

UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ

KAIAN FERNANDES SHAHATEET

**MODELAGEM TRIDIMENSIONAL DA CIRCULAÇÃO E VARIAÇÃO DA
TEMPERATURA NO RESERVATÓRIO DO VOSSOROCA**

CURITIBA

2015

KAIAN FERNANDES SHAHATEET

**MODELAGEM TRIDIMENSIONAL DA CIRCULAÇÃO E VARIAÇÃO DA
TEMPERATURA NO RESERVATÓRIO DO VOSSOROCA**

Projeto Final II apresentado ao curso de Engenharia Ambiental da Universidade Federal do Paraná como parte dos requisitos para a obtenção do título de Bacharel em Engenharia Ambiental.

Orientador: Prof. Dr. Tobias Bleninger

Curitiba

2015

LISTA DE FIGURAS

Figura 1: Massa específica da água pura em função da temperatura.....	11
Figura 2: Parâmetros de interesse de estudo.....	11
Figura 3: Mudanças sazonais no Reservatório Wellington (Austrália). (a) afluentes e características de radiação solar. (b) Média da temperatura. (c) Média da salinidade. (d) Porcentagem de saturação do oxigênio dissolvido.	14
Figura 4: Representação da estratificação térmica de um lago.....	15
Figura 5: Perfil instável e perfil quando ocorre mistura na coluna de água.	16
Figura 6: Condições de contorno do modelo unidimensional de transporte de calor.	23
Figura 7: Balanço de energia em uma superfície líquida	24
Figura 8: Variação da batimetria, formando regiões com diferentes padrões de temperatura	25
Figura 9: Dióxido de carbono dissolvido na água para um cenário sem vento	26
Figura 10: Campo de temperatura no superfície do lago Great Slave (Canadá) em diferentes momentos.....	27
Figura 11: Nível de água, precipitação e descarga	30
Figura 12: Dados da estação meteorológica do reservatório do Vossoroça	31
Figura 13: Batimetria do reservatório do Vossoroça. A profundidade é mostrada em metros abaixo do nível d'água.....	32
Figura 14: Modelo de fluxo de calor.	36
Figura 15: Divisão das camadas em nova modelagem.....	39
Figura 16: Batimetria do reservatório do Vossoroça, com os pontos afluentes e efluente, pontos de observação e representação de vento e radiação solar.	42
Figura 17: Gráfico de vazões afluentes e efluentes.	43
Figura 19: Gráfico do nível d'água.....	44
Figura 20: Gráfico de radiação solar incidente.....	45
Figura 21: Gráfico de temperatura do ar.	46
Figura 22: Gráfico de temperatura dos rios afluentes.	47
Figura 23: Campo de temperatura na superfície (aquecimento).	50
Figura 24: Campo de temperatura no fundo (aquecimento).....	50
Figura 25: Perfil de temperatura no flutuante (medido e calculado) ao início da modelagem.....	51
Figura 26: Batimetria com regiões de <i>zoom</i>	52
Figura 27: Campo de velocidade do reservatório (20/07/2012).....	52
Figura 28: Campo de velocidades do reservatório (22/06/2012).....	53
Figura 29: Mapa de velocidades próximo a entrada do São João (04/06/2012).	55
Figura 30: Mapa de velocidades próximo a entrada do São João (15/07/2012).	56
Figura 31: Gráfico de temperatura em diferentes pontos na superfície.....	57
Figura 32: Gráfico de temperaturas medidas e modeladas em diferentes camadas no flutuante.....	58
Figura 33: Difusividade na coluna d'água do flutuante 1D (10/06/2012).	59
Figura 34: Difusividade na coluna d'água do flutuante 3D (10/06/2012).	59

Figura 35: Difusividade na coluna d'água do flutuante 1D (22/06/2012).	60
Figura 36: Difusividade na coluna d'água do flutuante 3D (22/06/2012).	60
Figura 37: Difusividade na coluna d'água do flutuante 3D (15/06/2012).	61
Figura 38: Perfil de temperatura no flutuante (23/08/2012).....	61
Figura 39: Temperatura da coluna d'água, termoclina e nível do reservatório.....	62
Figura 40: Temperatura da coluna d'água medido.	63
Figura 41: Gráfico de comparação entre os valores medidos de diferença de temperatura e os modelos (modelado_1: Modelo discutido no presente trabalho, e Modelo_2: Modelo gerado para comparações).	63
Figura 42: Número do Lago e de Wedderburn.	64
Figura 43: Frequência de Brünt- Wäisälä.....	65
Figura 44: Número de Froude	65
Figura 45: Gráfico do ΔT	66
Figura 46: Delta T em todo o domínio do reservatório do Vossoroca.	67

LISTA DE TABELAS

Tabela 1: Resumo de informações e características de cada modelo analisado por PERROUD et al. (2009).	19
Tabela 2: Morfologia geral do reservatório do Vossoroca	29
Tabela 3: Lista de símbolos da equação da continuidade no Delft3D	33
Tabela 4: Dados estatísticos das vazões afluentes e efluentes	43
Tabela 5: Dados estatísticos do nível d'água.	44
Tabela 6: Dados estatísticos da radiação solar incidente.	46
Tabela 7: Dados estatísticos da temperatura do ar	46
Tabela 8: Dados estatísticos da temperatura dos afluentes.....	47

SUMÁRIO

LISTA DE TABELAS	5
1 INTRODUÇÃO	8
1.1 OBJETIVOS	9
1.1.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS.....	10
2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA.....	10
2.1 PROCESSOS NA TRANSFERÊNCIA DE CALOR EM RESERVATÓRIOS	10
2.2 FÍSICA DA ESTRATIFICAÇÃO.....	12
2.3 CICLOS DE UM RESERVATÓRIO ESTRATIFICADO	13
2.3.1 CARACTERÍSTICAS DE UM RESERVATÓRIO ESTRATIFICADO.....	14
2.4 MODELOS	16
2.4.1 MODELOS 1D	16
2.4.2 MODELOS 3D	24
3 MATERIAL E MÉTODOS.....	28
3.1 MATERIAL	28
3.1.1 MEIO FÍSICO.....	28
3.1.2 DADOS A SEREM UTILIZADOS	29
3.1.3 <i>SOFTWARE</i>	32
3.2 MÉTODOS.....	38
3.2.1 CÁLCULO DOS ÍNDICES FÍSICOS	39
4 CONFIGURAÇÃO DO MODELO	42
4.1 CONDIÇÕES DE CONTORNO.....	42
4.2 CONDIÇÕES INICIAIS	49
5 RESULTADOS	51
5.1 HIDRODINÂMICO.....	51
5.2 TÉRMICO	56
5.2.1 DIFUSIVIDADE.....	58
5.2.2 ÍNDICES FÍSICOS.....	64
6 DISCUSSÃO	68
7 CONCLUSÃO.....	70
8 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	72

1 INTRODUÇÃO

Há alguns anos a análise e previsão de misturas na água vem sendo valorizadas devido a importância de sua qualidade. Muitos poluentes são lançados nos corpos de água (propositalmente ou não), afetando a qualidade em pontos mais à jusante. Essa qualidade depende da hidrodinâmica de transporte e mistura, assim como fatores biológicos e químicos da água.

Reservatórios são lagos feitos pelo homem, construídos para geração de energia, armazenamento de água para ser usado posteriormente, controle de enchentes, assim como para controlar a temperatura de saída, salinidade, decompor a matéria orgânica e muitos outros usos (FISCHER et al., 1979). Hoje em dia é comum o operador do reservatório controlar os efluentes do mesmo, podendo assim controlar a qualidade de saída do corpo hídrico. Por exemplo, a barragem do reservatório Oroville, Califórnia (EUA), onde a profundidade do efluente do lago é controlada pelo operador, assim pode-se designar água quente para a superfície para irrigação, ou água fria no fundo para a pesca (FISCHER et al., 1979).

Os reservatórios comumente causam a depreciação das águas devido ao longo período de detenção, causando estratificação térmica que é associada a redução do oxigênio dissolvido (FISCHER et al., 1979).

O oxigênio dissolvido é fator fundamental para a vida aquática. Ao se reduzir muito esse aspecto, o corpo d'água pode perder parte de sua biota, necessitando ser oxigenado novamente para voltar a ser apropriado para a vida.

Portanto o manejo correto do reservatório é fundamental para a manutenção da qualidade da água. Isso exige conhecer a dinâmica de mistura no corpo hídrico, assim como os fluxos internos no reservatório.

A estratificação térmica é causada pela diferença de temperatura entre a parte superior do corpo d'água, e a parte inferior. Quando há a estratificação, a massa de água mais aquecida, localizada na parte superior, possui densidade inferior à massa

de água inferior, que está a uma temperatura mais baixa. A coluna de água é dividida usualmente como epilímnio (parte superior), hipolímnio (camada inferior) e a parte de transição entre as duas principais camadas, chamada metalímnio.

A temperatura e o oxigênio dissolvido de um reservatório de água são dois dos principais fatores que compõem a qualidade da água de um corpo hídrico. Dito isso, a estratificação térmica tem um efeito profundo nos processos biológicos e químicos do reservatório.

Hoje em dia, os estudos das alterações de temperatura no corpo d'água focam basicamente nas variações no eixo vertical, procurando os aspectos que o influenciam. Entretanto, vale concentrar nossos modelos, e adaptá-los para estudos que levam em conta as variações nas outras duas dimensões, descrevendo assim, a variação do campo de temperatura e os parâmetros que o influem.

O problema atual é que os reservatórios são grandes e espacialmente muito variado (profundidade, contorno, afluentes diferentes, vento, etc.) e os processos que regem a circulação e distribuição de temperatura em reservatórios também são altamente variados temporalmente, tornando-se inviável simplesmente medir as variações espaciais e temporais, havendo a necessidade de modelá-las.

Até hoje são utilizados modelos 1D, como o proposto por Polli (2014), justificando a aplicabilidade dos mesmos já que os gradientes horizontais teoricamente devem ser pequenos.

Assim, a hipótese considerada para o presente trabalho é utilizar a modelagem tridimensional para analisar e quantificar a variabilidade espacial e temporal de temperatura em um reservatório para apoiar as modelagens 1D.

1.1 OBJETIVOS

O objetivo geral do presente trabalho é aplicar o modelo Delft3D para o reservatório do Vossoroca para analisar e quantificar as variações espaciais e temporais da distribuição de temperatura.

1.1.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- i) Adaptação e aplicação do modelo existente a um período que inclui uma fase de estratificação e com os forçantes necessários.
- ii) Comparação dos resultados com dados medidos e simulações 1D.
- iii) Análise e quantificação das variações espaciais
- iv) Análise e quantificação das variações temporais usando índices.

2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

O objetivo desse item é introduzir os mecanismos que regem a estratificação térmica, seus causadores, e maneiras de modelar essa estratificação. É visado aqui também elucidar o porquê foi escolhido o *software* DELFT3D-FLOW.

2.1 PROCESSOS NA TRANSFERÊNCIA DE CALOR EM RESERVATÓRIOS

A estratificação térmica em corpos d'água é causada basicamente pela diferença da densidade da água em diferentes camadas da coluna de água. Esse fator é influenciado é função da temperatura da água (Figura 1) , que pode ser alterado por muitos fatores, como mostra a Figura 2.

A superfície do corpo d'água recebe a radiação oriunda do Sol $q(t)$. Há a troca de calor entre o ar, devido a diferença de temperatura do mesmo $T_a(t)$ e a superfície do corpo hídrico. Ambos os efeitos acarretam na variação da temperatura da água $T(x,y,z,t)$. A radiação que penetra no líquido diminui com a profundidade $H(x,y,t)$, o que causa uma diferença de temperatura conforme a profundidade.

Acima foi dito os mecanismos que causam a estratificação alterando a densidade do líquido $\rho_w(z,t)$, mas há também outros fatores que forçam a circulação do líquido, efetuando a mistura da coluna de água. É o caso das vazões de entrada $Q_{in}(t)$, vazões de saída $Q_{out}(t)$, e o vento $U(t)$.

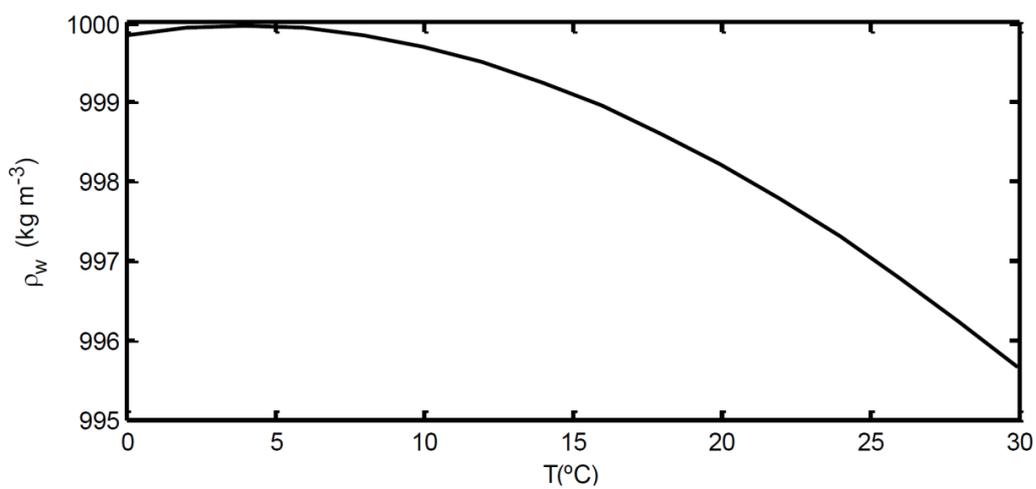


Figura 1: Massa específica da água pura em função da temperatura.

