a área superficial do lago,  $A_z$  é a área do lago na profundidade  $z$ ,  $z_D$  é a profundidade máxima do lago, e  $z_v$  é a profundidade do centro de volume do corpo d'água, que é definida como:

$$z_V = \frac{\int_0^{z_D} z A_z dz}{\int_0^{z_D} A_z dz} \quad (2.5)$$

Quando o número de Lago  $L_N$  obtido é maior que 1, a estratificação é forte, e o vento agita as porções superiores do epilímnio, de forma que se espera pouco balanço da

termoclina e pouca mistura no hipolímnio. Se  $L_N$  é igual a 1, a termoclina é forçada a subir para as camadas superiores do corpo d'água, e quando  $L_N$  é menor que 1, há uma representação de estratificação fraca, ocorrendo mistura de todo o corpo d'água pela ação dos ventos (IMBERGER; PATTERSON, 1989) (MACINTYRE et al., 2006).

O cálculo da estabilidade de Schmidt pode ser simplificado (ELCI, 2008), e da altura do centro de volume do corpo d'água também pode ser simplificada, conforme mostra a Figura 6. As aproximações são dadas por

$$S_T \approx \frac{1}{2} g' \frac{A_1 A_2 h_1 h_2 (h_1 + h_2)}{A_1 h_1 + A_2 h_2} \quad (2.6)$$

$$z_V \approx h_2 + \frac{1}{2} \frac{(A_1 h_1^2 - A_2 h_2^2)}{A_1 h_1 + A_2 h_2} \quad (2.7)$$

onde  $h_1$  é a distância da superfície até a termoclina,  $h_2$  é a distância da termoclina até o fundo,  $A_1$  e  $A_2$  correspondem a área média na superfície e na altura da termoclina, respectivamente. O  $g'$  é a gravidade reduzida, dada por

$$g' = g \frac{\Delta \rho}{\rho_h} \quad (2.8)$$

onde  $g$  é a aceleração da gravidade,  $\Delta \rho$  é a diferença de densidade entre a superfície e o fundo e  $\rho_h$  é a densidade no hipolímnio (no fundo).

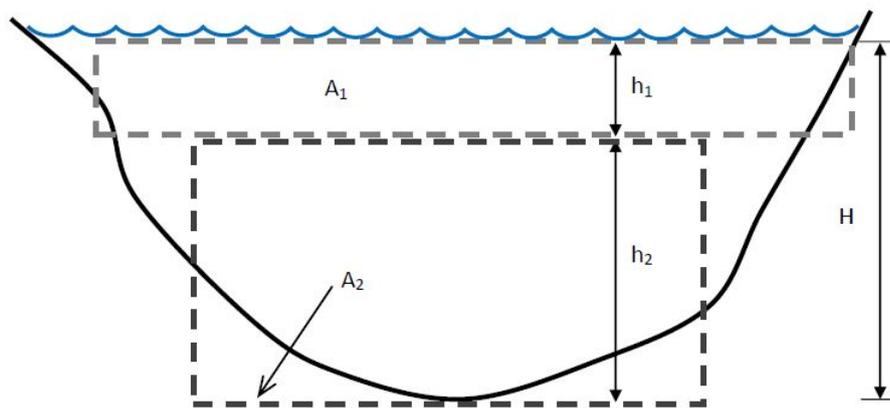


Figura 6 – Medidas simplificadoras para cálculo do número de lago ( $L_N$ ). FONTE: MANNICH, 2013a.

Além desses índices já citados, há também o número de Richardson, que é a relação entre as forças de mistura do vento turbulento e a resistência da água mais quente à mistura. O número de Richardson ( $R_i$ ) é dado por

$$R_i = \frac{N^2}{(\partial u / \partial z)^2} = \frac{g \partial \rho / \partial z}{\rho_0 (\partial u / \partial z)^2} \quad (2.9)$$

onde  $g\partial\rho/\partial z$  é uma medida do empuxo/flutuação da água,  $u$  é a componente da velocidade na direção longitudinal, e  $\rho_0(\partial u/\partial z)^2$  é uma medida da agitação devido ao cisalhamento das correntes d'água. O  $R_i$  pode possuir em sua fórmula o sinal negativo ou não, e o mesmo sinal é atribuído a partir do referencial do eixo  $z$ : se o eixo  $z$  está apontado como positivo para cima, é atribuído o sinal negativo; caso contrário, a fórmula fica com o sinal positivo/sem sinal. O número de Richardson pode ser reescrito como

$$R_i = \frac{\alpha_v g \kappa^2 z^2}{u_*^2} \frac{\partial T}{\partial z} \quad (2.10)$$

$$\alpha_v = \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial \rho}{\partial T} \quad (2.11)$$

onde  $\alpha_v$  é o coeficiente de expansão volumétrico ( $^{\circ}\text{C}^{-1}$ ),  $g$  é a aceleração da gravidade ( $\text{m.s}^{-2}$ ),  $\kappa$  é o coeficiente de Von Karman ( $\approx 0,4$ ),  $z$  é a profundidade e  $u_*$  é a velocidade de atrito ( $\text{m.s}^{-1}$ ), que aparece na formulação pela consideração da lei da parede onde  $\partial u/\partial z = u_*/\kappa z$  (WALTERS; CAREY; WINTER, 1978).

A velocidade de atrito  $u_*$  é dada por (ALDAMA; HARLEMAN; ADAMS, 1989) (MCCORMICK; SCAVIA, 1981):

$$u_* = (\tau_s/\rho_0)^{1/2} \quad (2.12)$$

$$\tau_s = C_D u^2 \rho_a \quad (2.13)$$

$$u_* = \left( \frac{C_D u^2 \rho_a}{\rho_w} \right)^{1/2}$$

em que  $C_D$  é o coeficiente de arrasto,  $u$  é a velocidade do vento ( $\text{m.s}^{-1}$ ),  $\rho_a$  é a massa específica do ar ( $\text{kg.m}^{-3}$ ) e  $\rho_w$  é a massa específica da água ( $\text{kg.m}^{-3}$ ).  $C_D$  costuma possuir um valor próximo a  $1,2 \cdot 10^{-3}$ ,  $\rho_a$  é próximo de  $1,22 \text{ kg.m}^{-3}$  e  $\rho_w$  é aproximadamente  $1000 \text{ kg.m}^{-3}$ . Portanto, a equação 2.12 se torna (HOSTETLER; BARTLEIN, 1990)

$$u_* \cong 1,2 \cdot 10^{-3} u \quad (2.14)$$

O número de Richardson é relacionado à energia cinética disponível. Quando  $R_i$  se torna crítico, isso significa que não há energia cinética suficiente para produzir uma tensão de cisalhamento suficiente para provocar mistura. O valor crítico é próximo a 0,25. Abaixo desse valor crítico, há uma agitação significativa, o que provoca a mistura das camadas d'água, e se  $R_i$  for acima de 0,25 a força de empuxo predomina e não há a mistura entre as camadas, ocorrendo então a estratificação. Como exemplo, no inverno o valor de  $R_i$  é baixo, pois os efeitos de flutuação causados pelo aquecimento da água são menores que

a energia cinética disponível, e sendo assim a mistura prevalece (HORNE; GOLDMAN, 1994).

Portanto, a estabilidade da termoclina sazonal pode ser prevista utilizando o número de Richardson. Contudo, esse número é uma expressão geral para estabilidade da água e pode ser utilizado tanto para oceanos quanto para lagos. As características de um lago estão relacionadas à aspectos únicos, como uma profundidade de mistura e uma pista de vento no reservatório (*Fetch*). Uma abordagem mais personalizada para lagos é modificar o número de Richardson para o número de Wedderburn (HORNE; GOLDMAN, 1994). O número de Wedderburn ( $W$ ) é similar ao número de Lago, e pode ser usado também para examinar o grau de mistura e a termoclina diária e a região entre a termoclina diária e a sazonal ((THOMPSON; IMBERGER, 1980);(IMBERGER, 1985) apud (ROBERTSON; IMBERGER, 1994)). O número de Wedderburn é dado pela razão

$$W = \frac{g' z_e^2}{u_*^2 L_S} \quad (2.15)$$

na qual  $g'$  é a gravidade reduzida,  $z_e$  é a espessura da camada de mistura superficial,  $u_*$  é a velocidade de atrito devido ao vento e  $L_S$  é o Fetch. Se o valor do número de Wedderburn obtido é pequeno ( $W = 0,01 - 0,1$ ) há indicativo de condições de instabilidade e valores altos ( $W = 1 - 15$ ) mostram alta estabilidade no lago, correspondendo na estratificação (HORNE; GOLDMAN, 1994).

O  $N^2$ , dado na equação do número de Richardson (Eq. 2.9), é o quadrado da Frequência de Brunt-Väisälä, dada em  $s^{-2}$ , a qual quantifica a intensidade da estabilidade local de estratificação da densidade do corpo d'água (WÜEST; LORKE, 2009), e é definida como

$$N^2 = -\frac{g}{\rho_0} \frac{\partial \rho}{\partial z} \quad (2.16)$$

na qual  $\rho$  é a massa específica ( $kg\ m^{-3}$ ),  $\rho_0$  é o valor médio no intervalo diferencial,  $g$  é a aceleração da gravidade ( $m\ s^{-2}$ ) e  $z$  é a coordenada na direção vertical, em metros e positiva para cima. A equação 2.16 é definida somente para  $\partial \rho / \partial z < 0$ , pois a equação é definida só para condições de estabilidade, e quando  $\partial \rho / \partial z > 0$  - com a orientação de  $z$  definida como positiva para cima - e isso significa que a densidade da camada de cima é maior que a densidade da camada de baixo, sendo essa uma situação de instabilidade (IMBODEN; WÜEST, 1995).

O uso desses índices, que relacionam os diferentes processos físicos, ajuda significativamente para a compreensão inicial da dinâmica do corpo d'água (FERNANDEZ; BUSTAMANTE, 2010). Estes podem ser utilizados para analisar efetivamente as contribuições de forçantes, como o vento (Número de Lago e Wedderburn) e o resfriamento do corpo

d'água por convecção (queda da estabilidade de Schmidt) e as forças que enfraquecem os gradientes de densidade verticais ([READ et al., 2011](#)).

### 3 MÉTODOS

#### 3.1 ÁREA DE ESTUDO

O reservatório do Vossorooca (Figura 7) foi formado em 1949 pelo represamento do rio São João, e está localizado no município de Tijucas do Sul (JÚLIO-JÚNIOR *et al.*, 2005), e abrange uma área de 330 ha, um volume de  $35,7.10^6$  m<sup>3</sup> e possui profundidade média de 8 metros e máxima de 17 metros. O reservatório tem como principal função regularizar a vazão para a usina hidrelétrica de Chaminé, situada a 7,1 km à jusante (MANNICH *et al.*, 2011). Nas margens da represa predominam propriedades rurais destinadas ao lazer, e a maior parte do reservatório encontra-se dentro dos limites da Área de Proteção Ambiental (APA) Estadual de Guaratuba, com exceção de duas pequenas porções ao sul da rodovia BR 376, a qual atravessa 2 braços do reservatório (BLUM *et al.*, 2005).