Fonte: POLLI (2014)

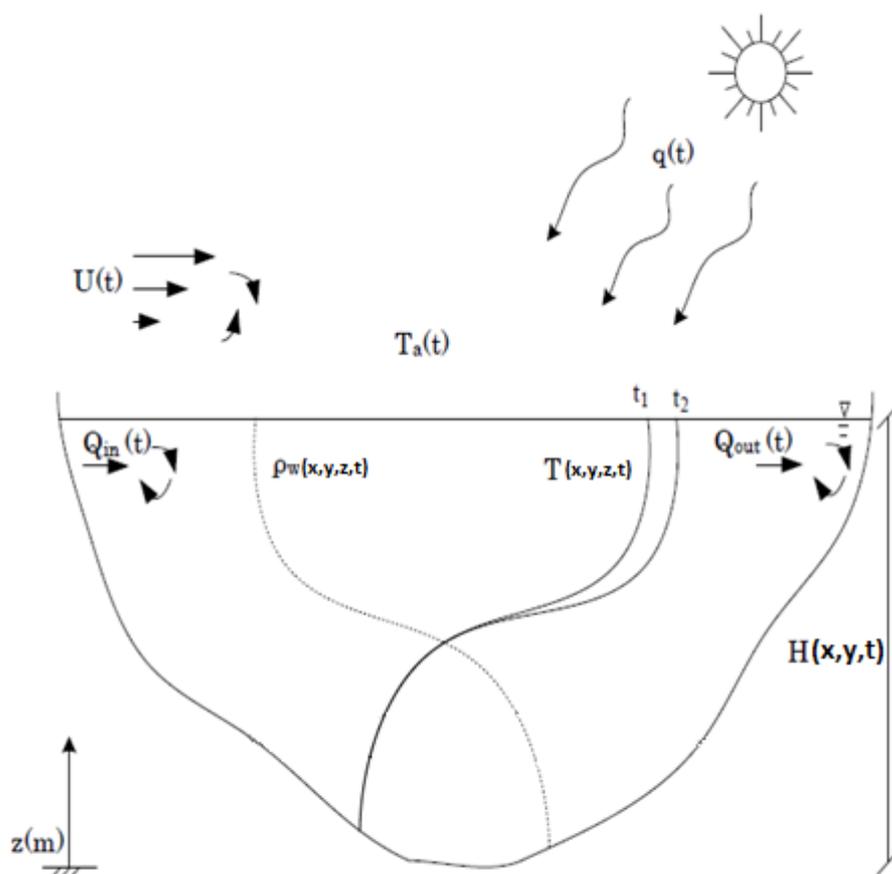


Figura 2: Parâmetros de interesse de estudo

Fonte: POLLI (2014)

2.2 FÍSICA DA ESTRATIFICAÇÃO

O reservatório do Vossoroça possui um grande volume, o que faz com que as vazões não induzam grandes velocidades ao fluido. Isso diminui a turbulência, o que por conseguinte diminui a mistura da coluna d'água.

O vento possui papel essencial no sistema, pois devido à interação entre a pista de vento, e a superfície no reservatório, adiciona quantidade de movimento ao mesmo.

O reservatório recebe radiação do Sol, aquecendo as camadas do reservatório (em especial as camadas mais superiores, que recebem mais radiação). O calor pode ser transferido, para as regiões mais profundas, majoritariamente por dois processos (HUBER et al.,1972):

-Transporte por difusão de calor. Pode ser difusão molecular (onde as moléculas transferem calor umas as outras) ou difusão turbulenta (devido a gradientes de temperatura).

-Há também o processo de transferência de calor por advecção, em que o perfil de velocidade do fluido acarreta a mistura do meio líquido em questão.

Há eventos que podem retirar calor do sistema: evaporação, condução e radiação de ondas longas da superfície do corpo d'água. As temperaturas de entrada e saída de afluentes e efluentes alteram o balanço de energia do reservatório (HUBER et al.,1972). Esses eventos estão sempre presentes nos corpos de água. Por exemplo em um dia frio e seco, o reservatório irá ter um alto potencial de evaporação, assim como a radiação de ondas longas emitida pelo reservatório será maior que a radiação recebida da atmosfera, o que acarretaria em uma perda de calor do mesmo.

É importante salientar também que a geometria do reservatório influencia as trocas de temperatura, portanto deve ser levada em conta (HUBER et al.,1972). Um exemplo são os acúmulos de calor em certas áreas devido às variações na profundidade do reservatório, como será elucidado no decorrer do presente trabalho.

Outros fatores que podem influenciar na estratificação do reservatório são: chuvas, vertedouros, vazões de águas subterrâneas e extração de água.

2.3 CICLOS DE UM RESERVATÓRIO ESTRATIFICADO

Os reservatórios sofrem variações na estratificação térmica. Entre elas, a que mais se destaca é a variação anual devido às estações do ano.

Segundo Fischer (1979) os fatores que mais influenciam nessa variação são:

1. Condições meteorológicas. Determinam qualquer transferência de energia entre o ar e a água.
2. Os afluentes podem adicionar energia cinética e térmica
3. Parte da energia cinética dos efluentes podem transformar a energia térmica do reservatório em energia cinética.

Os reservatórios podem ser divididos segundo o número de vezes em que há mistura da coluna d'água. Nos lagos em que ocorre uma mistura por ano são ditos monomíticos, e nos que ocorrem misturas várias vezes por ano são ditos polimíticos.

Para os corpos hídricos ditos monomíticos o processo ocorre da seguinte forma:

No verão, a radiação solar atinge a superfície do reservatório e aquece a superfície do lago, diminuindo a densidade da camada de água. Isso faz aumentar a estratificação da coluna d'água.

Com a chegada do outono, a radiação na superfície do reservatório é menor se comparado com o verão e a difusão que ocorre na água faz com que a estratificação diminua.

No inverno, a superfície esfria mais que as partes inferiores da coluna de água, isso causa o aumento da densidade, acarretando a mistura e homogeneização do reservatório.

Quando as temperaturas aumentam novamente (primavera), a superfície novamente recebe mais radiação, e o reservatório volta a estratificar.

A Figura 3 exemplifica esse ciclo no Reservatório Wellington, no Oeste australiano, estudado por Fischer et al. (1979).

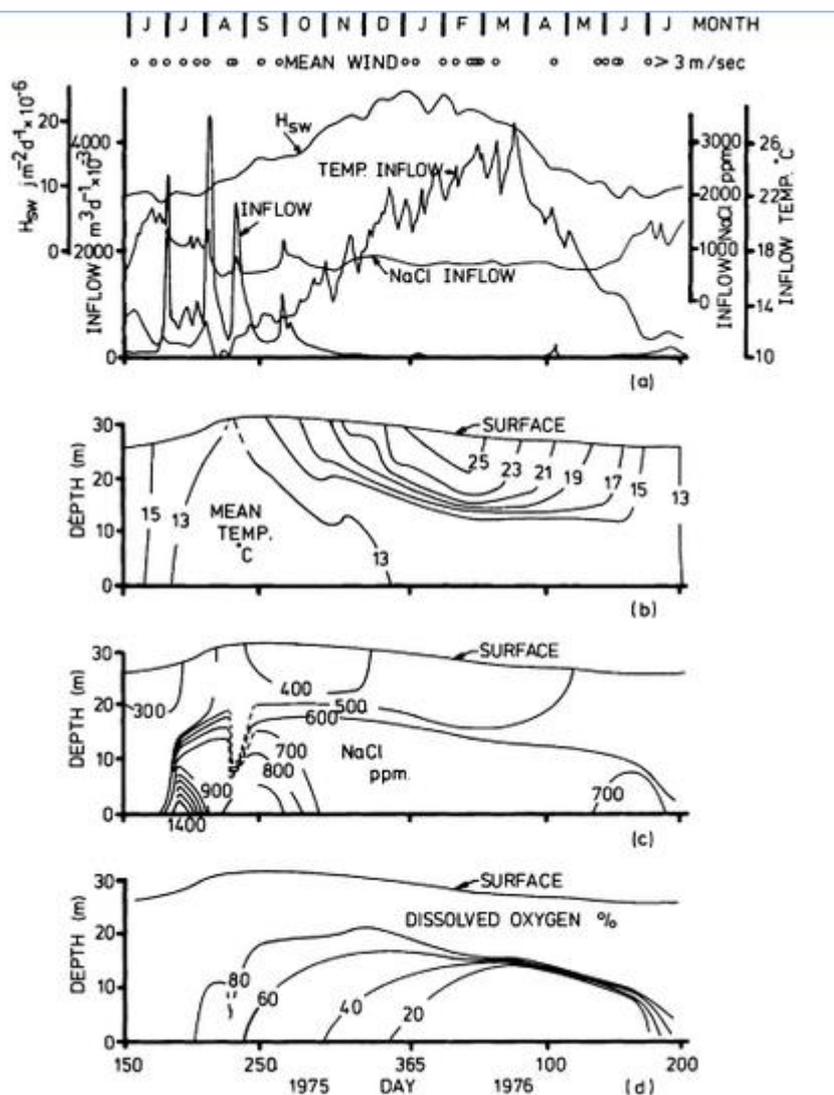


Figura 3: Mudanças sazonais no Reservatório Wellington (Austrália). (a) afluentes e características de radiação solar. (b) Média da temperatura. (c) Média da salinidade. (d) Porcentagem de saturação do oxigênio dissolvido.

Fonte: FISCHER et al. (1979)

2.3.1 CARACTERÍSTICAS DE UM RESERVATÓRIO ESTRATIFICADO

A Figura 4 ilustra a composição de uma coluna de água que pode ser dividida em 3 camadas, com diferentes características e definições:

- Epilímnio: camada superior bem misturada, caracterizada por temperatura uniforme e quente. Esta camada pode variar de espessura, dependendo das interações entre vento e a radiação solar (GOLDMAN, HORNE, 1994);

- Hipolímnio: camada inferior, mais fria e densa. Pode apresentar baixo índice de oxigênio, com processos anaeróbios de degradação da matéria orgânica, e baixa diversidade de espécies de peixes;

- Metalímnio: região de transição entre o epilímnio e o hipolímnio (ESTEVES, 1988), apresenta um ponto de inflexão do perfil, a termoclina, que separa a camada superior, quase homogênea, da inferior (SUNDARAM, REHM, 1971).

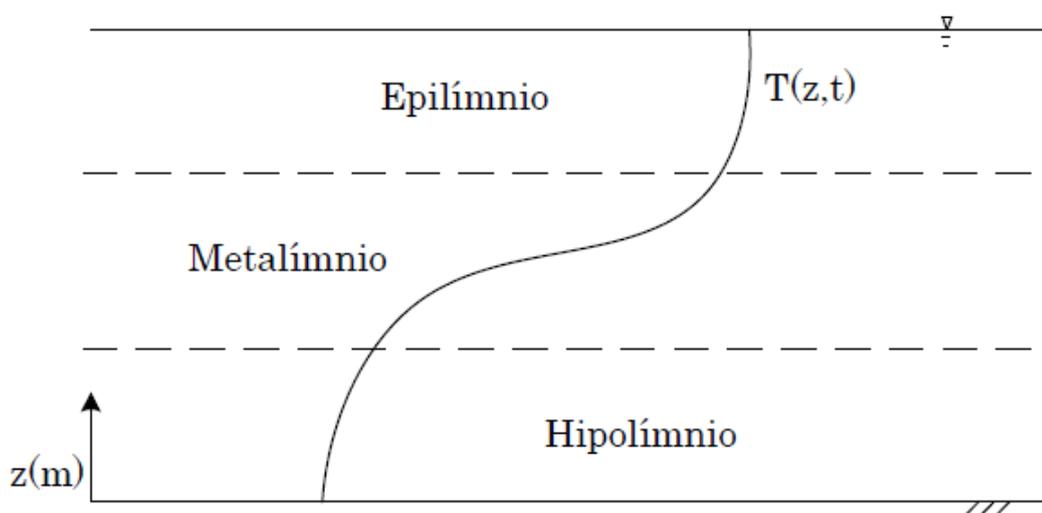


Figura 4: Representação da estratificação térmica de um lago

Fonte: ESTEVES (1988)

O perfil estratificado da coluna do corpo hídrico pode alterar devido a fatores como vento, mudança no regime de radiação solar, clima, entre outros. Quando a superfície do reservatório se resfria devido a trocas térmicas, cria-se um perfil instável de temperatura (como mostra a **Error! Reference source not found.5**). Esse novo perfil, tenderá a se estabilizar, formando uma curva parecida com a demonstrada na figura abaixo.

Caso o perfil instável permaneça por tempo suficiente e a temperatura da água não atinja menos de 4º Celsius (o que acarretaria em uma diminuição de densidade com a diminuição da temperatura, fazendo com que as porções de água mais frias

fossem para a superfície, como interpretado na Figura 5, as transferências de calor e de matéria entre as camadas da coluna d'água farão com que as temperaturas se homogeneízem, e fiquem com o perfil estável da Figura 5.

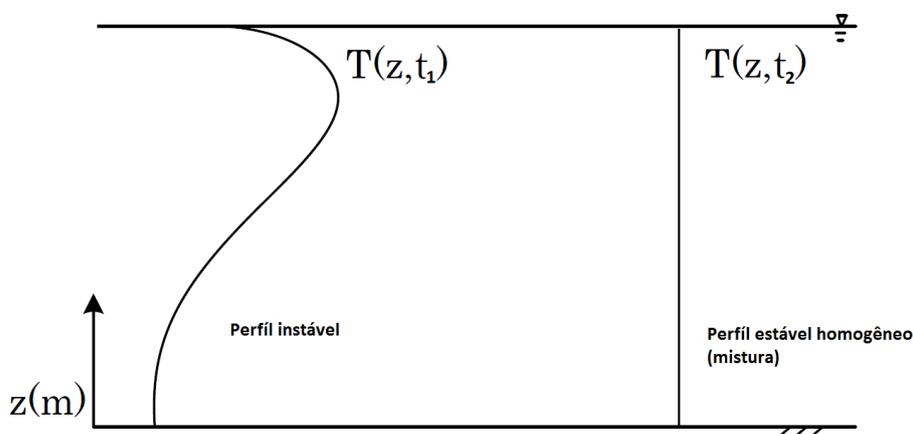


Figura 5: Perfil instável e perfil quando ocorre mistura na coluna de água.

Adaptado de DAKE e HARLEMAN (1969) apud POLLI (2014)

Quando ocorre a mistura no reservatório, as zonas anóxicas confinadas, podem se misturar por toda a coluna d'água, diminuindo o oxigênio dissolvido e podendo causar a morte da biota. Há a possibilidade de suspensão da matéria orgânica sedimentada, potencializando a eutrofização do reservatório.

Vale ressaltar que na literatura se discute muito os aspectos e mecanismos de estratificação, porém, focando sempre em variações verticais e com abordagem 1D. Todos desconsideram uma variação térmica devido à gradientes horizontais de temperatura e a criação dos mesmos. Existem estudos, mas poucas formulações a respeito.

2.4 MODELOS

São muitos os modelos utilizados para modelar o perfil de temperatura em corpos d'água, podendo ser unidimensionais, bidimensionais ou tridimensionais. Essa seção tem o objetivo de revisar alguns modelos demonstrando suas características e qualidades, assim como suas limitações.

2.4.1 MODELOS 1D

Os modelos unidimensionais são largamente utilizados quando se deseja estudar a variação de temperatura na coluna de água, negligenciando-se assim as variações horizontais de temperatura.

De acordo com Henderson-Sellers (1976), a estrutura térmica de lagos/reservatórios é dominada pelos gradientes de temperatura na vertical. Desta maneira, em muitos casos, se justifica a desconsideração dos gradientes horizontais e o problema pode ser abordado usando modelos unidimensionais (vertical).

A importância de seu estudo vai além da larga utilização. Os modelos unidimensionais servem como base para aprender os mecanismos que são utilizados em modelos tridimensionais.

Polli (2014) revisou alguns modelos unidimensionais. Entre eles: DYRESM (Dynamic Reservoir Simulation Model), SIMSTRAT, HLM e FLake. Encontrando alguns pontos à serem destacados nos modelos:

- Parâmetros considerados e omitidos, por exemplo – enquanto o modelo DYRESM considera as variações de nível, vazões e simula processos de desestratificação artificial, o modelo FLake desconsidera esses mesmos (POLLI, 2014). Han et al. (2000) identificaram em uma análise de sensibilidade que as vazões afluentes podem controlar a distribuição de temperatura no reservatório com o modelo DYRESM. Mas o modelo não é capaz de simular *seiches* (ondas permanentes no reservatório, mantidas pela força dos ventos). Ivey et al. (1984) identificaram grandes diferenças na temperatura simulada em períodos que ocorreram *seiches*.

- Polli (2014) identificou também que nos modelos em que são considerados as variações de nível do reservatório, não fica claro quais são as considerações utilizadas para aumentar ou diminuir o nível da água e qual esquema numérico é aplicado.

- Alguns modelos fornecem apenas a temperatura da camada superficial e do fundo (FLake), em três pontos (Lake2k) ou em espaçamentos menores, de acordo com a espessura das camadas (DYRESM, CE-THERM-R1).

- Diferentes abordagens de solução do problema de estratificação térmica: são baseados na difusão turbulenta, modelos de turbulência, similaridade.

- Perroud et al. (2009) analisou o modelo SIMSTRAT como o que fornece os melhores resultados, mas necessita calibrar vários parâmetros, enquanto que os modelos HLM e FLake não necessitam de calibração, mas apresentam os maiores erros de simulação.

- Nenhum desses modelos estudados por Polli (2014) incorpora no coeficiente de difusão turbulenta um termo referente à vazão (cujo o qual também gera turbulência no sistema).

- Os resultados dos modelos dependem diretamente dos dados de entrada e frequência das medições, em especial, dados meteorológicos. Em alguns casos também são necessários dados de vazões afluentes e efluentes. Há a necessidade também de medições de temperatura para validação e verificação dos modelos e definição correta das condições iniciais (POLLI, 2014)

- Polli (2014) não identificou nenhuma análise de conservação de energia nos modelos e esquemas numéricos empregados.

A Tabela 1 mostra as características de alguns modelos 1D.

Tabela 1: Resumo de informações e características de cada modelo analisado por PERROUD et al. (2009).

Fonte: POLLI (2014)

	HLM	DYRESM	SIMSTRAT	FLAKE
Tipo Equações	Difusão turbulenta Difusão do calor res- ponsável pela evolução da temperatura (HOS- TETLER <i>et al.</i> , 1990)	Turbulência Energia cinética tur- bulenta (TKE) criada por mistura convectiva e ação do vento (na camada de mistura). No hipolímio, o transporte de massa e de calor é representado pelo coeficiente de difusão turbulenta (Han <i>et al.</i> , 2000) pela solução da equação da difusão	Turbulência k- ϵ Produção e dissipação de energia cinética tur- bulenta (TKE). Na su- perfície são considera- dos o cisalhamento do vento e convecção e no fundo, o seiche (PEE- TERS <i>et al.</i> , 2002)	Similaridade Camada de mistura e termoclina (função po- linomial de quarta or- dem), que deve satisfa- zer a equação de trans- porte do calor (MIRO- NOV, 2005)
Discretização	Diferenças finitas explí- cito ($\Delta z = 1$ m) (HOS- TETLER <i>et al.</i> , 1990)	Diferenças finitas no es- quema explícito para a equação da difusão do calor (HOCKING <i>et al.</i> , 1991)	Método de linhas (PEE- TERS <i>et al.</i> , 2002)	Solução de equações diferenciais ordinárias pelo método de Newton com passo de tempo constante (KIRILLIN, 2010)
Nível do reser- vatório	Sim	Sim	Não	Não
Calibração	Não	1 parâmetro (WEIN- BERGER <i>et al.</i> , 2012)	6 parâmetros (PEE- TERS <i>et al.</i> , 2002)	Não
Afluência/ Defluência	Não	Sim	Não	Não
Coefficiente de extinção variá- vel	Sim	Não	Não	Não

Tabela 1: Resumo de informações e características de cada modelo analisado por PERROUD et al. (2009). Continuação.

Fonte: POLLI (2014)

	HLM	DYRESM	SIMSTRAT	FLAKE
Parâmetro de batimetria	Sim	Sim	Sim	Não
Parametrização do seiche	Não	Não	Sim	Não
Espessura das camadas	Fixa	Variável	Fixa	O modelo fornece como dados de saída: espessura da camada de mistura, temperaturas da superfície, fundo e média da coluna d'água (KIRILLIN <i>et al.</i> , 2011)
Outros	Difusão parametrizada conforme Henderson-Sellers (1985)	Sistema de desestratificação artificial		O conceito é aplicado para camadas de sedimentação, gelo e neve (as duas últimas são funções lineares).
	Simula camada de gelo na superfície			
	Simula mistura convectiva			

2.4.1.1 MODELO MATEMÁTICO

Esse tópico tem o objetivo de demonstrar as considerações feitas para os modelos unidimensionais, e assim usar o entendimento para o caso estudado em três dimensões (como a equação da continuidade, as transferências de calor em 3 dimensões, quantidade de movimento e balanço de energia) .

A equação usada para os transportes de calor em uma direção, deduzida a partir da equação de conservação de massa é (BEDFORD; BABAJIMOPOULOS, 1977):

$$A(z) \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[K_H A(z) \frac{\partial T}{\partial z} \right] + \frac{1}{\rho_w c_p} \frac{\partial A(z) q(z)}{\partial z} \quad (1)$$

na qual T ($^{\circ}\text{C}$) é a temperatura, t (s) é o tempo, z (m) é a componente vertical do espaço, ρ_w (kg/m^3) é a massa específica da água, c_p ($\text{J}/(\text{kg}.\text{K})$) é a capacidade térmica a pressão constante da água, K_H é o coeficiente de difusão turbulenta (m^2/s) na vertical para modelos 1D (nos problemas em três dimensões teremos 3 coeficientes de difusão turbulenta, em x, y e z), $q(z)$ é a função que descreve a variação das fontes de calor devido a absorção de radiação solar na água ($\text{J}/\text{m}^2\text{s}$). $A(z)$ (m^2) é a área do reservatório em uma determinada camada (no modelo DELFT3D, o $A(z)$ representa a área da camada a ser modelada, sendo necessário várias camadas para integrar todo o espaço vertical). A equação (1) requer duas condições de contorno e uma condição inicial por ser uma equação diferencial parcial parabólica de segunda ordem (CHAPRA et al. 2008).

A difusividade turbulenta é fator fundamental para modelagem do campo de temperatura, pois quanto menor esse parâmetro, tenderá à maior estratificação no reservatório.

Na equação (1) que rege o transporte de calor no reservatório de água, o termo K_H é função do vento, e da estrutura local do reservatório, que no caso do *software* DELFT3D há modelos para isso (SUNDARAM, REHM, 1971).

A não linearidade da equação (1) devido ao termo K_H é uma característica essencial da interação entre a turbulência causada pelo vento e o gradiente de densidade da água (SUNDARAM, REHM, 1971).

As condições de contorno adotadas são na superfície do reservatório, e no fundo. Na superfície, o fluxo de calor é função da radiação incidente, condução, emissão de ondas longas e evaporação de água, dada pela equação (BABAJIMOPOULOS; PAPADOPOULOS,1986):

$$\rho_w c_p K_H \frac{\partial T}{\partial z} = -q_n \quad (2)$$

Onde q_n representa o fluxo líquido de calor na superfície.

Os principais processos de balanço de energia ocorrem na superfície (interface água-ar). Segundo Wetzel (1983), a transferência de calor no sedimento ocorre, mas pode ser negligenciada em lagos profundos devido ao baixo fluxo energético que ocorre. Já em águas rasas, a radiação alcança com maior facilidade o leito, causando maior transferência de energia do sedimento para a água. Uma aproximação bastante utilizada é considerar o fluxo energético entre o leito e o corpo d'água sendo zero.

Portanto a segunda condição de contorno do fundo do reservatório é:

$$\frac{\partial T}{\partial z} = 0 \quad (3)$$

A Figura 6 é uma representação esquemática das condições de contorno consideradas no modelo unidimensional.

As equações governantes para o caso estudado serão basicamente as mesmas. As diferenças consistirão em levar em conta não só os fluxos na vertical, mas o balanço de energia, quantidade de movimento e continuidade nas 3 direções, assim como a equação do transporte. Como pode-se averiguar nos tópicos seguintes. Assim como os termos de absorção da radiação solar descrito neste tópico, que são os mesmos.

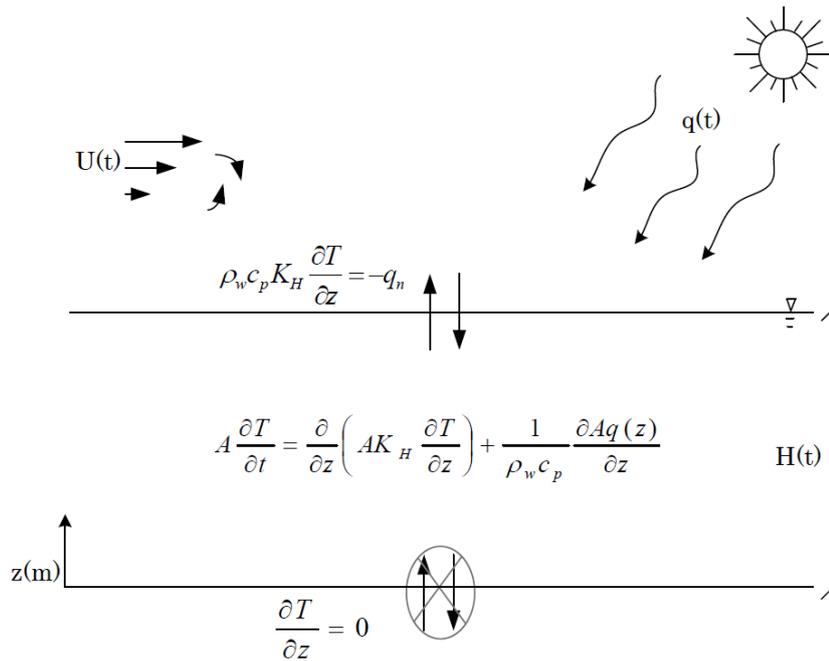


Figura 6: Condições de contorno do modelo unidimensional de transporte de calor.

Fonte: POLLI (2014)

Dake e Harleman (1969) descrevem o termo de absorção da radiação solar da equação (1):

$$q(z) = (1 - \beta)q_{sn}e^{-\eta z} \quad (4)$$

onde β é a proporção de radiação líquida de ondas curtas absorvida na superfície, η é o coeficiente de absorção (1/m), que é dependente da transparência da água, q_{sn} é a radiação solar líquida que atinge a superfície do reservatório, dado por:

$$q_{sn} = (1 - a_s)q_s \quad (5)$$

onde a_s é o albedo e q_s é a radiação solar total.

Segundo Dake e Harleman (1969) o valor de β para muitos lagos é 0,4.

Voltando às transferências que ocorrem na interface água-ar, Henderson-Sellers (1968) descreveu o fluxo de energia líquido como:

$$q_n = H_s(1 - a_s) + H_{ri}(1 - a_l) - H_{r0} - H_l \quad (6)$$

sendo H_s a radiação incidente de ondas curtas, H_{ri} a radiação de ondas longas, a_s e a_l os albedos de ondas curtas e longas, respectivamente. Esses são os termos que

indicam as entradas de radiação no reservatório. Já H_{ro} é o termo de emissão de radiação de ondas longas pelo reservatório. H_l são as parcelas de transferência de calor não relacionados à radiação, como calor sensível (H_c), energia perdida por evaporação (H_e) e precipitação (H_p). Como mostra Figura 7.

Uma alternativa para estimar o fluxo de energia (q_n), e que é bastante utilizado nas modelagens, consiste na linearização do fluxo, conforme proposto por Edinger et al. (1968):

$$q_n = K(T_e - T_s) \quad (7)$$

sendo K o coeficiente de transferência de calor ($W/K.m^2$), T_e temperatura de equilíbrio (que é definida como a temperatura na qual a taxa líquida de transferência de calor é zero) (EDINGER et al., 1968) que é determinada pelos sete processos de transferência de calor. E T_s é a temperatura da superfície do corpo d'água.

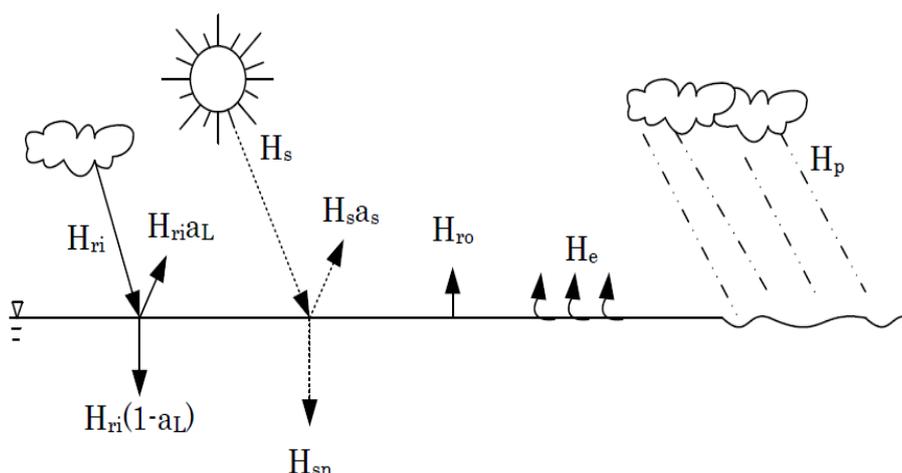


Figura 7: Balanço de energia em uma superfície líquida

Fonte: WÜEST e IMBODEN (1995)

2.4.2 MODELOS 3D

Os modelos tridimensionais de distribuição de temperatura nos reservatórios tem a vantagem de incluir na análise dos perfis os eixos transversal e longitudinal de variação de temperatura. O benefício com esse aumento de graus de liberdade nos permite visualizar efeitos além da profundidade, como ocorre quando a batimetria do

reservatório tem variações significativas. Um exemplo de uma variação longitudinal seria uma região com profundidade reduzida em uma parte do reservatório, e na outra parte a profundidade aumenta.