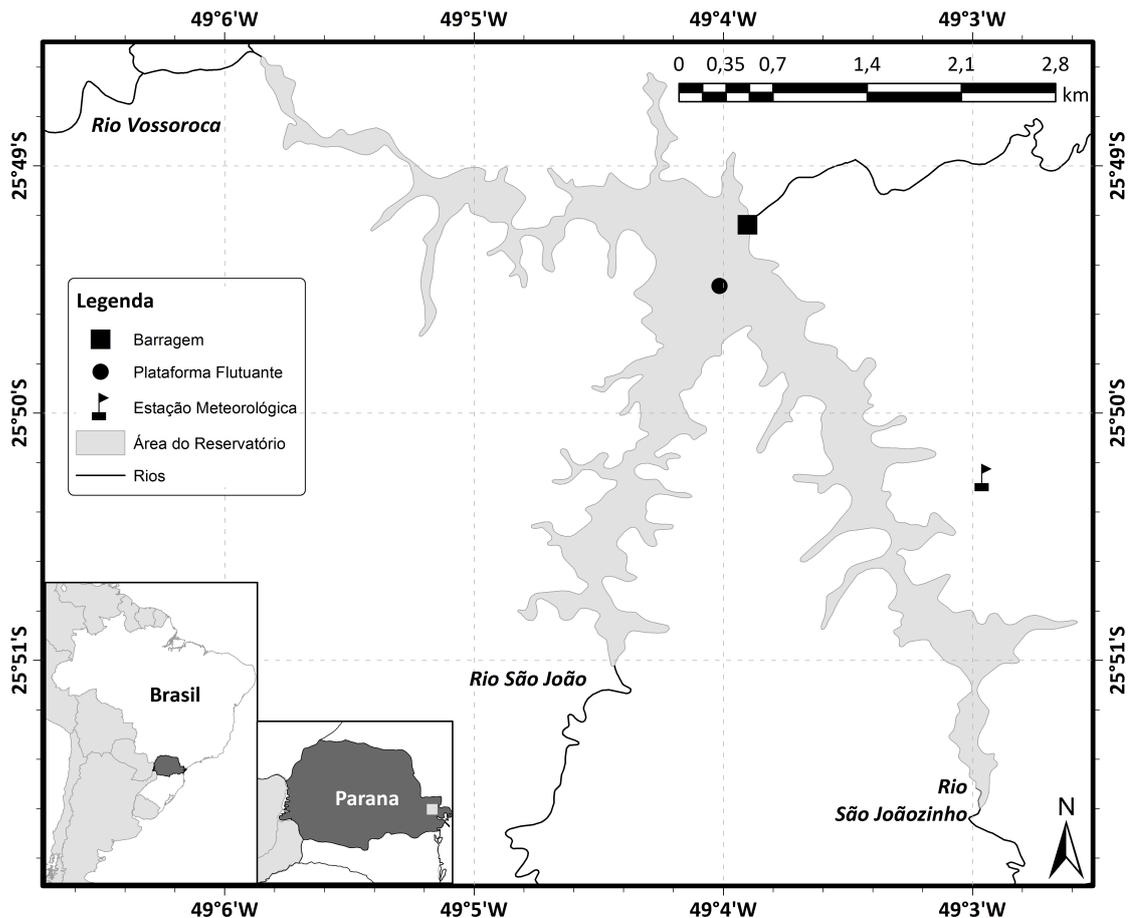


Figura 7 – Localização geográfica do reservatório Vossorooca.

O reservatório encontra-se na porção central do primeiro planalto paranaense, na região da Serra do Mar. O relevo da região é bastante acidentado e há domínio de

solo do tipo cambissolo (solos rasos, drenados e de limitado uso agrícola). Com relação ao clima, predomina o tipo Subtropical Úmido Mesotérmico (Cfb), o qual ocorrem verões frescos e geadas frequentes, sem estação seca, cujas temperaturas nos meses mais quentes não ultrapassam 22°C (COPEL, 1999). Segundo SILVEIRA (2005), a precipitação anual nessa região é de 1800 a 2000 mm e a altitude local corresponde a 850 m, a vegetação compreende em grande parte Floresta Ombrófila Mista Montana (Floresta com Araucária), e observam-se também elementos característicos da Floresta Ombrófila Densa (Floresta Atlântica).

### 3.2 MONITORAMENTO TÉRMICO E METEOROLÓGICO

A obtenção de temperaturas em função da profundidade pode ser realizada por meio de monitoramento por sensores de uma sonda multiparamétrica, como exemplo, ou então pode ser realizada a coleta de uma amostra com a garrafa de Van Dorn e determinada a temperatura com o auxílio de sensores independentes. Contudo, essas abordagens fornecem dados com baixa resolução temporal, que depende da frequência das atividades de campo. Uma forma de medição que pode ser utilizada é um sistema de monitoramento contínuo da temperatura em diversas profundidades, utilizando uma plataforma fixa na superfície com uma cadeia de termistores para medição do perfil de temperatura e um armazenador de dados, como são utilizados por (READ et al., 2011) e (JENNINGS et al., 2012).

No reservatório do Vossoroca, as temperaturas foram obtidas através de uma cadeia de termistores. A figura 8 mostra um esquema da concepção da plataforma flutuante. A plataforma é construída em aço, e sua flutuabilidade é promovida por 4 tambores plásticos, e foram fixados cabos de aço em três posições distintas da plataforma, e esses cabos são presos em blocos de concreto no fundo do reservatório. Ligado à esses cabos, há um pequeno elemento flutuante, que mantém os cabos esticados e evita que os mesmos possam se enrolar caso haja variação do nível do reservatório. Acima da estrutura há também um registrador de dados, um painel solar e um anemômetro para realização da medida da velocidade do vento (MANNICH, 2013a).

O monitoramento foi realizado por sensores de temperatura LM 35, e foram instalados 6 sensores nas profundidades de 1 m, 3 m, 5 m, 7 m, 9 m e 11 m a partir da superfície e um sétimo localizado a 1 m a partir do fundo, e dessa forma 6 sensores apresentam referencial com o nível da superfície enquanto o último sensor apresenta posição fixa. A resolução temporal de coleta de dados é de 15 minutos (MANNICH et al., 2013b). A plataforma foi instalada nas coordenadas 25°49'28,93"S e 49°04'01,08"O (Figura 7), em uma região de confluência dos dois rios principais que desaguam no reservatório, próximo à barragem e na região mais profunda do reservatório. Os dados meteorológicos utilizados foram obtidos através da estação meteorológica instalada nas margens do reservatório

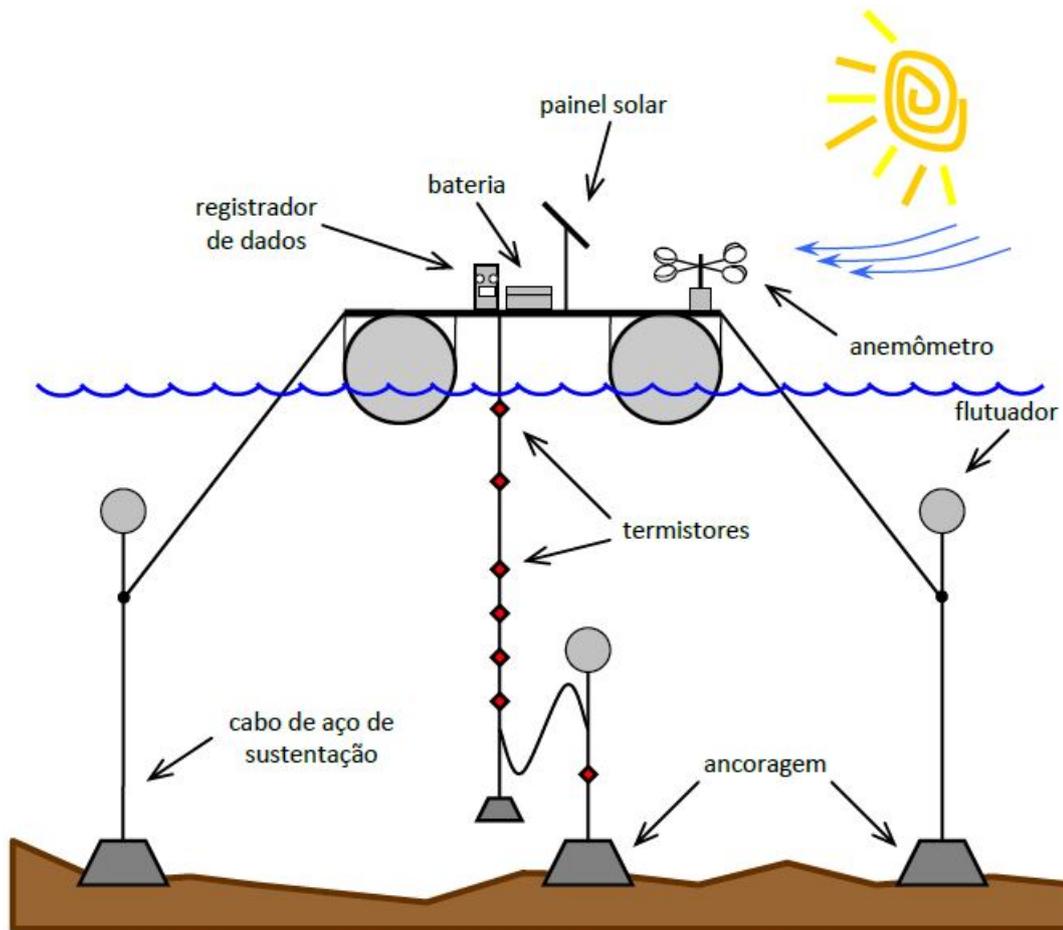


Figura 8 – Esquema da plataforma flutuante e do sistema de fixação. FONTE: MANNICH, 2013a.

(Figura 9 (b)). As variáveis medidas e as respectivas precisões dos equipamentos são apresentados na Tabela 1.



Figura 9 – Imagens da plataforma flutuante (a) e da estação meteorológica (b) no reservatório Vossoroca. FONTE: POLLI, 2014.

Tabela 1 – Variáveis medidas pela estação meteorológica

Variável	Variação e Precisão
Temperatura	$\pm 0,2^{\circ}\text{C} - 0,1^{\circ}\text{C}$
Precipitação	$\pm 0,2\text{mm}$ $- 0,001\text{mm}$
Umidade	$\pm 1\%\text{RH} - 0,02\%\text{RH}$ $\pm 0,2^{\circ}\text{C} - 0,06^{\circ}\text{C}$
Radiação Solar	$\pm 5\% - 1\text{W}/\text{m}^2$
Pressão	$\pm 1,0\text{mb} - 0,01\text{mb}$
Velocidade e direção do vento	$\pm 0,3\text{m}/\text{s}$ ou $1\%$ $\pm 2^{\circ}$

### 3.3 CÁLCULO DOS ÍNDICES FÍSICOS

Para cálculo dos índices físicos, é utilizado o *Lake Analyzer*, desenvolvido por [READ et al. \(2011\)](#), que é um código numérico com ferramentas para determinação dos índices de mistura e estratificação em lagos e reservatórios. *Lake Analyzer* pode ser usado para o cálculo da extensão do metalímnio, a profundidade da termoclina, a estabilidade de Schmidt, o número de Wedderburn, o número de Lago e a frequência de Brunt-Väisälä. A Tabela 2 mostra quais as variáveis calculadas pelo programa e quais são os dados necessários para o cálculo.

Tabela 2 – Saídas geradas pelo programa e dados requeridos para o cálculo de cada parâmetro

Saída	Dados requeridos				
	Batimetria	Temperatura da água	Velocidade do Vento	Nível da água	Salinidade
Profundidade da termoclina		X		(opcional)	(opcional)
Profundidade do metalímnio		X			
Estabilidade de Schmidt	X	X			
Velocidade de atrito ( $u^*$ )	X	X	X		
Número de lago	X	X	X		
Número de Wedderburn	X	X	X		
Frequência de Brunt-Väisälä		X			

Adaptado de: ([READ; MURAOKA, 2011](#))

Para utilização do programa, é necessário adequar os dados de temperatura da água, batimetria e velocidade do vento para um determinado formato que o programa aceita ([READ; MURAOKA, 2011](#)). Os índices são calculados de acordo com a literatura e

há um formato de saída de séries temporais. Esse programa foi criado para a análise rápida de grandes volumes de dados de alta frequência adquiridos em termistores de plataformas flutuantes. O programa permite a um utilizador especificar as saídas desejadas, o que possibilita que o programa seja flexível a diferentes fontes de dados, ao invés de exigir rigidamente todos os dados possíveis ou funções para cada execução do programa. Esta estrutura flexível aumenta a velocidade de programa quando apenas um subconjunto de saída é selecionado, e também permite que os usuários com limitações de dados possam utilizar o programa (READ et al., 2011).