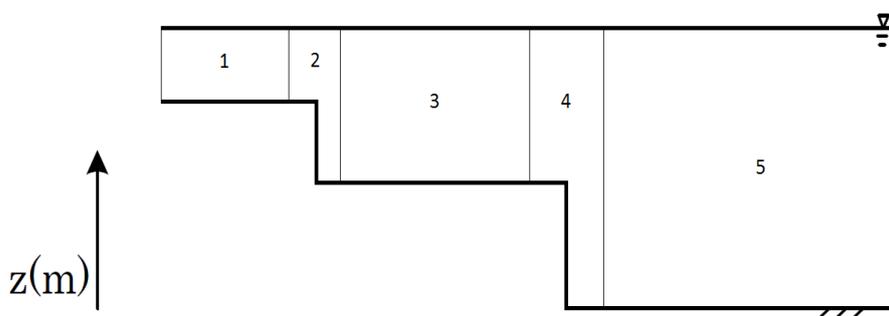


Figura 8: Variação da batimetria, formando regiões com diferentes padrões de temperatura

A Figura 8 demonstra uma variação hipotética na profundidade de um reservatório. Pela coluna de água na região 1 ser menor, os efeitos de vento e difusão são mais efetivos na distribuição da temperatura pela profundidade, causando uma maior homogeneização do perfil de temperatura na vertical. A região 5 apresenta uma maior profundidade, assim os efeitos são menos efetivos, e o perfil será estratificado. A radiação infiltra em menor quantidade nas partes mais profundas dessa zona. Seguindo essa ideia, a região 1 também vai apresentar uma maior variação de temperatura ao longo do dia, e com as estações do ano se comparado com a região 5 devido as diferenças de quantidade de massa em cada uma dessas áreas, o que causa diferentes inércias térmicas. A região 3 apresentaria padrões intermediários entre a região 1 e a 5, com características também intermediárias. As zonas 2 e 4 seriam áreas de interferência entre as diferentes regiões, causando mistura de diferentes volumes de água com diferentes características.

Há também na Figura 8, uma variação longitudinal da temperatura do reservatório devido ao aquecimento diferenciado entre as diferentes zonas.

Sendo assim, os modelos 3D podem nos oferecer análises que não seríamos capazes de realizar utilizando modelos unidimensionais (apenas vertical).

2.4.2.2 APLICAÇÕES DO DELFT3D

Bernardo (2013), utilizando o *software* DELFT3D, gerou resultados para tempo de detenção hidráulica, tempo de residência, assim como dióxido de carbono dissolvido na água para o reservatório do Vossorooca, gerando os dados mostrados na Figura 9.

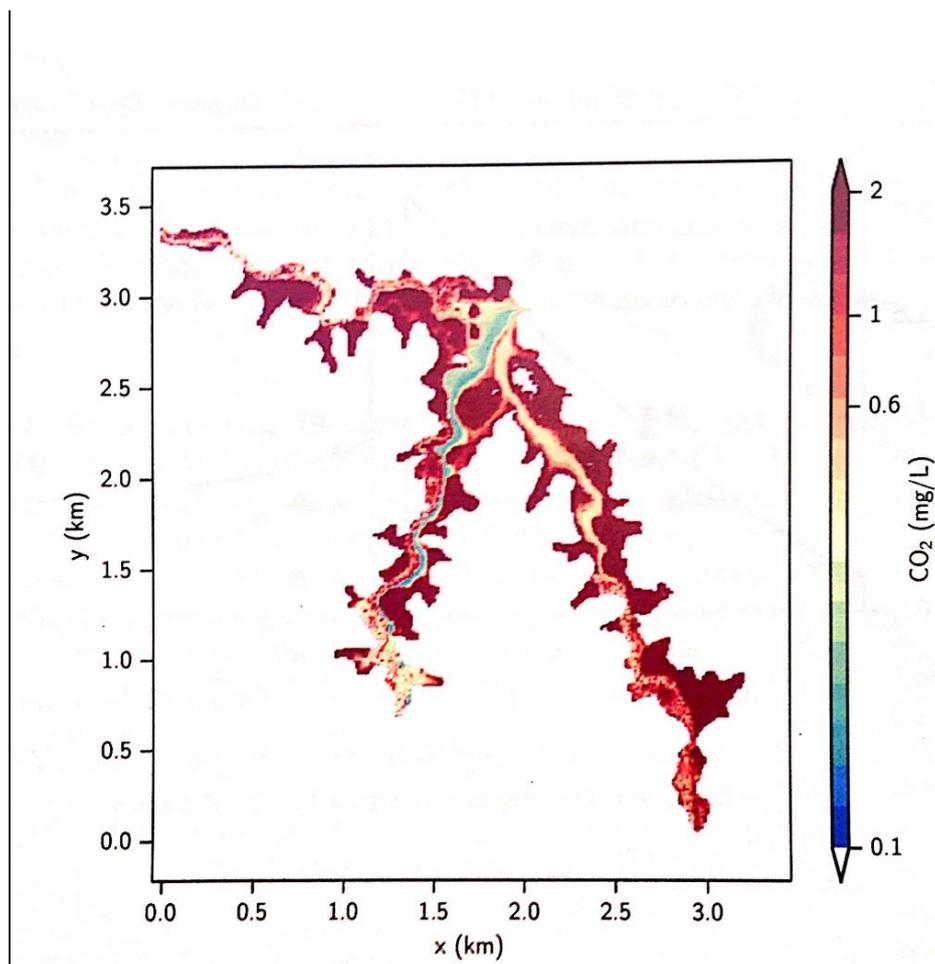


Figura 9: Dióxido de carbono dissolvido na água para um cenário sem vento
Fonte: BERNARDO (2013)

Léon et al. (2006) utilizou o modelo computacional ELCOM tridimensional para modelar o fluxo de calor entre o lago Great Lake (na província de Yukon no Canadá), e a atmosfera. Os resultados obtidos da modelagem de temperatura na superfície do lago são mostrados abaixo:

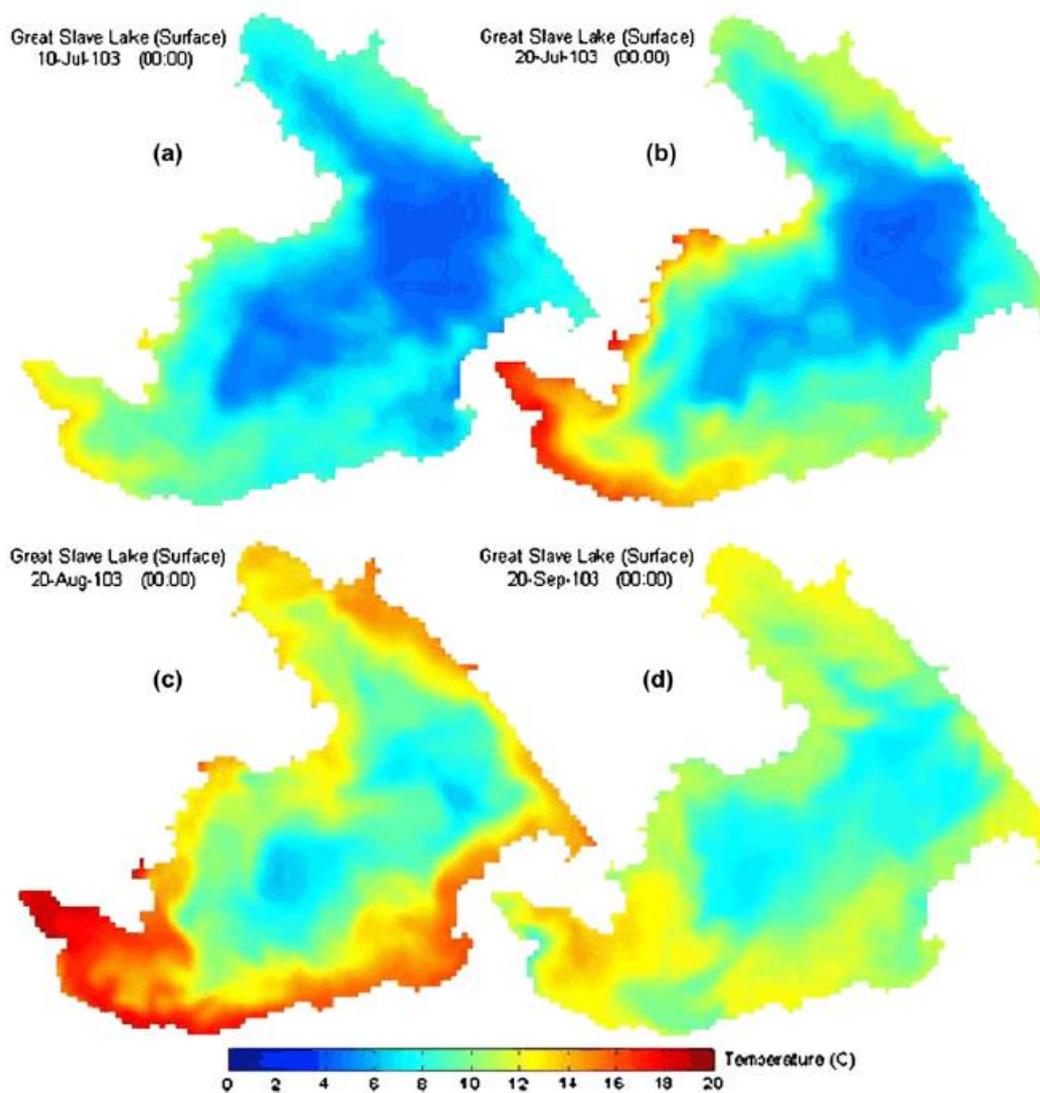


Figura 10: Campo de temperatura no superfície do lago Great Slave (Canadá) em diferentes momentos.

Fonte: LÉON et al. (2006)

Vale lembrar que os meses de maior radiação solar são os meses de julho e agosto.

3 MATERIAL E MÉTODOS

Esse item pretende demonstrar primeiramente o contexto do reservatório onde será feito o estudo, assim como os dados que serão utilizados (batimetria, dados de chuva, vazão, pressão do ar, umidade relativa, radiação de ondas curtas, intensidade do vento e nível d'água). Além disso, pretende-se descrever satisfatoriamente o *software* a ser utilizado e os métodos para dar sequência aos estudos de caso.

3.1 MATERIAL

Para sua melhor caracterização, este item foi dividido em três partes: meio físico (o reservatório em si), dados que serão utilizados para realizar a modelagem e o *software*.

3.1.1 MEIO FÍSICO

O reservatório do Vossoroca, localizado à Sudeste da cidade de Curitiba a uma distância aproximada de 60 quilômetros, no município de Tijucas do Sul (BERNARDO, 2013), será a área de estudo do presente trabalho.

O reservatório possui dois principais afluentes, o rio São João e o São Joãozinho. O reservatório é também utilizado para produção de energia elétrica, através da hidrelétrica Chaminé, a qual possui capacidade de produzir até 18MW (BERNARDO, 2013).

A temperatura média do ar no reservatório flutua de 18°C à 22°C, característica do clima temperado onde está localizado. A umidade relativa do ar média varia de 80% à 85%. A precipitação acumulada média do ano se encontra entre 1400mm e 1800mm, e não há uma estação caracteristicamente seca (AVIGLIONE et al., 2000).

Alguns dados gerais do reservatório estão sintetizados na tabela abaixo:

Tabela 2: Morfologia geral do reservatório do Vossoroca

Área	Volume	Profundidade média	Profundidade máxima
3,3km ²	35,7hm ³	8m	17m

Fonte: Mannich et al. (2011)

3.1.2 DADOS A SEREM UTILIZADOS

Os dados foram medidos e/ou compilados no projeto GHG. e foram disponibilizados por Bernardo (2013) para este estudo em formatos consistencializados e prontos para modelagem.

São três conjuntos de dados que utilizaremos:

1. Dados hidrológicos
2. Dados climáticos
3. Dados batimétricos

3.1.2.1 DADOS HIDROLÓGICOS

Os dados hidrológicos foram cedidos pela SIMEPAR e COPEL. Esses dados consistem de nível d'água, precipitação (fornecidos pelo SIMEPAR) e descarga de água no reservatório (fornecido pela COPEL). Na Figura 11 pode-se visualizar o gráfico dos dados que serão utilizados.

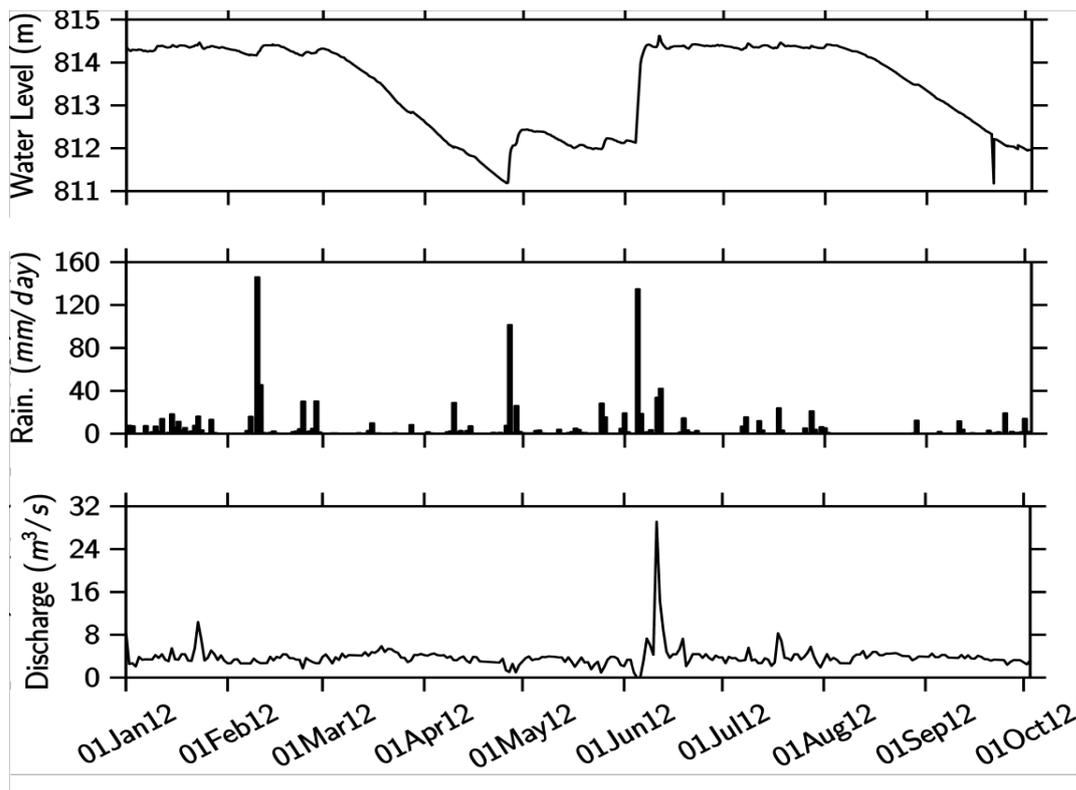


Figura 11: Nível de água, precipitação e descarga

Fonte: BERNARDO (2013)

3.1.2.2 DADOS METEOROLÓGICOS

A estação meteorológica onde foram coletados os dados para serem usados na modelagem está instalada próxima ao reservatório, medindo radiação de ondas curtas que a superfície emite, recebe, umidade, velocidade e direção do vento, precipitação e temperatura do solo. O gráfico dos dados está disponibilizado na Figura 12.

A estação foi instalada em maio de 2012, mas só entrou em operação no mês de junho de 2012. Os parâmetros citados anteriormente são obtidos a cada 2 minutos.

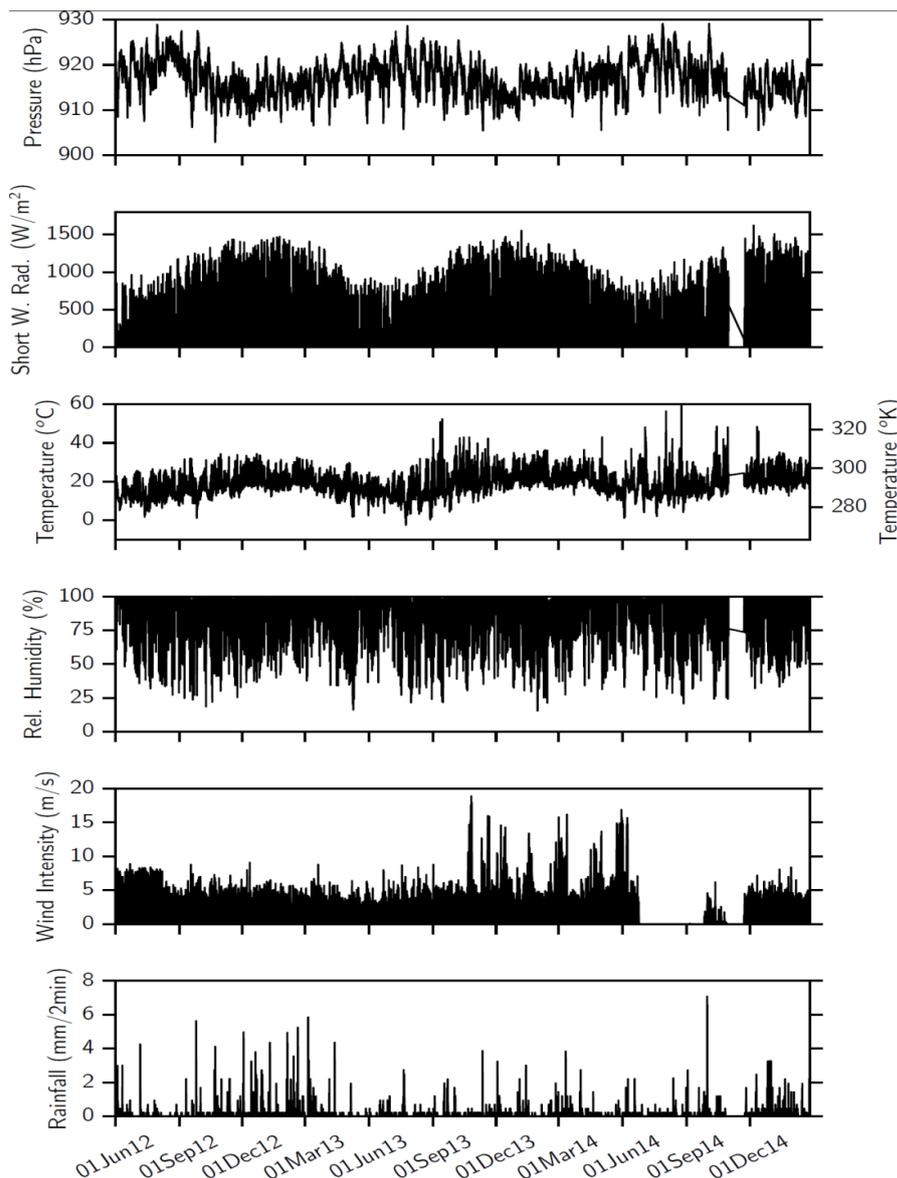


Figura 12: Dados da estação meteorológica do reservatório do Vossoroca

Fonte: BERNARDO (2013)

3.1.2.3 BATIMETRIA

A batimetria do reservatório foi realizada utilizando dois conjuntos de equipamentos, utilizando cada um duas vezes, num total de 4 amostras. O conjunto I foi EA400, Kongsber com o GPS 1200+, Leica Geosystems. O conjunto II era composto SDH-13A e o GPS com sistema cinético de tempo (BERNARDO, 2013). A Figura 13 mostra a interpolação dos dados, com resolução de 10x10m.

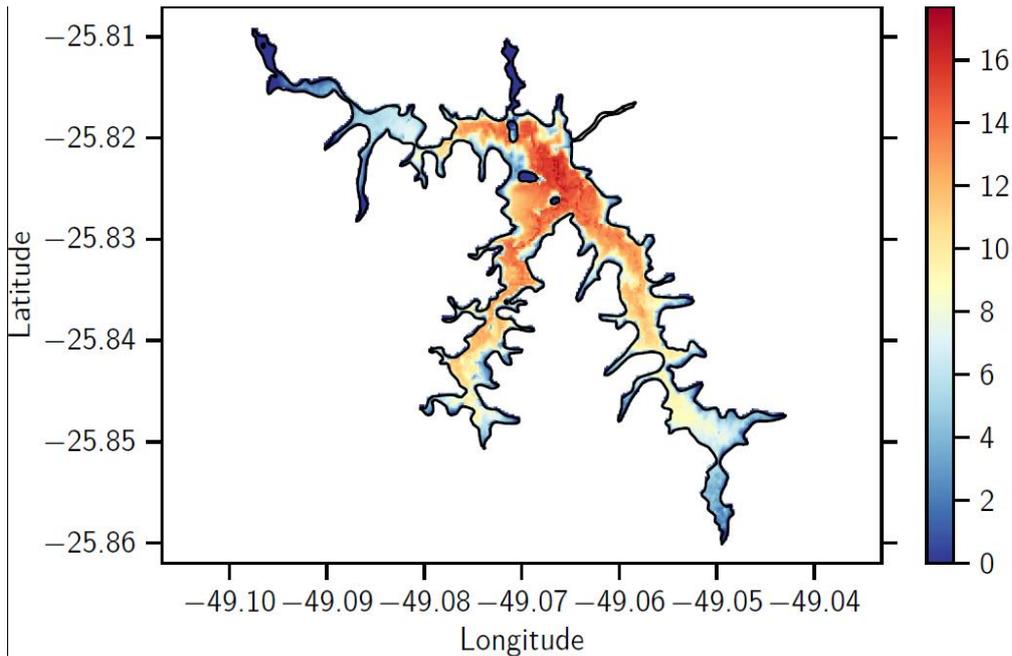


Figura 13: Batimetria do reservatório do Vossoroca. A profundidade é mostrada em metros abaixo do nível d'água.

Fonte: BERNARDO (2013)

3.1.3 SOFTWARE

O Delft3D foi desenvolvido pela empresa holandesa Deltares com o objetivo de servir como uma ferramenta multidisciplinar para abordagem de problemas de costas marítimas, rios, estuários, lagos e reservatórios. Esse modelo tem a capacidade de analisar efeitos de vazão, sedimentação, ondas, qualidade da água, desenvolvimentos morfológicos e ecologia (Delft3D *user manual*, 2012).

Esse modelo é hidrodinâmico multidimensional (2D ou 3D), cujo o qual calcula fluxos não permanentes e fenômenos de transportes que resultam de marés e efeitos meteorológicos (Delft3D *user manual*, 2012).

3.1.3.1 MODELOS MATEMÁTICOS DO DELFT3D

A equação da continuidade para profundidade descrita no Delft3D *user manual* (2012) é dada por:

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + \frac{1}{\sqrt{G_{\xi\xi}}\sqrt{G_{\eta\eta}}} \frac{\partial [(d + \zeta) U \sqrt{G_{\eta\eta}}]}{\partial \xi} + \frac{1}{\sqrt{G_{\xi\xi}}\sqrt{G_{\eta\eta}}} \frac{\partial [(d + \zeta) V \sqrt{G_{\xi\xi}}]}{\partial \eta} = (d + \zeta) Q \quad (8)$$

Onde:

$$Q = H \int_{-1}^0 (q_{in} - q_{out}) d\sigma + P - E \quad (9)$$

σ é coordenada vertical, q_{in} e q_{out} são as entradas e saídas, P é a precipitação e E é a evaporação do corpo d'água estudado. H é a profundidade de água total.

A Tabela 3 mostra as outras variáveis da equação (8).

Tabela 3: Lista de símbolos da equação da continuidade no Delft3D

ζ (m)	Nível d'água abaixo de um datum padrão
t (s)	Tempo
$\sqrt{G_{\xi\xi}}$ (m)	Coeficiente utilizado para transformar coordenada transversal para horizontal
$\sqrt{G_{\eta\eta}}$ (m)	Coeficiente utilizado para transformar coordenada horizontal para transversal
d (m)	Profundidade a baixo de um datum padrão
ξ (-)	Coordenada horizontal
U (m/s)	Velocidade média em coordenada horizontal
V (m/s)	Velocidade em coordenada transversal
η (-)	Coordenada transversal
Z (-)	Coordenada vertical
u (m/s)	Velocidade do fluido na direção x
v (m/s)	Velocidade do fluido na direção y
w (m/s)	Velocidade do fluido na direção z
P (m/s)	Precipitação
ρ_0 (kg/m ³)	Densidade de referência da água
T (°C)	Temperatura

O que a equação da continuidade nos diz, basicamente, que a variação do nível de água do reservatório será função das entradas através de precipitação e fontes de

entrada, menos a evaporação e sumidouros. Há também a variação da velocidade vertical do líquido que pode alterar em função dos efluentes e afluentes.

A equação de quantidade dada no Delft3D (2012) é:

$$\begin{aligned} \frac{\partial u}{\partial t} + \frac{u}{\sqrt{G_{\xi\xi}}} \frac{\partial u}{\partial \xi} + \frac{v}{\sqrt{G_{\eta\eta}}} \frac{\partial u}{\partial \eta} + \frac{\omega}{(d + \zeta)} \frac{\partial u}{\partial \sigma} - \frac{v^2}{\sqrt{G_{\xi\xi}}\sqrt{G_{\eta\eta}}} \frac{\partial \sqrt{G_{\xi\xi}}}{\partial \xi} + \frac{uv}{\sqrt{G_{\xi\xi}}\sqrt{G_{\eta\eta}}} \frac{\partial \sqrt{G_{\xi\xi}}}{\partial \xi} - fv \\ = - \frac{1}{\sqrt{G_{\eta\eta}}\rho_0} P_\xi + F_\xi + \frac{1}{(d + \zeta)^2} \frac{\partial}{\partial \sigma} \left(v_V \frac{\partial v}{\partial \sigma} \right) + M_\eta \end{aligned} \quad (10)$$

v_V é o coeficiente de viscosidade calculado pelo próprio programa. As variações de densidade são desconsideradas, exceto no termo P_ξ , o qual é o gradiente de pressão. F_ξ é o estresse horizontal de Reynold's e a variável M_η representa as entradas de quantidade de movimento, como afluentes e efluentes, vento e ondas. f é o parâmetro de Coriolis.

Os outros parâmetros estão elucidados na Tabela 3.

Vale lembrar também que o Delft3D *user manual* (2012) estabelece as entradas e saídas do rio como fontes de momento dado por:

$$M_\xi = q_{in}(\hat{U} - u) \quad (11)$$

onde \hat{U} é o componente da velocidade do efluente ou do afluente. Essa formula é válida para a direção x, mas é análoga para as outras dimensões.

O transporte de calor é modelado no Delft3D pela equação conservativa da advecção-difusão. Nessa equação são inclusos entradas e saídas de calor.

$$\begin{aligned} \frac{\partial(d + \zeta)T}{\partial t} + \frac{1}{\sqrt{G_{\xi\xi}}\sqrt{G_{\eta\eta}}} \left\{ \frac{\partial[\sqrt{G_{\eta\eta}}(d + \zeta)uT]}{\partial \xi} + \frac{\partial[\sqrt{G_{\xi\xi}}(d + \zeta)vT]}{\partial \eta} \right\} + \frac{\partial wT}{\partial \sigma} \\ = \frac{d + \zeta}{\sqrt{G_{\xi\xi}}\sqrt{G_{\eta\eta}}} \left\{ \frac{\partial}{\partial \xi} \left(D_H \frac{\sqrt{G_{\eta\eta}}}{\sqrt{G_{\xi\xi}}} \frac{\partial T}{\partial \xi} \right) + \frac{\partial}{\partial \eta} \left(D_H \frac{\sqrt{G_{\eta\eta}}}{\sqrt{G_{\xi\xi}}} \frac{\partial T}{\partial \eta} \right) \right\} \\ + \frac{1}{(d + \zeta)} \frac{\partial}{\partial \sigma} \left(D_V \frac{\partial T}{\partial \sigma} \right) + S \end{aligned} \quad (12)$$

onde D_h é a difusão horizontal, D_v é a difusão vertical e S é o termo onde há entradas e saídas de calor no sistema por unidade de área devido à q_{in} e q_{out} .

$$S = (d - \zeta)(q_{in}T_{in} - q_{out}T) + Q_{tot} \quad (13)$$

Adicionando a radiação solar por unidade de área (Q_{tot}), tem-se todas as entradas, saídas e transportes do nosso caso de estudo.