Nesse programa, o gradiente da densidade da água é calculado utilizando um método de discretização através da adição de ponderação da profundidade, na tentativa de minimizar problemas relacionados à queda abrupta da profundidade da termoclina. Para o número  $k$  de medições referenciadas a partir da superfície, para  $i = 1$  até  $i = k - 1$ , o gradiente é dado por

$$\frac{\partial \rho}{\partial z_{i\Delta}} = \frac{\rho_{i+1} - \rho_i}{z_{i+1} - z_i} \quad (3.1)$$

onde  $z_{i\Delta} = (z_{i+1} + z_i)/2$ , onde  $z_{i\Delta}$  representa uma profundidade do ponto médio entre as medições  $i$  e  $i + 1$ . Se o máximo  $\partial \rho / \partial z_{i\Delta}$  é encontrado quando  $i = \zeta$  para medidas discretas, a profundidade onde ocorre a maior mudança na densidade ( $z_T$ ) acontece dentro dos limites definidos pelas duas profundidades a que as medições foram tomadas discretas ( $z_\zeta < z_T < z_{\zeta+1}$ ). Uma melhoria na estimativa de  $z_T \approx z_{\zeta\Delta}$  pode ser feito através da ponderação das magnitudes da diferença entre a alteração da densidade máxima calculada e os cálculos adjacentes (READ; MURAOKA, 2011):

$$z_T = z_{\zeta+1} \left( \frac{\Delta \rho_{+1}}{\Delta \rho_{-1} + \Delta \rho_{+1}} \right) + z_\zeta \left( \frac{\Delta \rho_{-1}}{\Delta \rho_{-1} + \Delta \rho_{+1}} \right) \quad (3.2)$$

$$\Delta \rho_{+1} = \frac{z_{\zeta\Delta+1} - z_{\zeta\Delta}}{\left( \frac{\partial \rho}{\partial z_{\zeta\Delta}} - \frac{\partial \rho}{\partial z_{\zeta\Delta+1}} \right)} \quad \Delta \rho_{-1} = \frac{z_{\zeta\Delta} - z_{\zeta\Delta-1}}{\left( \frac{\partial \rho}{\partial z_{\zeta\Delta}} - \frac{\partial \rho}{\partial z_{\zeta\Delta-1}} \right)}$$

A camada de mistura é a parte vertical da coluna d'água que é diretamente influenciada pela ação do vento e pela mistura convectiva, tendo como limite superior dessa camada a superfície da água. O limite inferior dessa camada é calculado a partir de um limite do gradiente de densidade ( $\delta_{min}$ ) para definir a profundidade da camada de mistura. Para calcular a profundidade, o esquema numérico pode ser descrito como: a partir de  $i = \zeta$  até  $i = 1$ , há um  $i$  onde  $\partial \rho / \partial z_{i\Delta} \leq \delta_{min}$ ; nesse caso, interpola-se entre  $i$  e  $i + 1$  para se obter a profundidade aproximada da base da camada de mistura  $z_e$ :

$$z_e = z_{i\Delta} + \left( \delta_{min} - \frac{\partial \rho}{\partial z_{i\Delta}} \right) \frac{z_{i\Delta} - z_{i\Delta+1}}{\frac{\partial \rho}{\partial z_{i\Delta}} - \frac{\partial \rho}{\partial z_{i\Delta+1}}} \quad (3.3)$$

O limite superior do metalímnio (a divisão teórica entre o hipolímnio e o metalímnio) pode ser calculada da mesma forma, o esquema numérico pode ser descrito como: a partir de  $i = \zeta$  até  $i = k - 1$ , encontra-se um  $i$  onde  $\partial\rho/\partial z_{i\Delta} \leq \delta_{min}$ ; nesse caso, interpola-se entre  $i$  e  $i + 1$  para se obter a profundidade aproximada do metalímnio  $z_h$ :

$$z_h = z_{i\Delta-1} + \left( \delta_{min} - \frac{\partial\rho}{\partial z_{i\Delta-1}} \right) \frac{z_{i\Delta} - z_{i\Delta-1}}{\frac{\partial\rho}{\partial z_{i\Delta}} - \frac{\partial\rho}{\partial z_{i\Delta-1}}} \quad (3.4)$$

O programa também define uma termoclina dominante a partir da estimativa da profundidade onde ocorreu a maior variação de densidade com relação à profundidade ( $\partial\rho/\partial z$ ). Caso seja encontrado um gradiente maior que o anterior em uma profundidade maior, a localização da termoclina sazonal é calculada; este cálculo não é realizado quando o máximo local secundário é inferior a 20% do gradiente máximo absoluto, ou quando não existe máximo secundário. Informações adicionais sobre o programa podem ser encontradas em [READ et al. \(2011\)](#) e [READ e MURAOKA \(2011\)](#).

O número de Richardson, dado pela equação 2.9, foi calculado a partir da aproximação por diferenças finitas e entre as profundidades que possuíam medidor de temperatura. Ou seja, os medidores de temperatura são em 1, 3, 5, 7, 9 e 11 metros a partir da superfície, e o  $R_i$  é calculado para 2, 4, 6, 8, e 10 metros a partir da superfície. O  $R_i$  é calculado a partir da equação

$$R_i = \frac{g}{\rho_0} \frac{k^2 z^2}{u_*^2} \frac{\rho_{i+1} - \rho_i}{z_{i+1} - z_i} \quad (3.5)$$

onde  $g$  é a aceleração da gravidade ( $m.s^{-2}$ ),  $k$  é a constante de Von Karman ( $\approx 0,4$ ),  $z$  é a profundidade intermediária (2, 4, 6, 8 ou 10 metros),  $u_*$  é a velocidade de atrito ( $m.s^{-1}$ ), que é calculada pela aproximação dada pela equação 2.14. A densidade é calculada através da equação da UNESCO ([FOFONOFF; MILLARD-JR, 1983](#)):

$$\rho(T) = a_0 + a_1 T - a_2 T^2 + a_3 T^3 - a_4 T^4 + a_5 T^5 \quad (3.6)$$

$$a_0 = 999,842594 kg.m^{-3}$$

$$a_1 = 0,06793952 kg.m^{-3} . ^\circ C^{-1}$$

$$a_2 = 0,009095290 kg.m^{-3} . ^\circ C^{-2}$$

$$a_3 = 1,001685.10^{-4} kg.m^{-3} . ^\circ C^{-3}$$

$$a_4 = 1,120083.10^{-6} kg.m^{-3} . ^\circ C^{-4}$$

$$a_5 = 6,536332.10^{-9} kg.m^{-3} . ^\circ C^{-5}$$

e a densidade  $\rho_0$  é a densidade média entre as camadas. Para cálculo da densidade, foram utilizadas médias diárias de temperatura para cada camada, assim como a velocidade de

atrito é calculada com as velocidades médias do vento. A leitura dos dados de temperatura e velocidade do vento e as equações 3.5 e 3.6 são implementadas no software FORTRAN para obtenção dos resultados.

## 4 RESULTADOS

### 4.1 CARACTERIZAÇÃO DA EVOLUÇÃO TÉRMICA E METEOROLÓGICA

As informações meteorológicas e de temperatura em determinadas profundidades do Reservatório Vossoroca são apresentadas no período de 01/06/2012 a 17/09/2015. A estação meteorológica obteve dados a cada 2 minutos, enquanto os termistores no reservatório obtiveram dados em um intervalo de 15 minutos. Em alguns períodos, os termistores tiveram um problema com o armazenamento de dados, e não houve arquivamento de dados durante maio e junho de 2013, entre setembro de 2013 e fevereiro de 2014, entre fevereiro e julho de 2014 e entre abril e agosto de 2015, como mostra a Figura 10. A estação meteorológica também teve um problema de armazenamento de dados, não havendo dados no período entre outubro e novembro de 2014. Além disso, nesse mesmo período o anemômetro estava danificado, por isso as velocidades do vento armazenadas foram iguais a  $0 \text{ m.s}^{-1}$ .

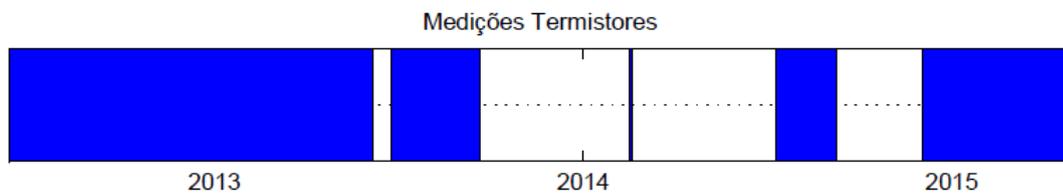


Figura 10 – Período de medição de temperatura pelos termistores.

As figuras 11, 12, 13 e 14 apresentam as informações meteorológicas nos anos de 2012, 2013, 2014 e 2015, respectivamente. Nos gráficos de temperatura do ar, umidade relativa e pressão os dados apresentados tem um intervalo de medida de 2 minutos, enquanto que nos gráficos de radiação solar e velocidade do vento são apresentadas médias diárias dos dados.

A partir dos dados de temperatura do ar, pode-se observar que existem muitos ruídos, e estes são causados por conta de a temperatura possuir uma grande variação durante um dia, e as medições serem realizadas a cada 2 minutos. Nos gráficos de 2012 e 2013, pode-se observar que há influência sazonal na temperatura, em que se observa contrastes de temperatura entre inverno e verão, mostrando que há um ciclo anual de temperatura. Nos anos de 2014 e 2015 essa variação sazonal não aparece tão nitidamente quanto nos outros anos. Sobre os dados de umidade relativa, a maioria está próxima de 100%, com valores próximos a 20% em alguns instantes, e não é possível observar um padrão relacionado à sazonalidade. Os dados de pressão possuem menos ruídos, e seus valores variam entre 900 e 940 hPa, sendo que os valores de pressão mais altos são encontrados nos meses mais frios.

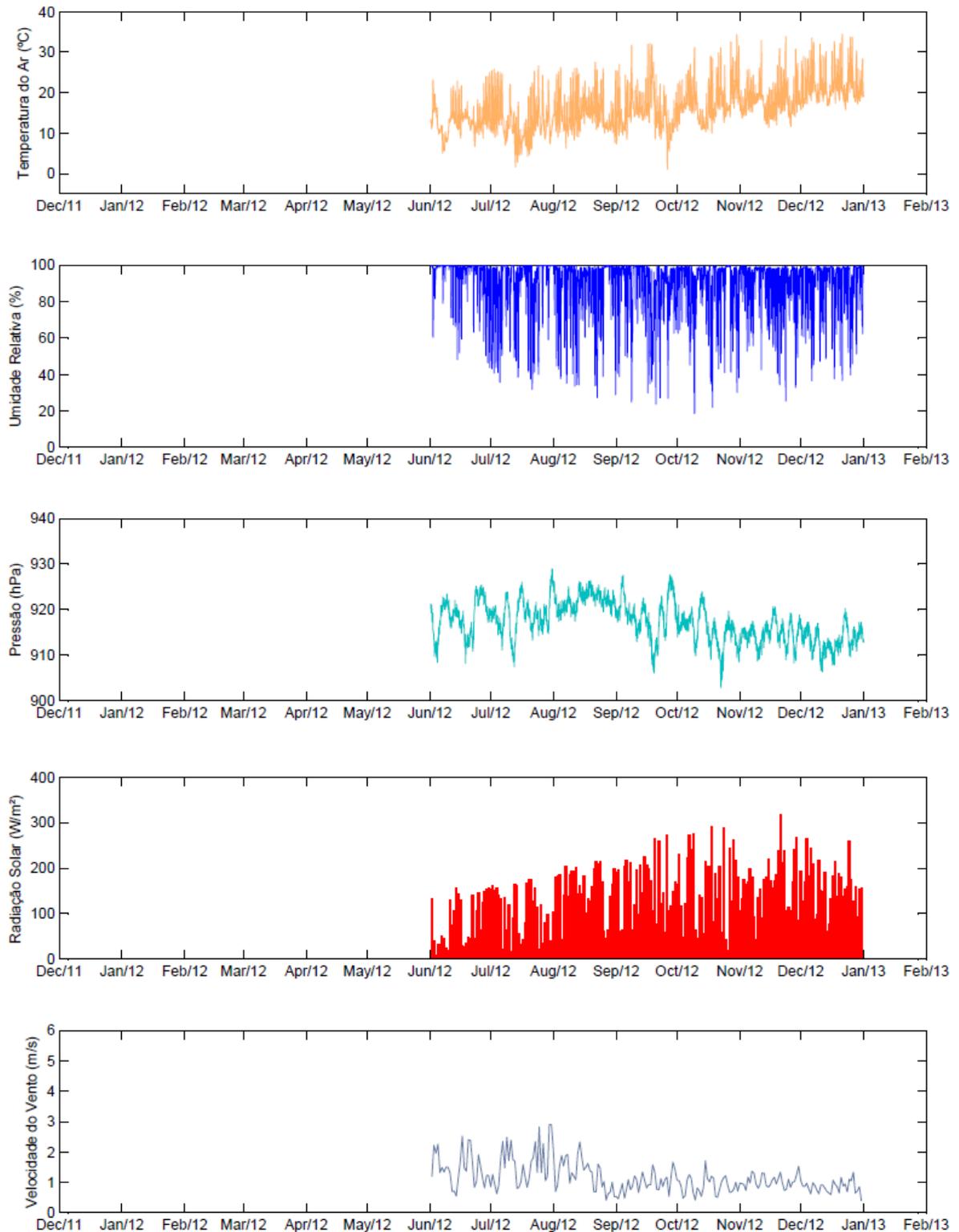


Figura 11 – Dados meteorológicos do Reservatório Vossoroca em 2012.

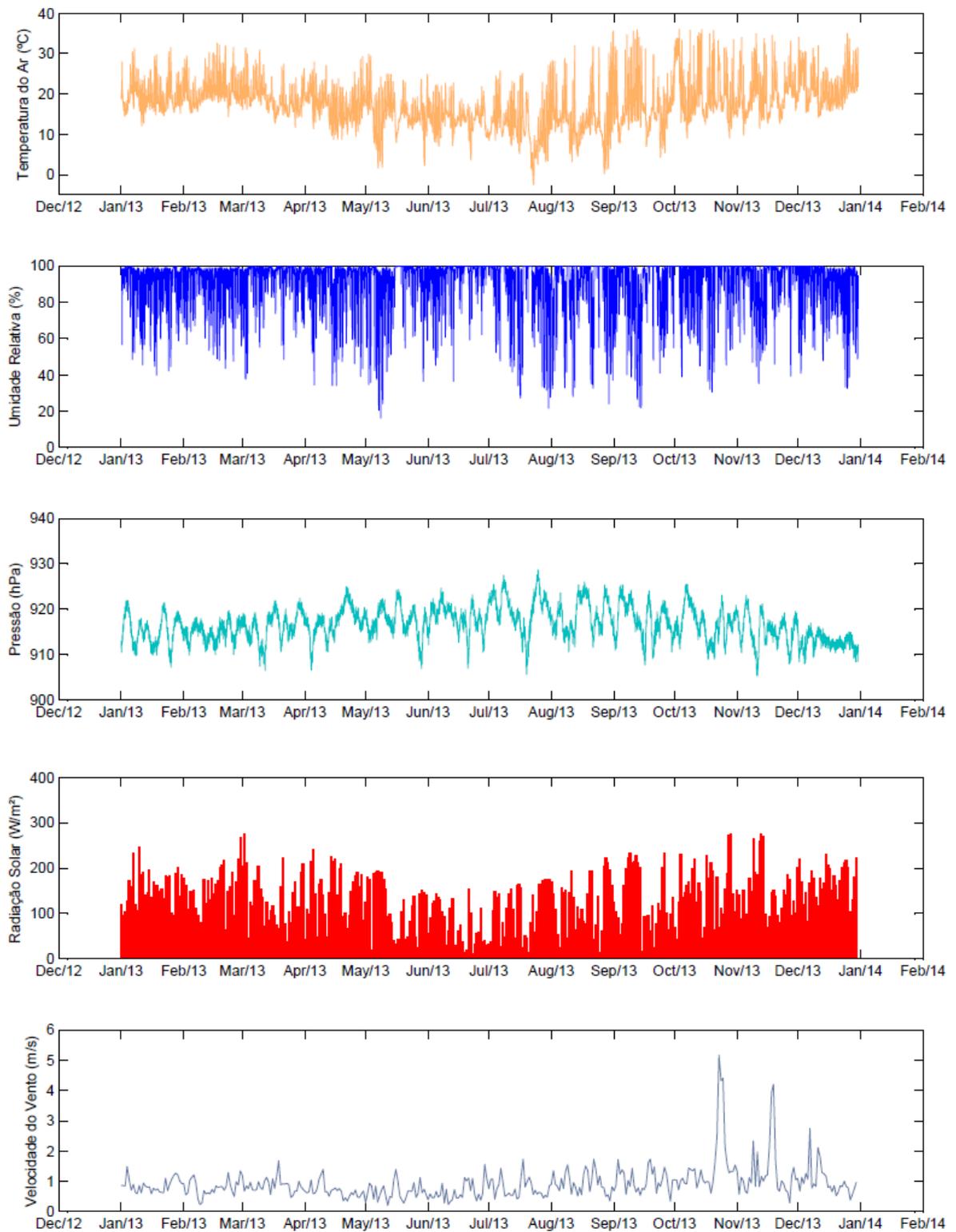


Figura 12 – Dados meteorológicos do Reservatório Vossoroca em 2013.

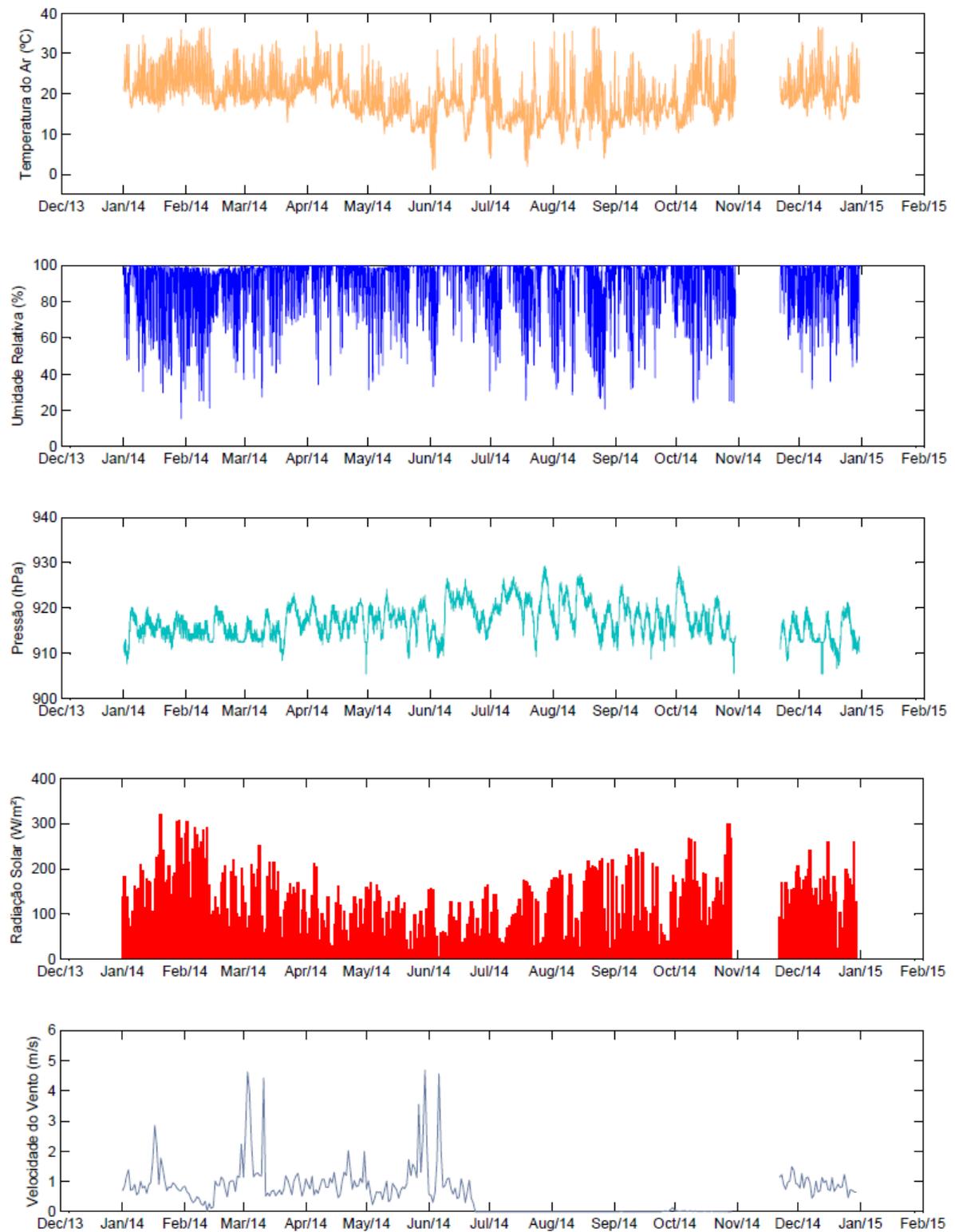


Figura 13 – Dados meteorológicos do Reservatório Vossoroca em 2014.

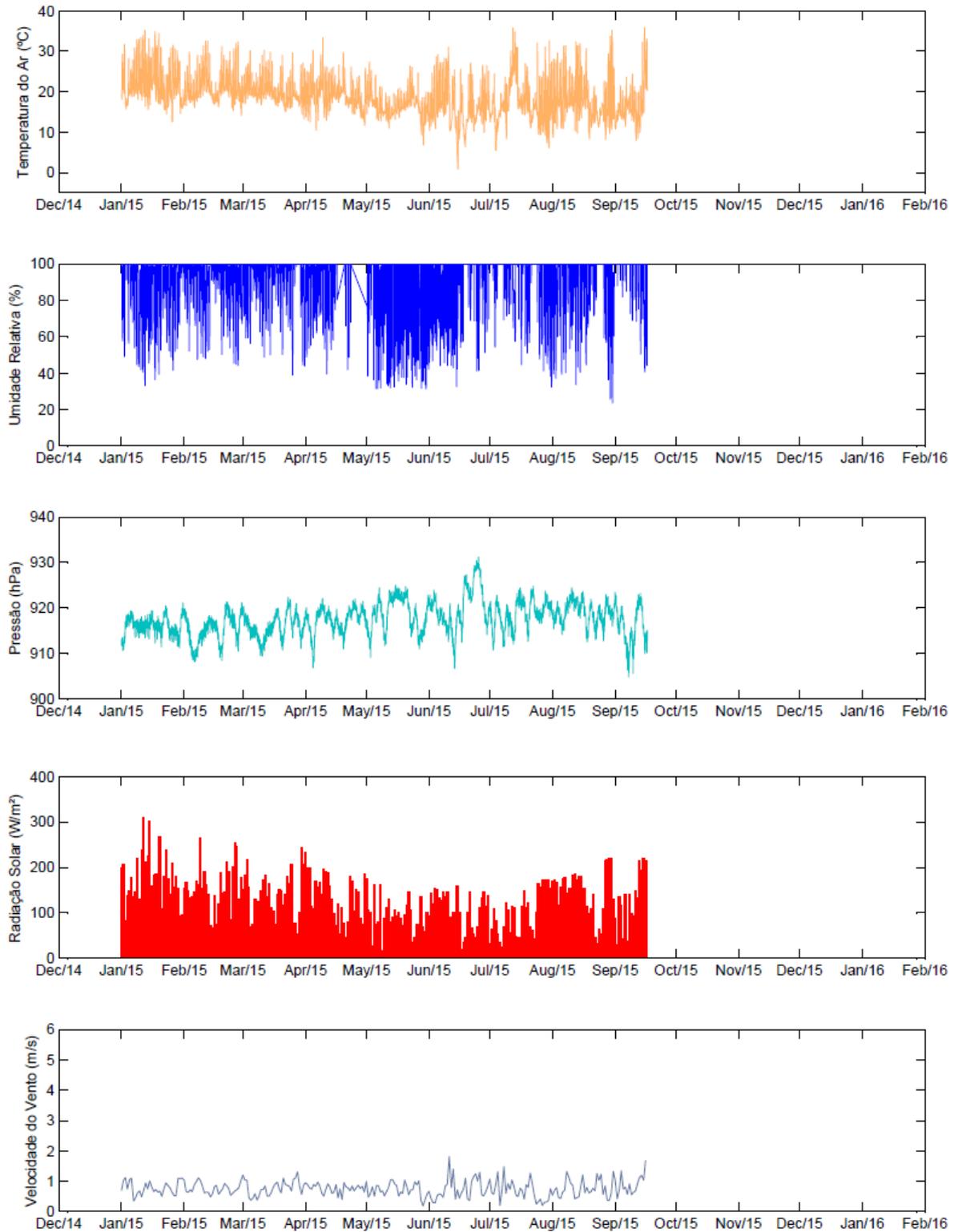


Figura 14 – Dados meteorológicos do Reservatório Vossoroca em 2015.

Nos gráficos de radiação solar, pode-se observar que há variação da intensidade relacionada com a sazonalidade, assim como a temperatura do ar. Ou seja, o ciclo anual de temperatura reflete na variação da radiação solar incidente ao longo do ano. Os fatores que podem influenciar a radiação são a latitude, a hora do dia e também a cobertura das nuvens. Com relação ao vento, não é possível observar nenhum padrão relacionado à sazonalidade, e em geral a média diária é menor que  $2 \text{ m.s}^{-1}$ . A direção do vento, mostrada pela rosa dos ventos da Figura 15 é mais frequente entre as direções leste e norte, mais precisamente na região nordeste (NL) e lés-nordeste (LNL) e, como visto no gráfico das médias diárias, a velocidade do vento predominante é entre  $0$  e  $2 \text{ m.s}^{-1}$ , e ventos acima de  $4 \text{ m.s}^{-1}$  são pouco frequentes, e o valor máximo de velocidade do vento registrado foi de  $9,9 \text{ m.s}^{-1}$ .