A equação da adveccão-difusão acima nos lembra a equação:

$$\frac{\partial T}{\partial t} + \nabla \vec{v} T = \nabla (D \nabla T) + I \quad (14)$$

onde I são as entradas e saídas no reservatório.

A diferença entre a equação 12 e 14 se dá pelo fato que o dimensionamento é feito pelas camadas horizontais, através do termo $(d + \zeta)$. Há também diferenças pelo fato da adequação computacional conter os termos $\sqrt{G_{\xi\xi}}$ e $\sqrt{G_{\eta\eta}}$, transformando coordenadas retangulares para curvilíneas.

3.1.3.1.1 DIFUSIVIDADE NO MODELO DELFT3D

Os coeficientes de difusividades horizontais e verticais são dadas no Delft3D *user manual* (2012) pelas equações:

$$D_H = D_{SGS} + D_V + D_H^{back} \quad (15)$$

$$D_V = \frac{\nu_{mol}}{\sigma_{mol}} + \max(D_{3D}, D_V^{back}) \quad (16)$$

D_{SGS} é gerado pelo programa como modelo de turbulência no sistema na escala da sub-grade do sistema do qual não é incluso na análise horizontal da grade. D_H^{back} é o coeficiente de difusão de *background* definido pelo usuário.

D_{3D} representa a difusão vertical devido a turbulência, ν_{mol} é a viscosidade cinemática da água e σ_{mol} é o numero de Prandtl para difusão de calor. D_V^{back} é a difusão vertical definida pelo usuário.

3.1.3.2 MODELO DE FLUXO DE CALOR

O software Delft3D possui diferentes formas de modelar o fluxo de calor entre a superfície do reservatório e a atmosfera, bem como o fluxo causado pela radiação solar.

No caso estudado, foi utilizado o modelo de radiação solar total. Onde se adiciona os dados de temperatura do ar, radiação solar total, cobertura de nuvens e umidade relativa. A Figura 14 simplifica os processos considerados.

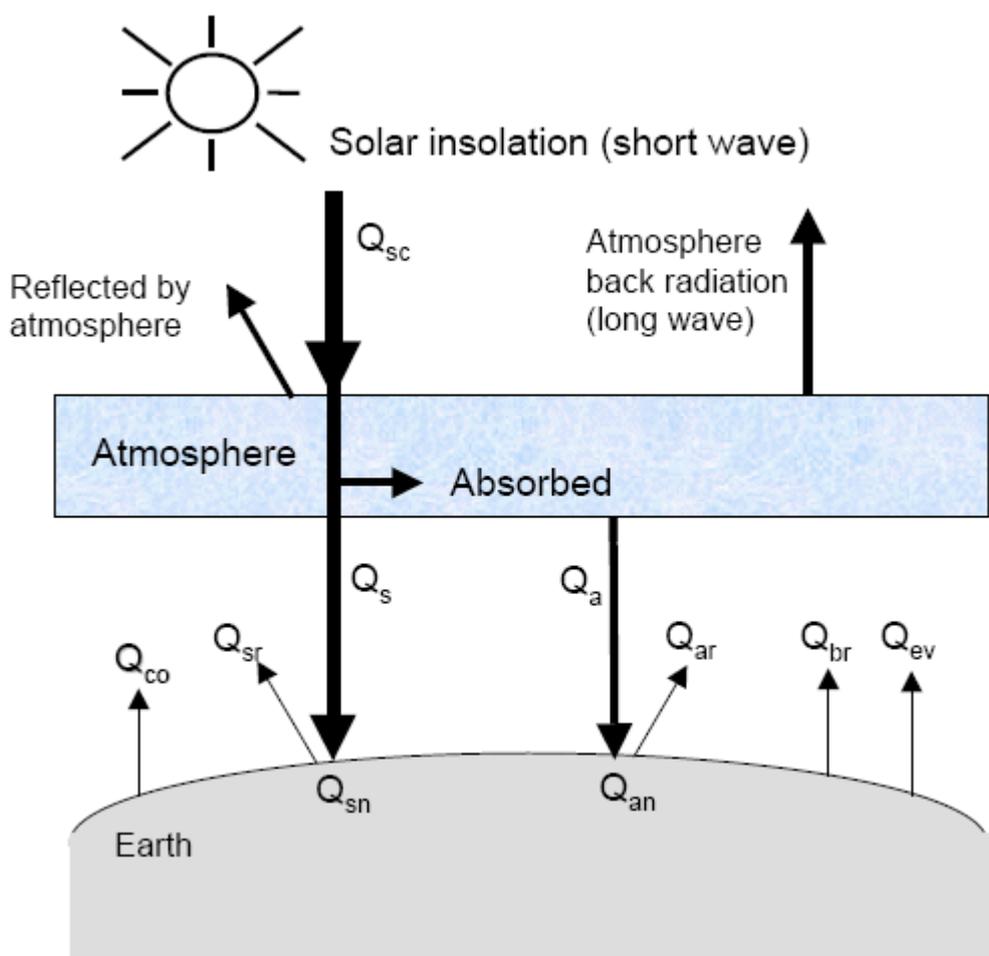


Figura 14: Modelo de fluxo de calor.

Q_{sc} é a radiação incidente para céu limpo (J/m^2s). Q_s é a radiação solar efetiva (J/m^2s). Q_{sr} é a radiação solar refletida (J/m^2s). Q_{sn} taxa de absorção da radiação solar

pelo reservatório. Q_a radiação atmosférica (J/m^2s). Q_{ar} radiação atmosférica refletida (J/m^2s). Q_{an} taxa de absorção de radiação atmosférica pelo reservatório. Q_{br} radiação emitida pelo reservatório (J/m^2s). Q_{ev} perda de calor latente pela evaporação (J/m^2s). Q_{co} perda de calor por convecção (J/m^2s).

Com os dados fornecidos, o Delft3D modela as transferências de calor. A transferência de calor na camada superior é dado por:

$$\frac{\partial T_s}{\partial t} = \frac{Q_{tot}}{\rho_w c_p \Delta Z_s} \quad (17)$$

onde $Q_{tot} = Q_{sn} + Q_{an} - Q_{br} - Q_{ev} - Q_{co}$. ρ_w é a massa específica da água (kg/m^3), c_p é a capacidade específica da água (J/kgK), e ΔZ_s é a espessura da camada superior (m).

3.2 MÉTODOS

Utilizando o *software* DELFT3D-*flow* pretendeu-se modelar a distribuição espacial e temporal de temperatura no reservatório do Vossoroça.

Primeiramente foi modelado o perfil de temperatura para um reservatório hipotético, com as dimensões médias do Vossoroça. Esse primeiro teste serviu de aprendizagem para o modelo, e também para analisar os efeitos que são observados num reservatório onde há apenas entrada de radiação solar.

Após essa sensibilização e aprendizagem, modelou-se o reservatório do Vossoroça com todos os dados batimétricos, vento, radiação solar, afluentes e efluentes e adicionou-se os processos de temperatura no modelo. Todos esses dados são não permanentes.

Para atingir a condição inicial no modelo, foi feita uma modelagem prévia, que consistiu de manter as vazões constantes ao longo de 7 dias de simulação, com dados de radiação solar e temperatura constantes e com valores iguais aos encontrados no primeiro dia de simulação (2 de junho de 2012).

A primeira simulação do reservatório do Vossoroça foi feita considerando a temperatura dos rios afluentes com os mesmos valores da temperatura do ar. Em seguida fez-se outra simulação considerando a temperatura dos afluentes como uma função da temperatura do ar, dada por:

$$T_{in} = 5 + 0,75T_{ar} \quad (18)$$

onde T_{ar} é a temperatura do ar.

Após realizar a modelagem do Vossoroça, considerando 10 camadas equidistantes para a coluna d'água, gerou-se um outro modelo, não mais com camadas equidistantes.

Entre a superfície e 3 metros, foram introduzidas 4 camadas devido a característica de a difusividade normalmente ser maior próximo a superfície devido as condições de contorno na superfície. Entre os 3 metros e os 8 metros são introduzidas 5 camadas, entre a cota de 8 metros e o fundo do reservatório (16 metros) há apenas 1 camada, como mostra a Figura 15.

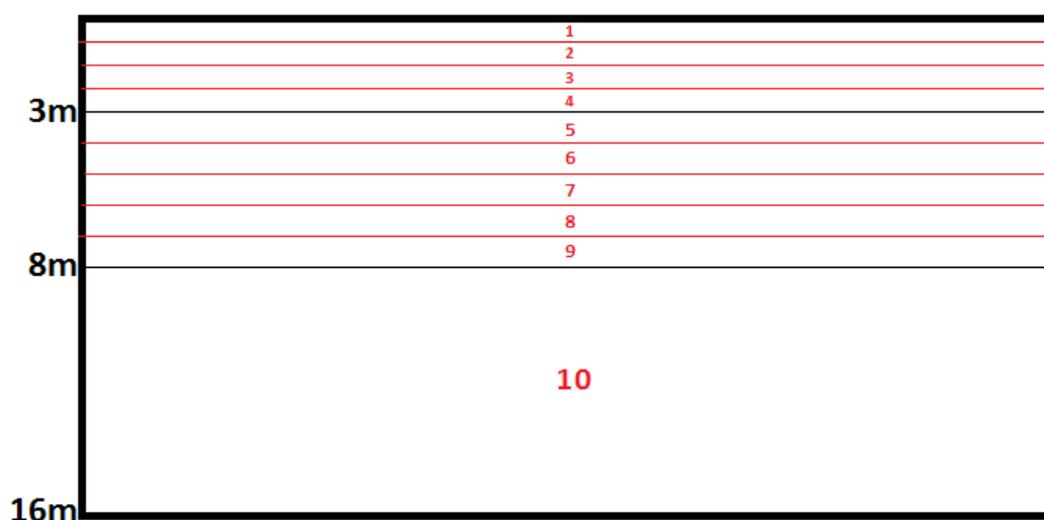


Figura 15: Divisão das camadas em nova modelagem.

Para análise temporal e espacial, as condições de contorno foram pós processados com parâmetros estatísticos e gráficos.

Após modelado o cenário do Vossoroca com 10 camadas equidistantes, foi feito também o processamento dos dados obtidos, através do programa MATLAB e da linguagem Python.

3.2.1 CÁLCULO DOS ÍNDICES FÍSICOS

Alguns indicadores físicos relacionam a estratificação térmica com o empuxo, forças desestabilizadoras (que adicionam quantidade de movimento ao sistema) e auxiliam na caracterização e identificação de períodos de mistura e de estratificação da coluna d'água (POLLI, 2014). Na presente análise, foram considerados número do Lago, número de Wedderburn, número de Froude, frequência de Brunt-Väisälä e o cálculo de ΔT .

O número do Lago é um índice que descreve os processos relevantes para a mistura induzido pela ação do vento e é dado por (POLLI, 2014):

$$L_N = \frac{S_t(Z_e+Z_h)}{2\rho_h u^{*2} A_s^{1/2} Z_v} \quad (19)$$

onde S_t é a estabilidade de Schimidt, que relaciona a resistênciã à mistura mecânica devido à energia potencial da coluna d'água estratificada, Z_e é a espessura do epilímnio e Z_h é a espessura do hipolímnio (POLLI, 2014). u^* é a velocidade de atrito do vento, A_s é a área da superfície do reservatório e $Z_v = \int_0^{Z_D} z A_z dz / \int_0^{Z_D} A_z dz$ (READ et al., 2011) e $A_s^{1/2}$ representa uma estimativa da pista de vento do reservatório. Se $L_N > 1$, a estratificação é forte e minimiza qualquer distúrbio produzido pelo vento na superfície e $L_N < 1$ indica estratificação fraca, com potencial para mistura (IMBERGER; PATTERSON, 1989).

O número de Wedderburn relaciona a força de empuxo com a força desestabilizadora do vento e é dado por (POLLI, 2014):

$$W = \frac{g'}{L} \left(\frac{Z_e}{u^*} \right)^2 \quad (20)$$

L é a pista de vento, g' é a gravidade reduzida: $g' = (\Delta\rho/\rho_0)g$, no qual ρ_0 é a massa específica da água no fundo do reservatório. Se $W \ll 1$, o aprofundamento da camada de mistura é dominado pela produção interna de turbulência. Nesse caso, pode ocorrer ressurgência na região de início dos ventos e fortes gradientes na região oposta (IMBERGER et. al., 1989). Caso $W \gg 1$, a inclinação das isotermas devido à ação do vento é pequena e as variações horizontais são negligenciáveis (IMBERGER et. al. 1989).

Os números do Lago e de Wedderburn são definidos de maneira similar, são uma relação entre o empuxo e a força desestabilizadora agindo no reservatório, o vento. No entanto, o segundo descreve a possibilidade de ressurgência de águas do metalímnio, enquanto o número do Lago descreve o potencial de ressurgência das águas do hipolímnio (POLLI, 2014).

A intensidade da estabilidade local de estratificação de massa específica pode ser quantificada pela frequência de Brunt-Wäisälä (N), definido como (WÜEST, LORKE, 2009):

$$N^2 = -\frac{g}{\rho_{w0}} \frac{\partial \rho}{\partial z} \quad (21)$$

onde z é a dimensão vertical (m), g é a aceleração da gravidade (m/s^2), ρ_{w0} é a massa específica da água (a uma temperatura T_0) (kg/m^3). Se $\frac{\partial \rho}{\partial z} < 0$ a estratificação é estável e se $\frac{\partial \rho}{\partial z} > 0$, a estratificação é instável.

O número de Froude pode ser calculado no afluente e no efluente. Para o cálculo do afluente tem-se:

$$F_{r_i} = \frac{Q_{in}}{g_i^{1/2} h^{3/2} B} \quad (22)$$

onde g_i' é a gravidade reduzida entre a água do reservatório e a água do rio (m/s^2), B é a largura média do rio e h é a profundidade média do rio (m). Se $F_{r_i} \ll 1$, então a água que entra não gera grandes movimentos verticais (FISCHER et. al., 1981).

O número de Froude da vazão de saída do reservatório permite avaliar se esta vazão afetará a estrutura da coluna estratificada, em que $u = Q_{out}/A = Q_{out}/(H^2)$ (POLLI, 2014). A relação é dada por:

$$F_{r_0} = \frac{Q_{out}}{H^2 g_i^{1/2} H^{1/2}} \quad (23)$$

onde H é a profundidade do reservatório e a gravidade reduzida é calculada com base na água da superfície e do fundo do reservatório. Se $F_{r_0} \approx 1$, a vazão de saída não influencia toda a espessura da coluna d'água, mas apenas uma parte (FERNANDEZ et. al., 2010).