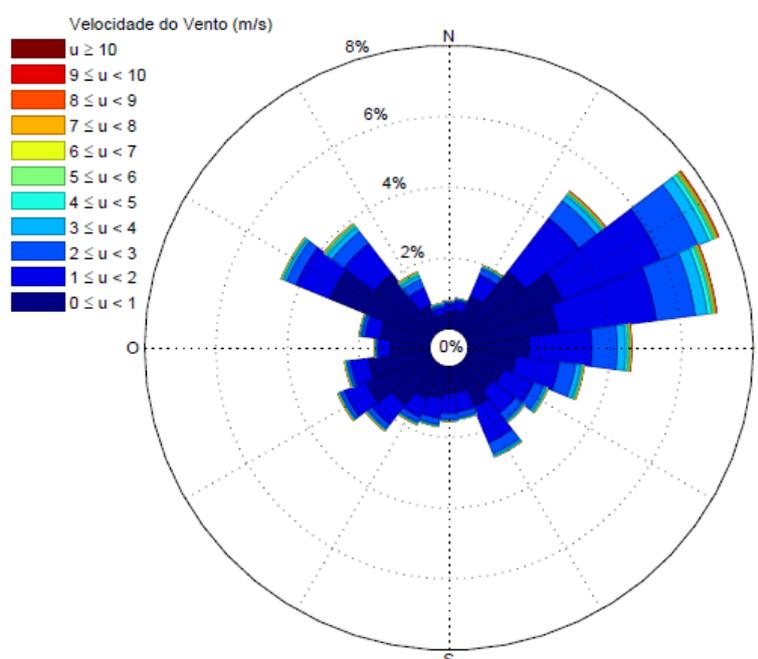


Figura 15 – Rosa dos Ventos no Reservatório Vossoroca.

Para avaliação da evolução da temperatura durante um dia, foi selecionado o dia 12/01/2013, em que ocorre o verão e que a variação de temperatura durante o dia é maior do que em outras estações. A partir da Figura 16, podemos observar que as camadas mais profundas não possuem praticamente nenhuma variação, sendo que a maior variação ocorre entre as camadas de 1 e 3 metros abaixo da superfície. Entre essas camadas, os momentos que ocorrem as menores temperaturas são nas primeiras horas do dia, entre 00:00 e 09:00. Nesse período, a diferença de temperatura entre o medidor de 1 metro e de 3 metros é menor do que  $0,5 \text{ }^{\circ}\text{C}$ . A partir do meio dia, observa-se que a camada mais próxima à superfície tem a temperatura mais elevada que a de 3 metros, atingindo o maior valor às 17:00. Nesse período, pode-se notar que a camada do epilímnio não está tão definida quanto no período da manhã, havendo variação de temperatura dentro da

camada, podendo, portanto, haver a ocorrência de termoclinas secundárias e temporárias dentro dessa camada durante o período de aquecimento. Após as 18:00, a temperatura da camada de 1 metro começa a diminuir, sendo esse o momento do dia em que a radiação solar diminui e que começa anoitecer, e que dessa forma a água deixa de absorver radiação e passa a perder calor para o meio.

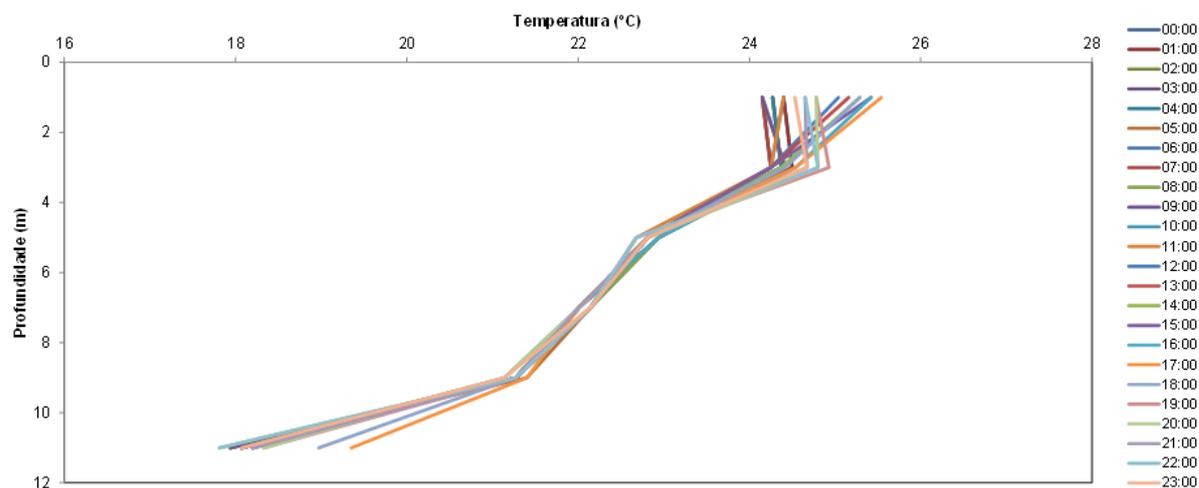


Figura 16 – Evolução da temperatura durante um dia no Reservatório Vossoroca.

A Figura 17 mostra a evolução temporal da temperatura nas profundidades de 1, 3, 5, 7, 9 e 11 metros a partir da superfície e um ponto a 1 metro do fundo. O gráfico também mostra a evolução temporal do nível da água no reservatório. A partir deste, é possível verificar que no início das medições, em junho, o reservatório está misturado, pois todos os níveis medidos no reservatório possuem valores de temperatura muito próximos. A partir de setembro, pode-se observar que a diferença entre as temperaturas de cada nível começa a aumentar, sendo que a temperatura das camadas de cima está bem superior às camadas mais baixas e ao fundo, formando-se assim camadas com diferentes temperaturas.

Após a formação da estratificação térmica nas estações quentes, em março as temperaturas começam a cair novamente e as temperaturas dos diferentes níveis voltam a possuir temperaturas similares, devido a mistura causada pelo resfriamento das camadas superiores. Esse comportamento sazonal também é observado nas faixas seguintes de dados, sendo que em fevereiro de 2014, no verão, o reservatório encontra-se estratificado; durante junho e setembro de 2014, no inverno, há pouca variação térmica entre a superfície e o fundo, podendo dizer que o reservatório encontra-se misturado; entre dezembro e março o reservatório volta a aquecer e formar estratos de diferentes temperaturas, e entre junho e setembro de 2015 as temperaturas estão mais baixas e similares entre os níveis. As camadas superiores são as camadas que mais sofrem variação de temperatura, devido à influência das forçantes meteorológicas.

Nas medições realizadas entre dezembro de 2012 e março de 2013, e em fevereiro de 2014, a temperatura do 'fundo' do reservatório está mais alta do que a temperatura

dos medidores de 9 e 11 metros. Isso ocorre pois o nível do reservatório diminuiu e, conseqüentemente, os sensores ligados à plataforma flutuante desceram, resultando na posição deles no mesmo nível ou abaixo do sensor que é conectado a 1 metro do fundo do reservatório. Sobre o nível do reservatório, há uma variação significativa, que pode ser justificada pelo fato de que o Reservatório Vossoroca tem como função regularizar a vazão do reservatório de Salto do Meio, localizado a jusante e utilizado na produção de energia elétrica.

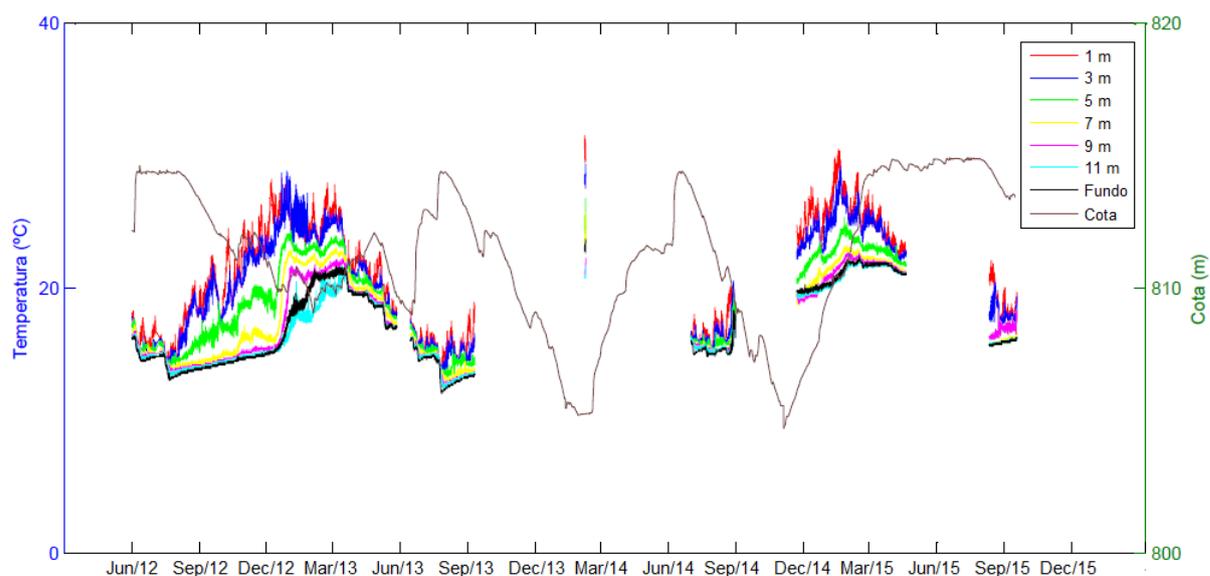


Figura 17 – Evolução temporal da temperatura e do nível de água no Reservatório Vossoroca.

O comportamento de mistura devido às temperaturas dos medidores da superfície e do fundo possuem uma variação menor durante o inverno do que em meses mais quentes pode ser observado também na Figura 18, que mostra a média diária de temperatura de um dia para cada mês. A partir desse, nota-se em fevereiro de 2014 a superfície atingiu o maior valor de temperatura, e que os perfis com maior variação de temperatura são os dos meses em que ocorre o verão. Essa diferença de temperatura provoca a diferença de densidade entre as camadas, e conseqüentemente há a formação dos estratos com diferentes temperaturas. Os perfis de temperatura com temperaturas menos elevadas e menor variação entre a superfície e o fundo são dados nos meses em que ocorre o inverno. Em julho de 2012, observa-se que o perfil de temperatura é praticamente uma linha reta, mostrando que não há variação da temperatura e que, dessa forma, não há estratos de diferentes temperaturas, ocasionando então a mistura.

A Figura 19 mostra o valor absoluto da diferença de temperatura entre o medidor próximo à superfície e o medidor próximo ao fundo. Esse gráfico mostra que a maior variação ocorre durante os meses mais quentes, e que durante os meses mais frios a diferença de temperatura não ultrapassa o valor de 4 °C. A partir do comportamento observado nos

gráficos, o Reservatório Vossoroca pode ser classificado como monomítico quente, em que ocorre uma mistura completa no corpo d'água e somente uma vez no ano, no inverno.

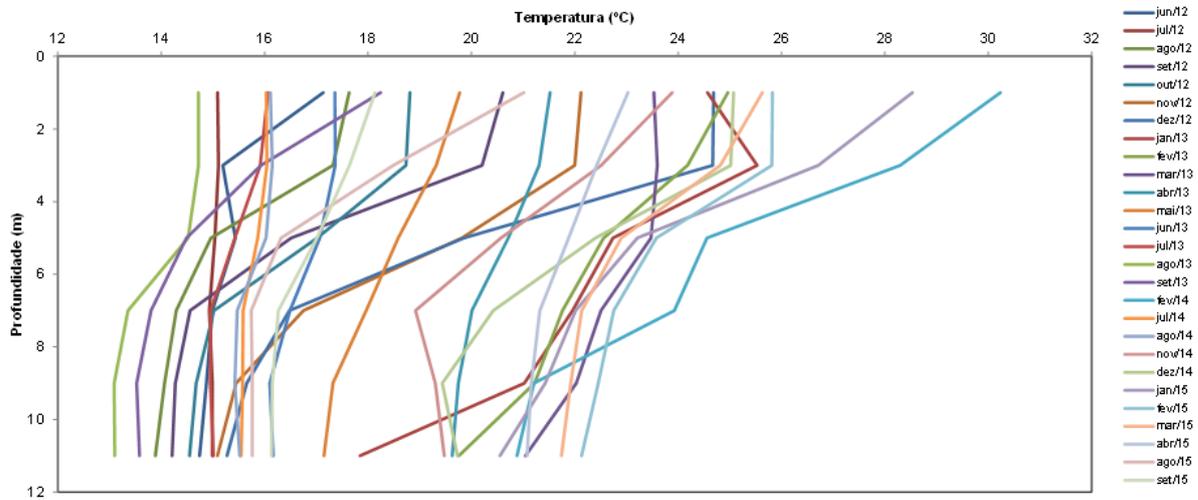


Figura 18 – Evolução temporal do perfil de temperatura no Reservatório Vossoroca.