O gráfico de ΔT é obtido calculando a diferença da temperatura da superfície pela temperatura do fundo do reservatório.

4 CONFIGURAÇÃO DO MODELO

4.1 CONDIÇÕES DE CONTORNO

No Delft3D adiciona-se o domínio do sistema a ser modelado. Nele estão inclusos dados de batimetria e dados sobre a grade a ser utilizada, que no presente estudo foi de 15m por 15m, e 10 camadas de profundidade. Já os dados de batimetria estão disposto na Figura 16. A batimetria do reservatório é representada pela cor e pela legenda. Mostra-se também na figura os pontos de observação e as condições de contorno do sistema, as entradas e saídas, sendo Vossoroca, São João e São Jãozinho rios afluentes e a saída é o efluente do reservatório, e uma representação do vento ($U(t)$) e da radiação solar incidente ($q(t)$) .

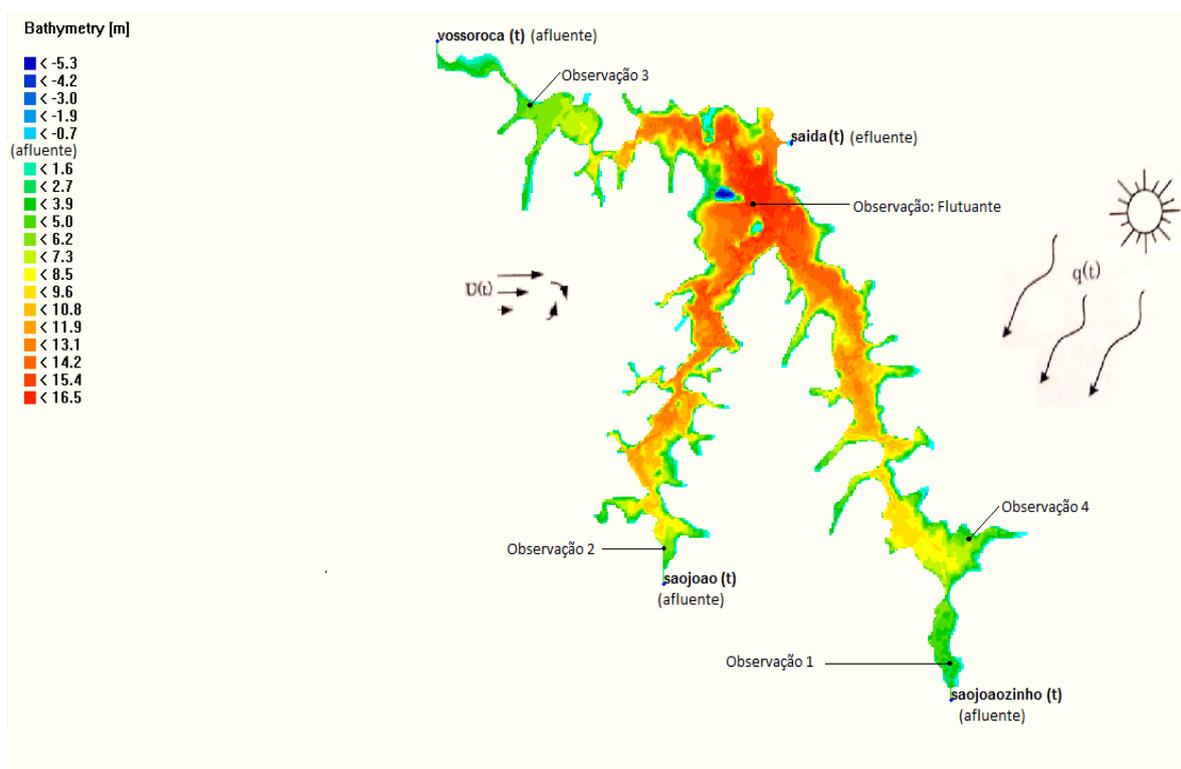


Figura 16: Batimetria do reservatório do Vossoroca, com os pontos afluentes e efluente, pontos de observação e representação de vento e radiação solar.

Para a modelagem, foram utilizados dados do dia 2 de junho de 2012 às 00:00h até o dia 3 de outubro de 2012 às 00:00h, totalizando 123 dias de modelagem. O passo de tempo da modelagem foi de 0,5 minutos.

Os dados meteorológicos foram disponibilizados de 2 em 2 minutos, enquanto os dados de nível e vazões foram disponibilizados por médias diárias.

Para a plotagem gráfica, utilizou-se linguagem Python para calcular as médias diárias.

O gráfico da Figura 17 foi plotado com os dados de médias diárias de vazões afluentes ao reservatório e efluentes.

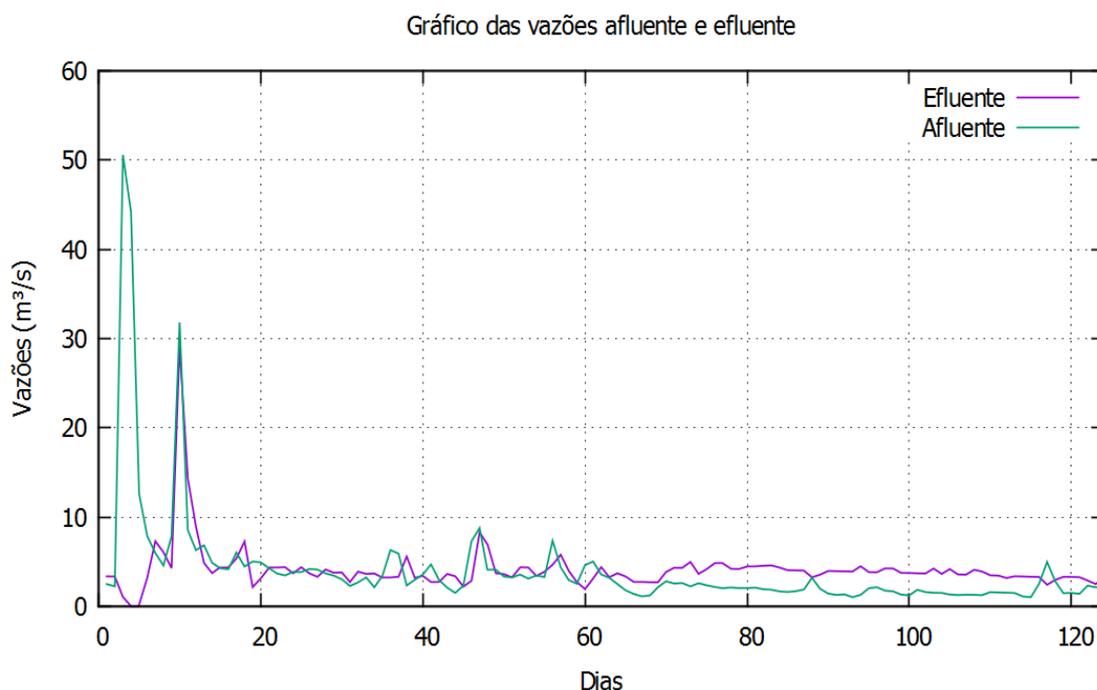


Figura 17: Gráfico de vazões afluentes e efluentes.

Calculando as vazões diárias sendo constantes ao longo do dia, e somando todos os dias de simulação do modelo encontrou-se 43,79 milhões de m^3 de vazão de efluente, e 42,83 milhões m^3 de vazões afluentes. Uma diferença de -952,99 mil m^3 em 123 dias. Portanto o reservatório nesse período está esvaziando à uma taxa de 7,75 mil m^3 por dia.

A Tabela 4 mostra os dados estatísticos para os valores dos rios afluentes e efluentes observados no período modelado:

Tabela 4: Dados estatísticos das vazões afluentes e efluentes

Dado estatístico (afluente)	valor
Média (m^3/s)	4,07

Desvio Padrão (m ³ /s)	6,49
Valor máximo observado (m ³ /s)	50,57
Valor mínimo observado (m ³ /s)	1,00
Dado estatístico (efluente)	valor
Média (m ³ /s)	4,09
Desvio Padrão (m ³ /s)	2,74
Valor máximo observado (m ³ /s)	29,11
Valor mínimo observado (m ³ /s)	0,00

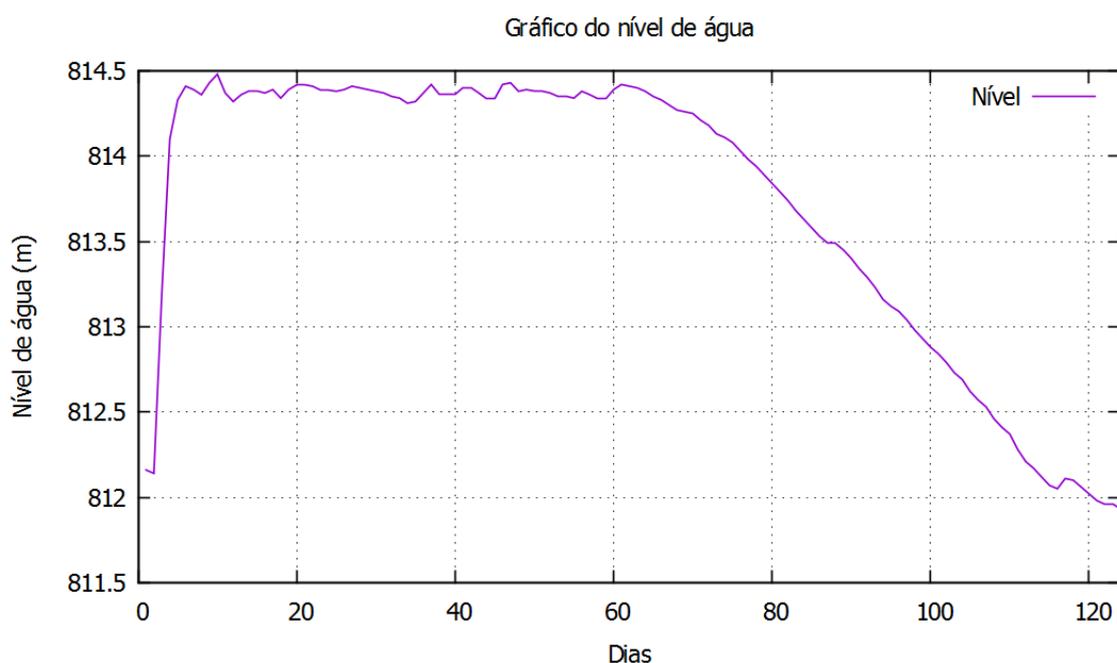


Figura 18: Gráfico do nível d'água.

Podemos observar os dados de vazões obtidos no reservatório do Vossoroca e comparar com a Figura 18: Gráfico do nível d'água. É analisar o pico de vazão afluente no dia 3 e 4, o que levou a um aumento rápido no nível do reservatório. Após esse aumento repentino na vazão afluente, o nível manteve-se constante até o 61º dia de modelagem, quando a vazão efluente passa a se manter mais elevada que a vazão afluente.

A Tabela 5 mostra os dados estatísticos para os valores do nível do reservatório observados no período modelado:

Tabela 5: Dados estatísticos do nível d'água.

Dado estatístico	valor
Média (m)	813,74

Desvio Padrão (m)	0,84
Valor máximo observado (m)	814,48
Valor mínimo observado (m)	811,96

Do 62º dia, até o último dia de modelagem (123º dia) o nível manteve-se em queda, o que está de acordo com as vazões medidas.

O gráfico de radiação solar incidente da Figura 19, plotado junto à linearização do mesmo (método dos mínimos quadrados) nos mostra que a radiação solar aumentou significativamente ao longo do período modelado. O que está de acordo com o esperado, pois a modelagem inicia-se quase no inverno (dia 2 de junho de 2012), e vai até o dia 3 de outubro de 2012, início da primavera.

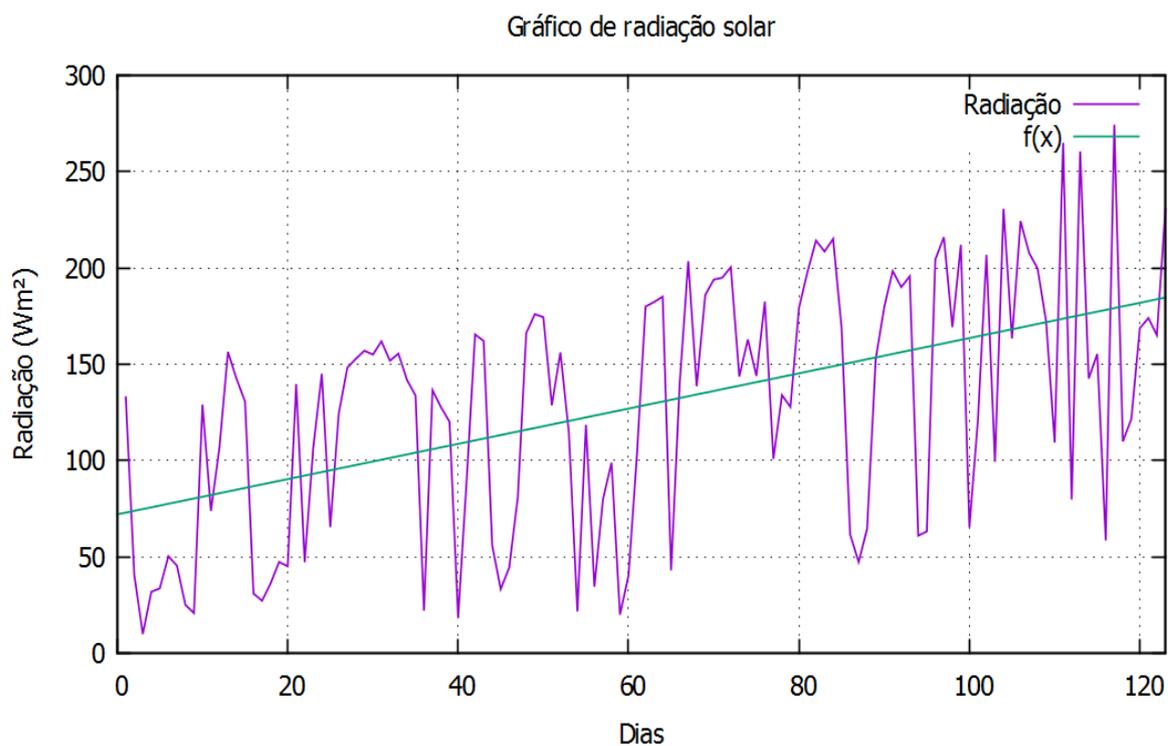


Figura 19: Gráfico de radiação solar incidente.