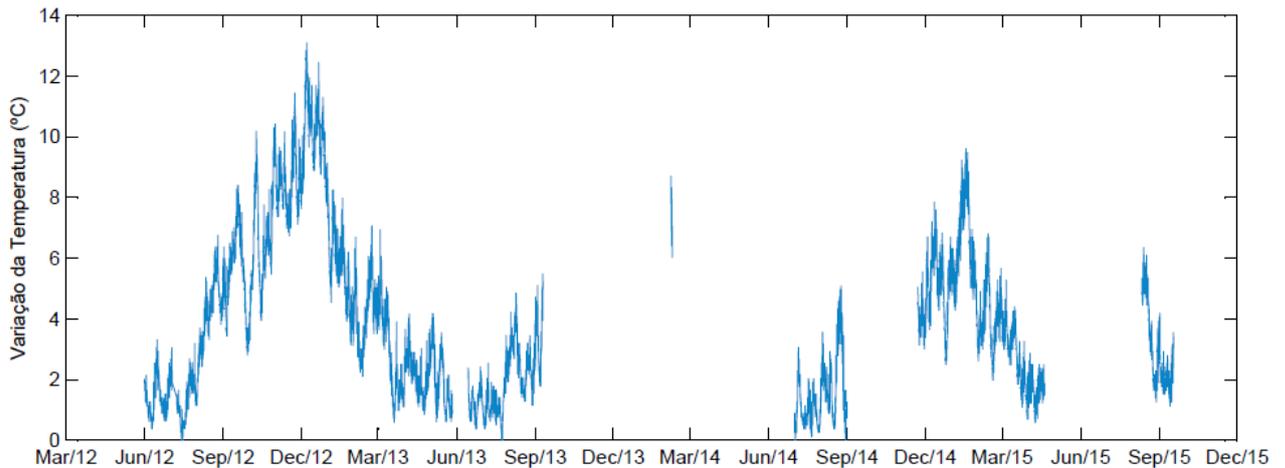


Figura 19 – Variação da temperatura entre a superfície e o fundo no Reservatório Vossoroca.

#### 4.2 ANÁLISE DA ESTRATIFICAÇÃO TÉRMICA ATRAVÉS DOS ÍNDICES FÍSICOS

Os índices físicos são uma ferramenta para a compreensão da dinâmica do reservatório. A Tabela 3 mostra os dados da área superficial e da profundidade média do lago, os quais são utilizados para o cálculo da razão geométrica, mostrado também na Tabela 3. FERNANDEZ e BUSTAMANTE (2010) determinam que o valor de transição da razão geométrica como  $2,88 \text{ m}^{-0,5}$ , e em seu estudo da razão geométrica, são analisados três lagos na Argentina: San Roque, Los Molinos e Rio Hondo, e os valores da razão geométrica encontrados são  $3,23 \text{ m}^{-0,5}$ ,  $2,69 \text{ m}^{-0,5}$  e  $8,71 \text{ m}^{-0,5}$ , respectivamente. Os valores acima do limite indicam que o corpo d'água possui uma grande área superficial exposta à ação do

vento e que por isso a ocorrência de mistura é facilitada, como pode ser visto no resultado dado para o Lago Rio Hondo, em que a área superficial é de 3300 km<sup>2</sup>.

Tabela 3 – Parâmetros para cálculo da Razão Geométrica do Reservatório Vossorooca

Área superficial (m <sup>2</sup> )	Profundidade Média (m)	Razão Geométrica (m <sup>-0,5</sup> )
33.10 <sup>5</sup>	8	5,33

FONTE: MANNICH et al. (2011)

A Figura 20 mostra o cálculo no número de Lago em função do tempo. A partir deste, é possível observar que os valores de  $L_N$  menores ou igual a 1 são dados entre junho e setembro, durante os meses mais frios. Valores menores que 1 representam estratificação fraca, ocorrendo mistura de todo o corpo d'água. Dos dados de temperatura usados para geração do número de Lago, a maioria está acima de 1, sendo que os valores mais altos são dados nos meses mais quentes, em que a estratificação é forte e o vento mistura somente as porções superiores do epilímnio.

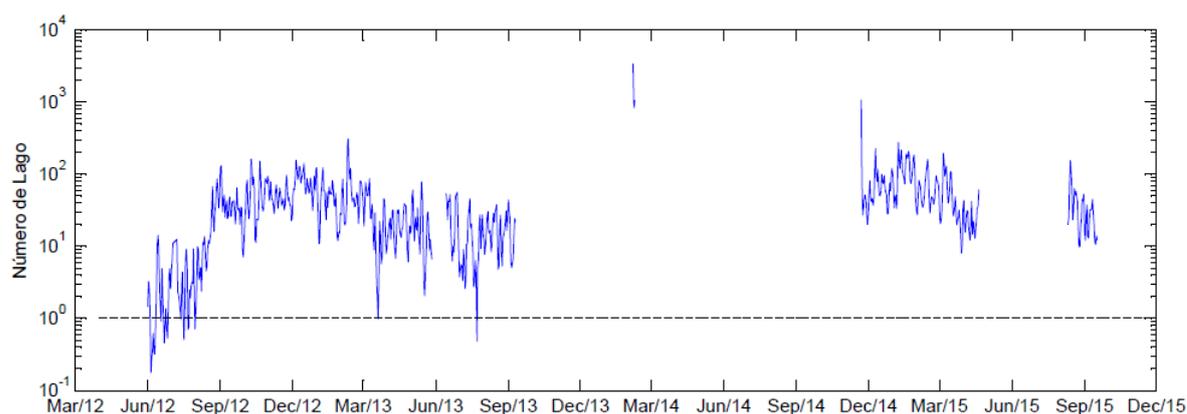


Figura 20 – Número de Lago no Reservatório Vossorooca.

Fazendo um comparativo dos dados entre anos, observa-se que os dados entre junho e setembro de 2012 estão menores que os dados entre junho e setembro de 2013 e de 2015. Ao verificar os dados meteorológicos nesse período, observa-se que entre junho e setembro de 2012 a média da velocidade do vento esteve próxima ou superior a 2 m.s<sup>-1</sup>, enquanto que nesse mesmo período nos anos de 2013 e 2015 as velocidades médias do vento ficaram abaixo desse valor. Além disso, a temperatura do ar em 2012 é menor do que nos outros anos, tornando o ambiente mais propício à mistura do que nos outros anos, e dessa forma o número de Lago calculado nesse período é menor do que nos anos seguintes.

O número de Wedderburn tem um comportamento similar ao número de Lago, como pode ser observado na Figura 21. Os valores mínimos são encontrados no mesmo período, entre junho e setembro de 2012, período que teve as menores temperaturas e a maior média de velocidade do vento diária, em comparação ao mesmo período em diferentes anos. Valores abaixo de 1 mostram que há um indicativo de condições de instabilidade,

provocando, dessa forma, a mistura entre as camadas, e os valores acima de 1 mostram alta estabilidade no Lago, correspondendo na estratificação. Os números de Lago e de Wedderburn encontrados são similares aos encontrados por [MANNICH \(2013a\)](#) e [POLLI \(2014\)](#), que calcularam os índices para o período de 2012 e 2013.

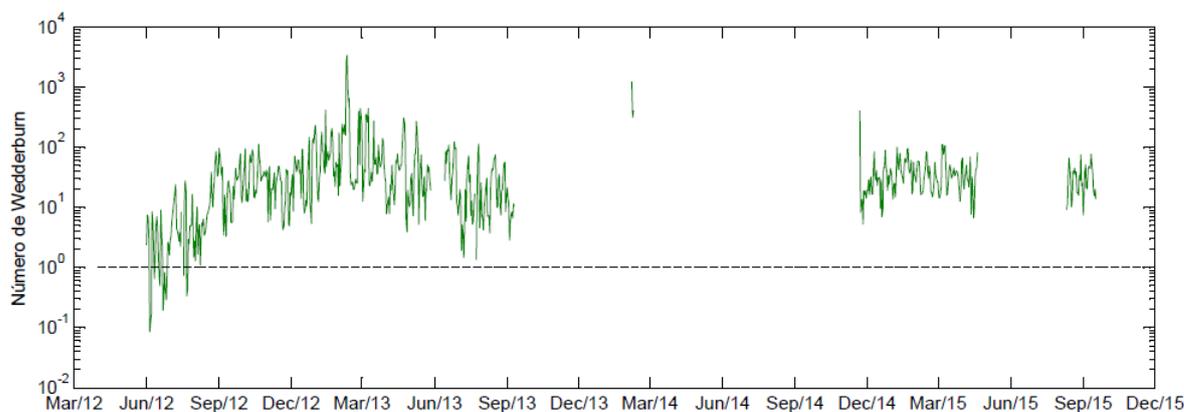


Figura 21 – Número de Wedderburn no Reservatório Vossoroca.

A Tabela 4 mostra o número de dias em que a diferença de temperatura entre o sensor de 1 metro e o sensor de 11 metros é maior que 1, 2 ou 3 ° C e os dias em que o valor do número de Lago e do Número de Wedderburn foi maior que 1. No período entre junho e setembro de 2014, o  $L_N$  e o  $W$  não foram calculados, pois a velocidade do vento não foi medida no período. A partir dessa tabela, observa-se que dos 637 dias medidos, a maioria possui os valores de  $L_N$  e  $W$  acima de 1, e a diferença de temperatura é maior que 3 ° para mais da metade dos dias analisados.

Tabela 4 – Número de dias que  $\Delta T > 1, 2$  e  $3$  ° C,  $W > 1$  e  $L_N > 1$  para os dados medidos no Reservatório Vossoroca

	Número de dias	Porcentagem
$\Delta T > 1$ °C	572	89,79%
$\Delta T > 2$ °C	441	69,23%
$\Delta T > 3$ °C	361	56,67%
$L_N > 1$	617	96,86%
$W > 1$	618	97,01%

Em comparação com outros resultados, [MERUANE, NIÑO e GARREAUD \(2005\)](#) realizaram uma análise no lago Villarrica, no Chile, no período de dezembro de 2003 a abril de 2004. O lago é próximo da Cordilheira dos Andes e tem uma profundidade máxima de 167 metros. Durante alguns dos dias analisados, a velocidade do vento passou de  $10 \text{ m.s}^{-1}$ , e com temperaturas acima de 25 °C no mesmo período. Os valores calculados do número de Wedderburn e de Lago foram de uma grandeza inferior aos calculados para o Vossoroca, o que pode ser explicado por valores da velocidade do vento consideravelmente maiores que os ventos no reservatório em estudo. Durante os dias com vento forte, o número de Lago e

de Wedderburn, para o Lago de Villarrica, diminuem, mas não alcançam o valor crítico, o que significa que a mistura ocorre principalmente nas camadas superiores. Outro fato determinante para o cálculo do número de Lago é a área superficial do lago/reservatório, e nesse caso o lago Villarrica tem a área superficial 50 vezes maior que a área do reservatório Vossoroça, e dessa forma a área de contato com o vento é maior, podendo ocorrer mistura com mais facilidade.

A estabilidade do Lago de Canning, na Austrália, é analisada através do número de Lago por [IMBERGER e PATTERSON \(1989\)](#), e o comportamento é similar ao Vossoroça, em que números pequenos são obtidos durante o inverno e durante as estações mais quentes os valores de  $L_N$  são mais altos, indicando estabilidade. Ao comparar a um reservatório temperado do hemisfério norte, o Lago Vegoritis, na Grécia, estudado por [PAPADIMITRAKIS e CHIONI \(2011\)](#), tem até 45 metros de profundidade e foram coletados dados de novembro de 1999 a julho de 2000. Os valores do número de Lago e de Wedderburn também tem uma grandeza menor que os valores obtidos para o Vossoroça, por conta de ser uma região de clima diferente e pela velocidade dos ventos do lago Vegoritis ser maior. Além disso, os menores valores de  $L_N$  e  $W$  são dados entre dezembro e março, estações às quais é inverno no hemisfério Norte.

A estabilidade de Schmidt é um indicativo da resistência à mistura mecânica devido à energia potencial da coluna d'água estratificada ([READ et al., 2011](#)). A Figura 22 mostra os resultados calculados da estabilidade de Schmidt e, a partir destes, observa-se um ciclo anual, indicando que durante as estações mais quentes do ano o valor da estabilidade é maior, devido às maiores temperaturas e formação de estratos com diferentes temperaturas. Além disso, os valores da estabilidade de Schmidt dados entre março e setembro são abaixo de  $50 \text{ J.m}^{-2}$ , o que mostra que a resistência à mistura é menor nos períodos mais frios. Observando os valores entre dezembro e março, nota-se que os valores de  $S_T$  são maiores entre os anos de 2013 e 2014 e entre 2014 e 2015, enquanto que entre 2012 e 2013 esse valores são bem menores. Isso ocorre porque, observando a evolução temporal da temperatura (Figura 17), as temperaturas do entre dezembro de 2012 e março de 2013 são menores para todas as camadas do que no mesmo período do mesmo ano, diminuindo assim o valor da densidade de cada camada, valor que entra no cálculo do  $S_T$ , e assim diminuindo a resistência à mistura.

No lago Malom-Tisza, na Hungria, estudado por [BORICS et al. \(2015\)](#), com área superficial de  $0,46 \text{ km}^2$  e profundidade máxima de 9 m, foram obtidos valores de estabilidade de Schmidt similares ao encontrados para o reservatório Vossoroça, com o mesmo comportamento anual, porém, como o lago é no hemisfério Norte, os maiores valores de estabilidade foram dados entre os meses de junho e agosto.

Similar a estabilidade de Schmidt, o quadrado da frequência de Brunt-Väisälä mede a intensidade da estabilidade de estratificação da densidade, em  $\text{s}^{-2}$ . A Figura 23

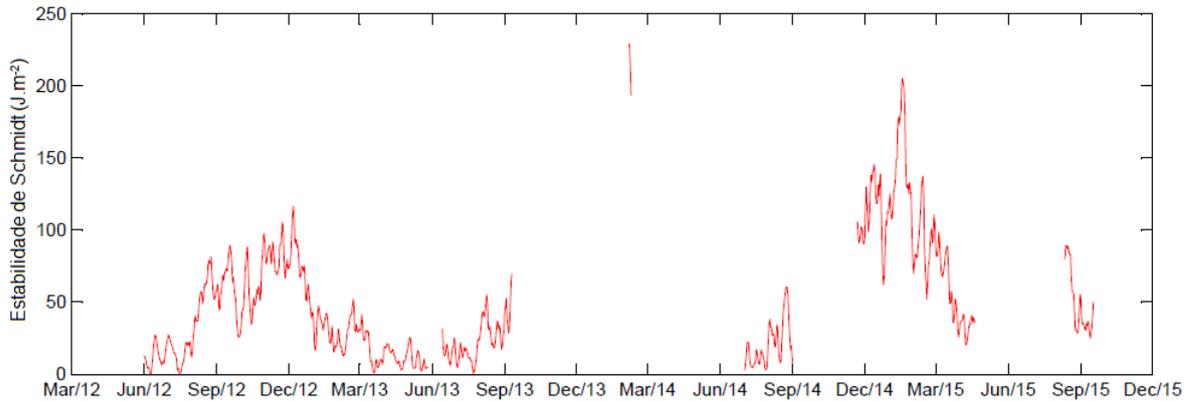


Figura 22 – Estabilidade de Schmidt no Reservatório Vossoroca.

mostra os valores calculados para  $N^2$ , que, assim como o  $S_T$ , possui um ciclo de intensidade anual, sendo que a intensidade de estabilidade é menor - próxima de zero - durante o final do outono e o inverno, e a intensidade de estabilidade é maior entre o começo da primavera e o verão. Próximo a setembro de 2015, há uma subida do valor de  $N^2$  e logo em seguida há uma queda, que é considerado um comportamento contrário ao ciclo anual. Ao analisar os dados meteorológicos (Figura 14), observa-se que nesse período a temperatura do ar está em torno de 20 °C, e a radiação solar está menor que nos outros anos, e é possível perceber essa influência no gráfico da evolução temporal da temperatura (Figura 17), em que entre agosto e setembro de 2015 a variação da temperatura entre as camadas é pequena, mostrando que o corpo d'água está misturado, e, conseqüentemente, a intensidade da estratificação está menor.

Ao analisar o perfil térmico de alguns anos do Lago Geneva, localizado entre a França e a Suíça, [PERROUD et al. \(2009\)](#) encontraram valores para a frequência de Brunt-Väisälä com grandeza de  $10^{-3} \text{ s}^{-2}$ , a mesma encontrada para o reservatório Vossoroca, e também é possível observar o ciclo anual, em que a intensidade é maior durante o verão e possui valores próximos de zero no inverno. [ROHDEN, WUNDERLE e ILMBERGER \(2007\)](#) fizeram uma análise da frequência de Brunt-Väisälä em função da profundidade do lago Willersinnweiher, na Alemanha, com algumas medições durante o verão de 2004, e a partir desse perfil observa-se que nas camadas mais próximas à superfície a intensidade da estratificação é maior, numa grandeza de  $10^{-3}$  a  $10^{-2} \text{ s}^{-2}$ , enquanto que nas camadas mais baixas o valor é menor, entre  $10^{-4}$  e  $10^{-5} \text{ s}^{-2}$ .

O número de Richardson é a razão entre a resistência à mistura e as forças de mistura causadas pela entrada de energia turbulenta pela velocidade do vento. Esse índice foi calculado entre as camadas que possuíam os termistores (1, 3, 5, 7, 9 e 11 metros a partir da superfície). A Figura 23 mostra os resultados calculados entre as camadas, e pode ser observado que em nenhum dos valores das camadas o valor crítico é atingido, de 0,25. Para valores menores que 0,25, o fluxo é instável, e os níveis de turbulência aumentam,

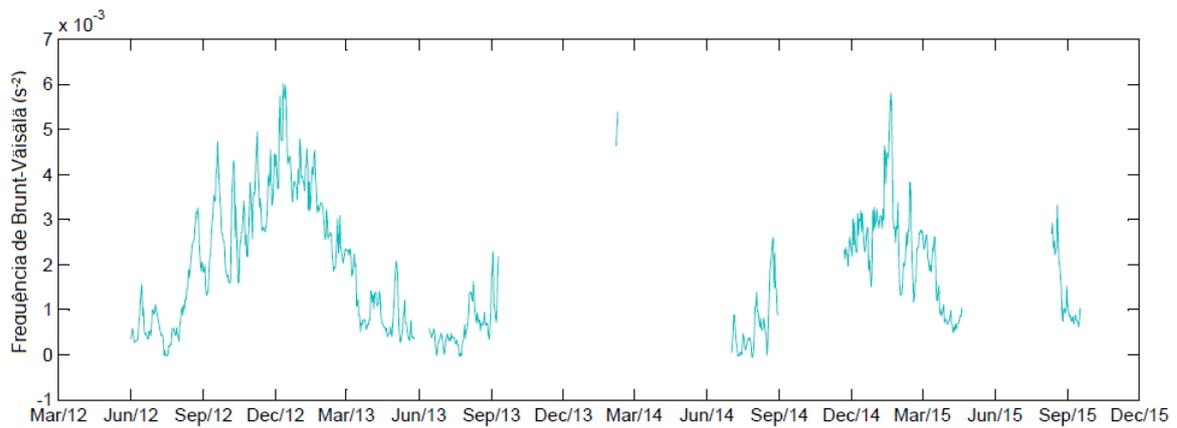


Figura 23 – Frequência de Brunt-Väisälä no Reservatório Vossoroca.

provocando ondas internas (WETZEL, 2001). Portanto, a partir dos resultados calculados pode-se concluir que a formação de ondas internas devido à turbulência é baixa, e pode-se observar também que a camada mais próxima à superfície é a camada com menores números de  $R_i$ , mostrando que essa é a camada com maior tendência à mistura. Além disso, a variação da velocidade no fluido com relação à profundidade ( $\partial u/\partial z$ ), requerida no cálculo do número de Richardson, foi estimada através da equação da lei da parede. Para todas as camadas calculadas, os valores dados foram entre  $10^2$  e  $10^6$ , e esses valores são justificados pois a média diária da velocidade do vento geralmente foi menor que  $2 \text{ m.s}^{-1}$ , e, conseqüentemente, o valor da velocidade de atrito ficou com uma ordem de grandeza menor ou igual a  $10^{-3} \text{ m.s}^{-1}$ .

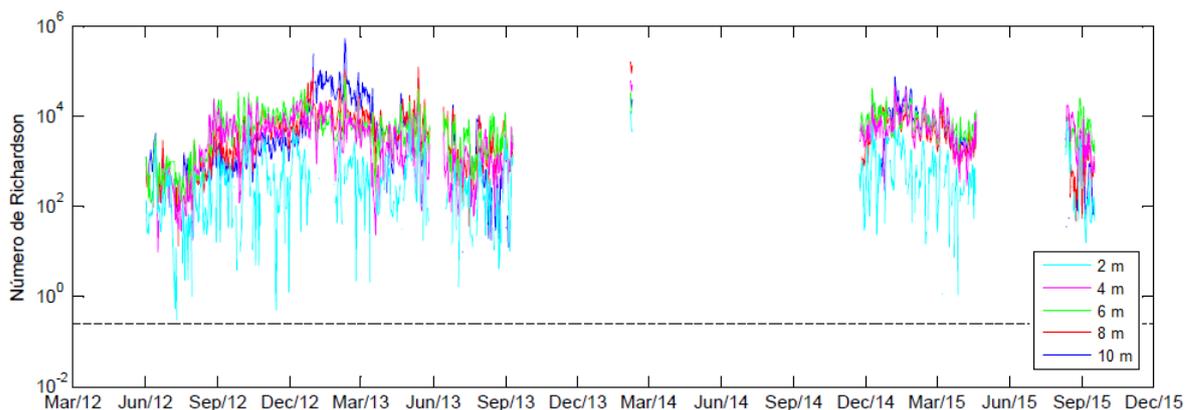


Figura 24 – Número de Richardson no Reservatório Vossoroca.

O Great Salt Lake, em Utah, é um dos maiores lagos dos Estados Unidos, e é um lago hipersalino, tendo 3 vezes mais sal que o oceano. SOELBERG (2009) procura identificar instabilidades no lago através do número de Richardson, para diferentes casos de gradiente de salinidade. Os valores calculados para  $R_i$  estão entre  $10^1$  e  $10^4$ , o que indica estabilidade. Os valores tem uma grandeza próxima do lago Vossoroca, mas não deve ser feita uma comparação, pois o Great Salt Lake é hipersalino, o que modifica a densidade da

água, e, conseqüentemente, os valores do número de Richardson. No lago Willersinnweiher, estudado por [ROHDEN, WUNDERLE e ILMBERGER \(2007\)](#), o número de Richardson foi calculado para parametrização do transporte vertical, e foram calculados valores de  $R_i$  entre  $10^{-1}$  e  $10^2$ , e os valores maiores são dados na superfícies, mostrando que as camadas próximas à superfície são mais estáveis.

A partir desses resultados, foi possível observar que o número de Richardson, no caso do reservatório Vossoroca, não foi eficiente em prever a intensidade da estratificação e a tendência à mistura. Em geral, o número de Richardson é utilizado para parametrização do transporte vertical e para aplicação de modelos, como nos casos apresentados acima e em [SUNDARAM e REHM \(1971\)](#), [BABAJIMOPOULOS e PAPADOPOULOS \(1986\)](#), [HENDERSON-SELLERS \(1986\)](#), [HOSTETLER e BARTLEIN \(1990\)](#), entre outros.

Os índices físicos analisam a colaboração de forçantes meteorológicas para a dinâmica térmica de um lago/reservatório. Ao se conhecer o regime térmico de um corpo d'água, é possível relacionar alguns parâmetros físicos e químicos da água e seu comportamento com a variação da temperatura, e se isso afeta a qualidade do mesmo. Portanto, os índices físicos podem ajudar na implementação de modelos de temperatura e de transporte vertical, assim como modelos de qualidade da água. Ao calcular o número de Lago, [ROBERTSON e IMBERGER \(1994\)](#) observaram que mudanças de concentração de oxigênio dissolvido (OD) nas águas profundas com diferentes regimes de mistura e diferentes produtividades se mostram fortemente relacionadas ao número de Lago, e que esse índice pode ser utilizado para estimar mudanças no OD, além de melhorar a tomada de decisão à respeito da gestão da qualidade da água. [ELCI \(2008\)](#) também verifica que os parâmetros de qualidade da água estão correlacionados ao regime térmico, e que a termoclina desenvolvida durante a estratificação comporta-se como uma barreira para o oxigênio dissolvido, não havendo transporte para as camadas mais profundas. Além disso, ele concluiu que o número de Lago sozinho não é um parâmetro suficiente para avaliar o comportamento do OD na coluna de água, que as variações na temperatura e na umidade do ar devem ser incluídas na análise.

## 5 CONCLUSÕES

A análise do regime térmico do reservatório Vossoroca, a partir de dados de temperatura em determinadas profundidades e dados meteorológicos, mostrou a evolução térmica do reservatório com medições em somente alguns períodos: em 2 verões e 1 inverno, e algumas medições entre as estações. Durante o inverno, o reservatório está misturado, e durante os meses mais quentes ocorre a estratificação. Existe variação da temperatura para um mesmo período em diferentes anos, que são justificados através dos dados meteorológicos. O reservatório em estudo pode ser classificado como monomítico quente, cuja circulação ocorre somente uma vez ao ano, no inverno.

Há uma variação significativa no nível d'água do reservatório, sendo que há situações em que o nível está tão baixo a ponto de o sensor de temperatura que está a 11 metros da superfície estar mais baixo que o sensor que é fixado a 1 metro do fundo. Essas situações foram verificadas ao notar-se que a temperatura do sensor de 11 metros estava menor que a do sensor do fundo. O nível do reservatório Vossoroca tem uma variação significativa, justificada pelo fato de o reservatório auxiliar na regularização da vazão de um reservatório a jusante do mesmo. Para estudos futuros, é necessário procurar identificar se o vertimento da água no reservatório é realizado na superfície ou no fundo, pois a forma de vertimento pode influenciar na temperatura do reservatório.

Os índices físicos são utilizados para compreensão da dinâmica do corpo d'água, bem como para analisar a contribuição das forçantes meteorológicas para o regime térmico. A partir da razão geométrica, pode-se concluir que o reservatório Vossoroca possui uma grande área superficial exposta ao vento, e que, conseqüentemente, a ocorrência de mistura é facilitada. Com relação ao número de Lago e ao número de Wedderburn, os resultados calculados para os dois números tem comportamentos similares, e foi observado que os valores calculados representam o regime térmico do reservatório, pois os valores menores que 1 (valor crítico para o  $L_N$  e  $W$ ) são dados nos meses mais frios, o que representa estratificação fraca ou inexistente. Como a média diária das velocidades do vento, no geral, não ultrapassou o valor de  $2 \text{ m.s}^{-1}$ , isso reduz o valor da velocidade de atrito, o que eleva os valores desses números adimensionais. Isso ocorre pois a baixa velocidade do vento não consegue provocar a mistura, mantendo assim a estratificação estável. Além disso, a área superficial também influencia o valor do número de Lago. Os ventos facilitam a mistura, contudo seria necessário realizar um estudo sobre a relevância de determinados ventos no processo de mistura, pois dependendo da velocidade do vento, o mesmo pode não provocar mistura.

A estabilidade de Schmidt indica a resistência da água à mistura, assim como o quadrado da frequência de Brunt-Väisälä mede a intensidade da estabilidade. Os valores

obtidos também estão dentro do esperado, sendo que valores mais altos são encontrados nos meses com a temperatura mais elevada, quando ocorre a estratificação. O número de Richardson foi calculado entre as profundidades dos medidores, e os resultados não se mostraram eficientes em indicar períodos de mistura ou circulação da água. Uma recomendação para trabalhos futuros seria calcular o número de Richardson de outras formas, como utilizar o perfil de velocidades medido, e não uma aproximação pela lei da parede.

Os índices físicos são utilizados para analisar com eficácia a contribuição de forçantes - como o vento - na dinâmica térmica dos reservatórios. Esses índices ajudam a compreender o regime térmico do corpo d'água, podendo auxiliar na implementação de modelos de temperatura, de transporte vertical e também de qualidade da água, pois o regime térmico afeta parâmetros físicos, químicos e biológicos e o transporte dos mesmos. Os índices podem ser novo instrumento para avaliar a qualidade da água, para auxiliar na mitigação de problemas na qualidade e previsão da mesma, contribuindo para a gestão da qualidade dos lagos e reservatórios.

## REFERÊNCIAS

- ALDAMA, A. A.; HARLEMAN, D. R. F.; ADAMS, E. E. Hypolimnetic mixing in a weakly stratified lake. *Water Resources Research*, v. 25, n. 5, p. 1014–1024, May 1989.
- BABAJIMOPOULOS, C.; PAPADOPOULOS, F. Mathematical prediction of thermal stratification of lake ostrovo (vergortitis), greece. *Water Resources Research*, v. 22, n. 11, p. 1590–1596, October 1986.
- BLUM, C. T. et al. Espécies vegetais invasoras em comunidades florestais nativas nas margens da represa do vossoroça, apa de guaratuba, paraná, brasil. In: *I Simpósio Brasileiro sobre Espécies Exóticas Invasoras*. [S.l.: s.n.], 2005.
- BOEHRER, B.; SCHULTZE, M. Stratification of lakes. *Reviews of Geophysics*, v. 46, n. 2, 2008. ISSN 1944-9208. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1029/2006RG000210>>.
- BORICS, G. et al. Lake stratification in the carpathian basin and its interesting biological consequences. *Inland Water*, n. 5, p. 173–186, 2015.
- BOYD, C. E.; LICHTKOPPLER, F. *Water Quality Management in Fish Ponds*. Experimental Station Auburn University, Alabama: International Centre for Aquaculture (J.C.A.A.), 1979. (22).
- CHAPRA, S. C. *Surface water quality modeling*. Boston: McGraw-Hill, 1997.
- COPEL. *Relatório Ambiental COPEL - GERAÇÃO: Usina Hidrelétrica Chaminé*. [S.l.], 1999.
- DAKE, J. M. K.; HARLEMAN, D. R. F. Thermal stratification in lake: Analytical and laboratorial studies. *Water Resources Res*, v. 5, n. 2, p. 484–495, April 1969.
- EDINGER, J. E.; DUTTWEILER, D. W.; GEYER, J. C. The response of water temperatures to meteorological conditions. *Water Resources Research*, v. 4, n. 5, 1968.
- ELCI, S. Effects of thermal stratification and mixing on reservoir water quality. *Limnology*, n. 9, p. 135–142, 2008.
- ESTEVEZ, F. A. *Fundamentos de Limnologia*. 3. ed. [S.l.]: Editora Interciência, 2011.
- FERNANDEZ, R. L.; BUSTAMANTE, A. Uso de indicadores físicos en la caracterización hidrodinámica de embalses de la región central argentina. In: *XXIV Congreso Latinoamericano de Hidráulica*. Punta del Este, Uruguay: [s.n.], 2010.
- FERREIRA, D. M.; CUNHA, C. Simulação numérica do comportamento térmico do reservatório do Rio Verde. *Engenharia Sanitaria e Ambiental*, v. 18, p. 83 – 93, 03 2013. ISSN 1413-4152.
- FOFONOFF, N. P.; MILLARD-JR, R. C. *Algorithms for computation of fundamental properties of seawater*. [S.l.], 1983.
- GIANNIOU, S. K.; ANTONOPOULOS, V. Z. Evaporation and energy budget in lake vergortitis, greece. *Journal of Hydrology*, 2007.

- HENDERSON-SELLERS, B. Calculating the surface energy balance for lake and reservoir modeling: A review. *Reviews of Geophysics*, v. 24, n. 3, p. 625–649, August 1986.
- HORNE, A. J.; GOLDMAN, C. R. *Limnology*. 2nd. ed. [S.l.]: McGraw-Hill, 1994.
- HOSTETLER, S. W.; BARTLEIN, P. J. Simulation of lake evaporation with application to modeling lake level variations of harney-malheur lake, oregon. *Water Resources Research*, v. 26, n. 10, p. 2603–2612, October 1990.
- IMBERGER, J. The diurnal mixed layer. *Lim*, v. 20, p. 737–770, 1985.
- IMBERGER, J.; PATTERSON, J. Physical limnology. *Advanced in Applied Mechanics*, v. 27, p. 303–475, 1989.
- IMBODEN, D. M.; WÜEST, A. Mixing mechanisms in lakes. In: *Physics and chemistry of lakes*. [S.l.]: Springer, 1995. p. 83–138.
- JENNINGS, E. et al. Effects of wather-related episodic events in lakes: an analysis based on high-frequency data. *Freshwater Biology*, v. 57, p. 589–601, 2012.
- JÚLIO-JÚNIOR, H. F. et al. Biocenoses em reservatórios. In: \_\_\_\_\_. [S.l.]: Rima, 2005. cap. 1 - Distribuição e Caracterização dos Reservatórios, p. 1–16.
- MACINTYRE, S.; MELACK, J. M. Vertical and horizontal transport in lakes - linking littoral, benthic and pelagic habitats. *Journal of the North American Benthological Society*, v. 14, n. 4, p. 599–615, 1995.
- MACINTYRE, S. et al. Physical pathways of nutrient supply in a small, ultraoligotrophic arctic lake during summer stratification. *Lim*, v. 2, p. 1107–1124, 2006.
- MANNICH, M. *Estimativa de emissões de gases do efeito estufa em reservatórios e lagos - contribuições para o monitoramento e modelagem 1D - vertical*. Tese (Doutorado) — Universidade Federal do Paraná, 2013a.
- MANNICH, M. et al. Análise da estratificação térmica no reservatório vossoroça através de Índices físicos. In: *XX Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos*. Rio Grande do Sul: [s.n.], 2013b.
- MANNICH, M. et al. Avaliação de parâmetros limnológicos do reservatório do vossoroça e de qualidade da água de seus afluentes. In: *XIX Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos*. [S.l.: s.n.], 2011.
- MCCORMICK, M. J.; SCAVIA, D. Calculation of vertical profiles of lake-averaged temperature and diffusivity in lakes ontario and washington. *Water Resources Research*, v. 17, n. 2, p. 305–310, April 1981.
- MERUANE, C.; NIÑO, Y.; GARREAUD, R. Estructura termica del lago villarrica (chile) durante episodios de viento fuerte: mediciones y simulacion numerica. In: *VIII Congress on Computational Mechanics MECOM 2005*. Buenos Aires, Argentina: [s.n.], 2005.
- MOLINAS, P. A. *Simulação numérica da estratificação térmica em reservatórios*. Dissertação (Mestrado) — Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 1991.
- ORLOB, G. T.; SELNA, L. G. Temperature variations in deep reservoirs. *Journal of the Hydraulics Division*, v. 96, n. HY2, p. 393–410, February 1970.

- PAPADIMITRAKIS, I.; CHIONI, A. Temporal and spatial scale of lake processes. part 2: interaction of physical and ecological scales and application of scaling concepts to greek lakes. *Global NEST*, v. 13, n. 4, p. 354–368, 2011.
- PERROUD, M. et al. Simulation of multiannual thermal profiles in deep lake geneva: A comparison of one-dimensional lake models. *Limnology and Oceanography*, v. 54, n. 5, p. 1574–1594, 2009.
- POLLI, B. A. *Modelagem 1D do fluxo vertical de calor em corpos de água horizontalmente homogêneos*. Dissertação (Mestrado) — Universidade Federal do Paraná, 2014.
- READ, J. S. et al. Derivation of lake mixing and stratification indices from high-resolution lake buoy data. *Environmental Modelling and Software*, v. 26, p. 1325–1336, 2011.
- READ, J. S.; MURAOKA, K. *LakeAnalyzer. Ver. 3.3 User Manual*. [S.l.], 2011.
- ROBERTSON, D. M.; IMBERGER, J. Lake number, a quantitative indicator of mixing used to estimate changes in dissolved oxygen. *Internationale Revue der gesamten Hydrobiologie und Hydrographie*, v. 79, n. 2, p. 159–176, 1 1994.
- ROHDEN, C. V.; WUNDERLE, K.; ILMBERGER, J. Parametrisation of the vertical transport in a small thermally stratified lake. *Aquatic Sciences*, n. 69, p. 129–137, 2007.
- SILVEIRA, C. T. *Estudo das unidades ecodinâmicas da paisagem na APA de Guaratuba/PR: subsídios para o planejamento ambiental*. Dissertação (Mestrado) — Universidade Federal do Paraná, 2005.
- SOELBERG, J. D. *Stability of Basin-Scale Internal Waves Within the South Arm of the Great Salt Lake*. Dissertação (Mestrado) — Utah Satet University, 2009.
- SOUZA, F. F. C. et al. Modelagem do regime térmico de um reservatório tropical de abastecimento público, juiz de fora, mg, brasil. *Ambiente & Água - An Interdisciplinary Journal of Applied Science*, v. 11, p. 60–74, 2015.
- SUNDARAM, T. R.; REHM, R. G. Formation and maintance of thermoclines in temperate lakes. *American Institute of Aeronautics and Atronautics Journal*, v. 9, n. 7, p. 1322–1329, 1971.
- THOMPSON, R. O.; IMBERGER, J. Responde of a numerical model of a stratified lake to wind stress. In: *Stratified flows*:. Trondheim: [s.n.], 1980. p. 562–570.
- TUNDISI, J. G.; TUNDISI, T. M. *Limnologia*. [S.l.]: Oficina de Textos, 2008.
- WALTERS, R. A.; CAREY, G. F.; WINTER, D. F. Temperature computation for temperate lakes. *Applied Mathematical Modelling*, v. 2, March 1978.
- WÜEST, A.; LORKE, A. Small-scale turbulence and mixing: Energy fluxes in stratified lakes. In: LIKENS, G. E. (Ed.). *Encyclopedia of Inland Waters*. [S.l.]: Elsevier, 2009. v. 1, p. 628–635.
- WETZEL, R. G. *Limnology: Lake and River Ecosystems*. 3rd. ed. San Diego: Elsevier, 2001.