Com o aumento da radiação solar incidente nos corpos d'água, espera-se também o aumento da temperatura do ar e da água.

A Tabela 6 mostra os dados estatísticos para os valores de radiação observados no período modelado:

Tabela 6: Dados estatísticos da radiação solar incidente.

Dado estatístico	valor
Média (Wm^2)	128,72
Desvio Padrão (Wm^2)	64,30
Valor máximo observado (Wm^2)	274,34
Valor mínimo observado (Wm^2)	9,79

No gráfico da Figura 20 podemos ver a mudança na temperatura do ar e a linearização dos dados coletados ($f(x)$) e em seguida a tabela dos dados estatísticos do mesmo. É possível, assim como para radiação, identificar o aumento da temperatura ao longo do período de modelagem.

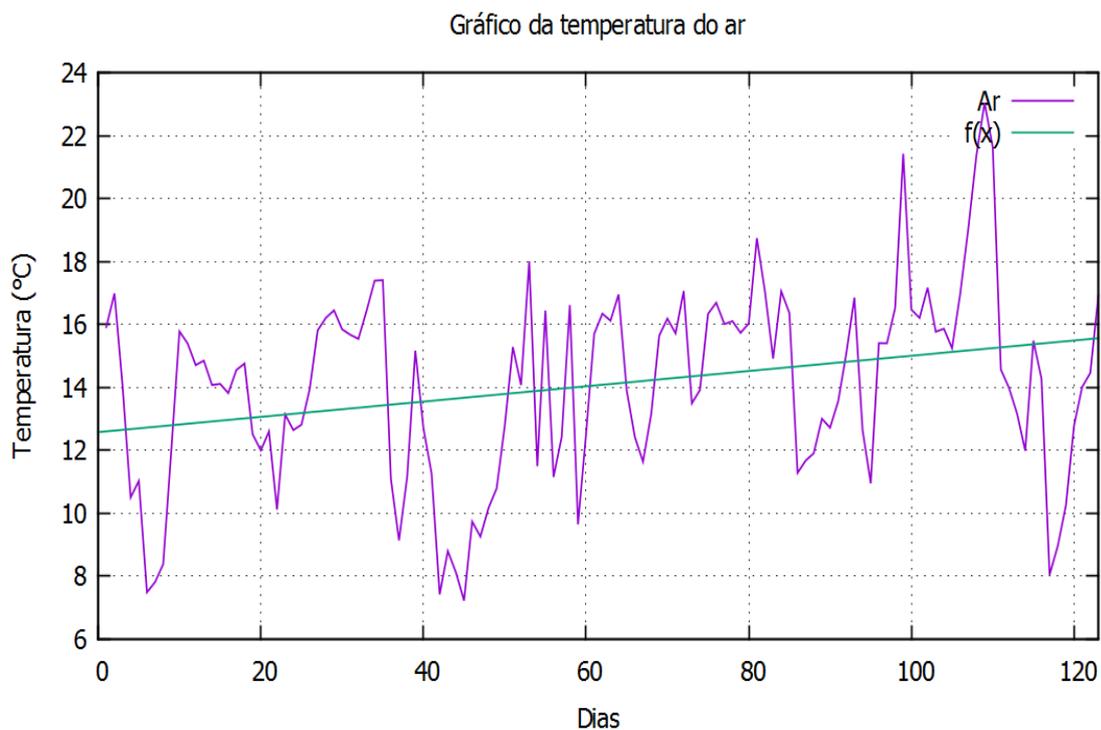


Figura 20: Gráfico de temperatura do ar.

Tabela 7: Dados estatísticos da temperatura do ar

Dado estatístico	valor
Média (°C)	14,07
Desvio Padrão (°C)	3,08
Valor máximo observado (°C)	23,04
Valor mínimo observado (°C)	7,22

Como não há dados de temperatura do rio para o período modelado, optou-se por utilizar a equação do modelo SWAT que relaciona dados de temperatura do ar (T_{ar} em °C) com a temperatura da água (T_{in} em °C) de acordo com NEITSCH et al. (2009):

$$T_{in} = 5 + 0,75T_{ar} \quad (24)$$

O gráfico abaixo mostra a variação nos dados de entrada de temperatura afluyente:

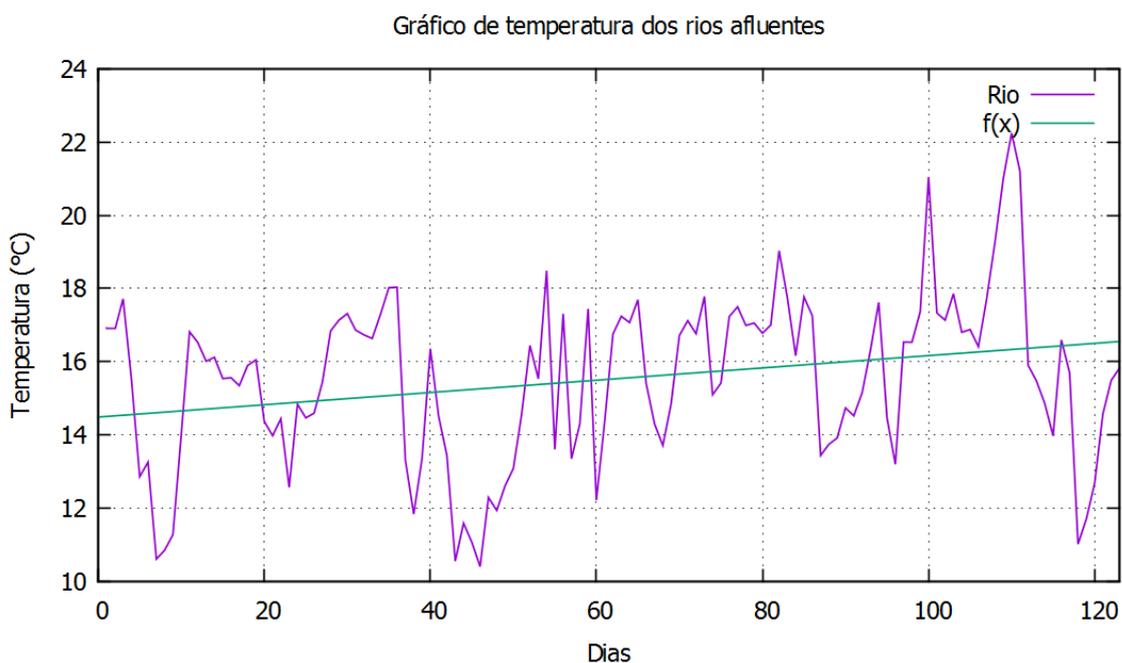


Figura 21: Gráfico de temperatura dos rios afluentes.

Em seguida apresenta-se a tabela de dados estatísticos para a temperatura do rio afluyente calculada:

Tabela 8: Dados estatísticos da temperatura dos afluentes.

Dado estatístico	valor
Média (°C)	15,53
Desvio Padrão (°C)	2,30
Valor máximo observado (°C)	22,25
Valor mínimo observado (°C)	10,40

Os modelos feitos no Delft3D-*flow* tem a possibilidade de considerar 6 fatores (salinidade, temperatura, poluidores e traçadores, sedimentos, vento e onda), contudo, na modelagem que se fez restringiu-se os processos apenas para

temperatura e vento, pois são os fatores que estão presentes e que mais influenciam a dinâmica térmica (Não há salinidade nem ondas consideráveis).

Foi feito o aquecimento do modelo para fornecer as condições iniciais do problema e estabilizar o modelo.

Ao adicionar os dados de vazões afluentes do sistema, considerou-se que cada rio afluente (Vossoroca, São João e São Joãozinho) contribuía para a vazão total como uma porcentagem referente a área de drenagem da bacia de cada rio. Essas porcentagens eram 16%, 56% e 28%, respectivamente. Os dados de temperatura do rio foram feitos através da equação 24. Todos esses dados foram adicionados como médias diárias, totalizando 123 medidas.

Para os parâmetros físicos, consideraram-se as constantes gravitacional ($9,81 \text{ m/s}^2$), massa específica da água (1000 kg/m^3), densidade do ar ($1,2 \text{ kg/m}^3$) e salinidade (0,0 ppt).

Para calcular o arrasto na superfície do corpo d'água causado pelo vento, é possível adicionar os coeficientes para esse cálculo. Contudo deixou-se esses coeficientes como *default* do modelo, ou seja, é uma função linear, onde o coeficiente para uma velocidade do vento de 0,0 m/s é de 0,00063 e para 100m/s 0,00723.

O coeficiente de Manning foi dito como uniforme com valor de 0,02. E viscosidade horizontal de Eddy, viscosidade vertical de Eddy e difusividade horizontal de eddy iguais a $0 \text{ m}^2/\text{s}$, $0 \text{ m}^2/\text{s}$ e $10 \text{ m}^2/\text{s}$, respectivamente. O modelo de turbulência em 3 dimensões foi o k- ϵ , que é usado para simular características do escoamento médio de um escoamento turbulento.

Já para o modelo de fluxo de calor, usou-se o modelo de radiação solar total, que requer dados de área superficial de água (3 km^2), cobertura de nuvens (que foi feito uma média no período para a região de Curitiba, sendo o valor igual a 70%), e os dados de radiação, umidade relativa e temperatura do ar. Esses últimos 3 parâmetros foram disponibilizados valores a cada 2 minutos. Assim como para os dados de velocidade do vento e direção, que foram considerados uniformes para todo o reservatório. Todas as interpolações foram lineares.

4.2 CONDIÇÕES INICIAIS

Para aquecimento do modelo, usou-se os primeiros dados das séries, ou seja, para temperatura do ar, radiação incidente, direção do vento, intensidade do vento e umidade do ar foram utilizados dados do dia 2 de junho de 2012, às 00:00. Enquanto vazões e temperatura do afluente foram utilizados as médias diárias do dia 2 de junho de 2012.

O objetivo dessa estratégia é que todos os parâmetros do sistema se estabilizem, e ao começar a modelagem propriamente dita todos os parâmetros estarão com valores próximos aos encontrados em campo.

Para o aquecimento que se deu, foram mantidos constantes todos as condições de contorno, como temperatura dos rios afluentes ($15,89^{\circ}\text{C}$), temperatura do ar ($11,7^{\circ}\text{C}$), radiação solar (133 Wm^2), vento ($2,3 \text{ m/s}$ e $92,7^{\circ}$). As condições iniciais do aquecimento foram temperatura inicial de $15,89^{\circ}\text{C}$ e $2,54\text{m}$ de nível d'água. Para todas as constantes foram mantidos os mesmos valores do modelo. Já as vazões foram mantidas constantes e o nível do reservatório foi forçado a não alterar, fazendo com que as vazões afluentes fossem iguais a vazão efluente.

O gráfico da Figura 22 e Figura 23 mostra que a homogeneização do reservatório após o aquecimento não foi atingido. Isso se deve ao fato de a água perder calor para o ar, que é mantido a uma temperatura mais abaixo da do rio. Com isso quanto mais afastado das entradas, mais fria estará a água.

Essa característica é um erro do aquecimento. Devendo ser corrigida para posteriores estudos.

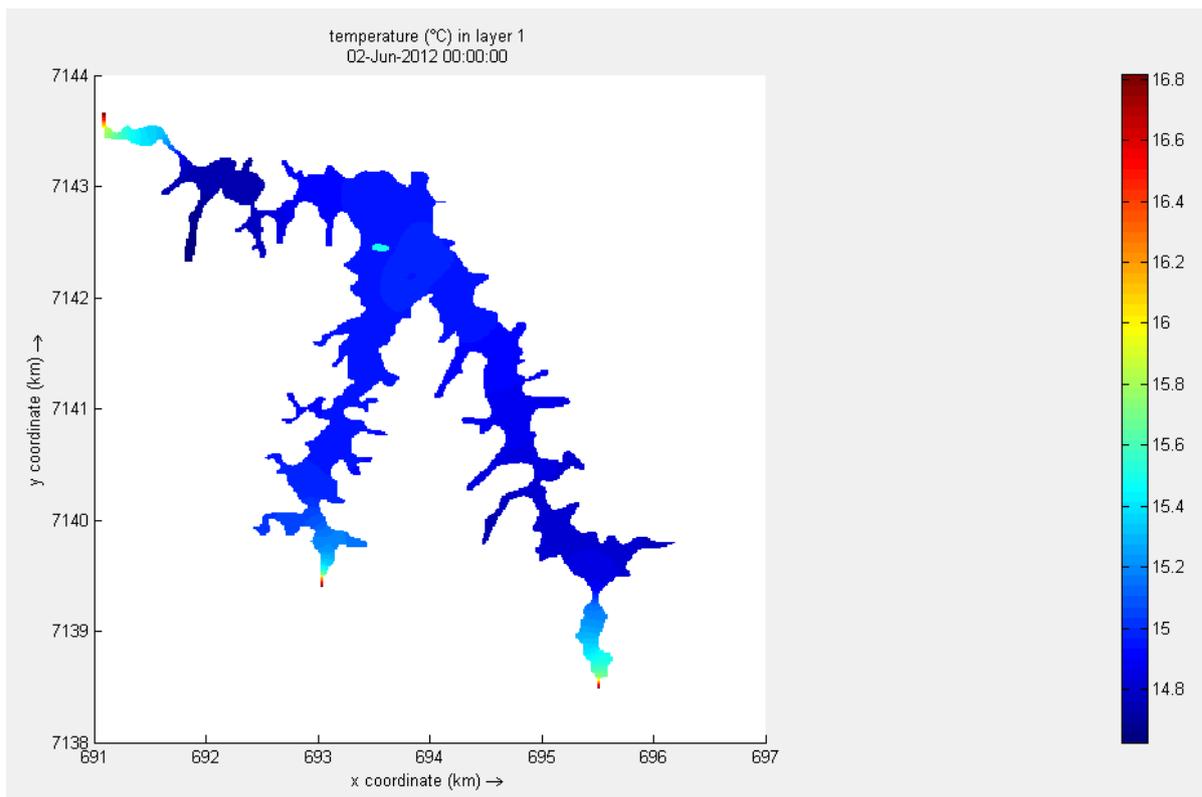


Figura 22: Campo de temperatura na superfície (aquecimento).

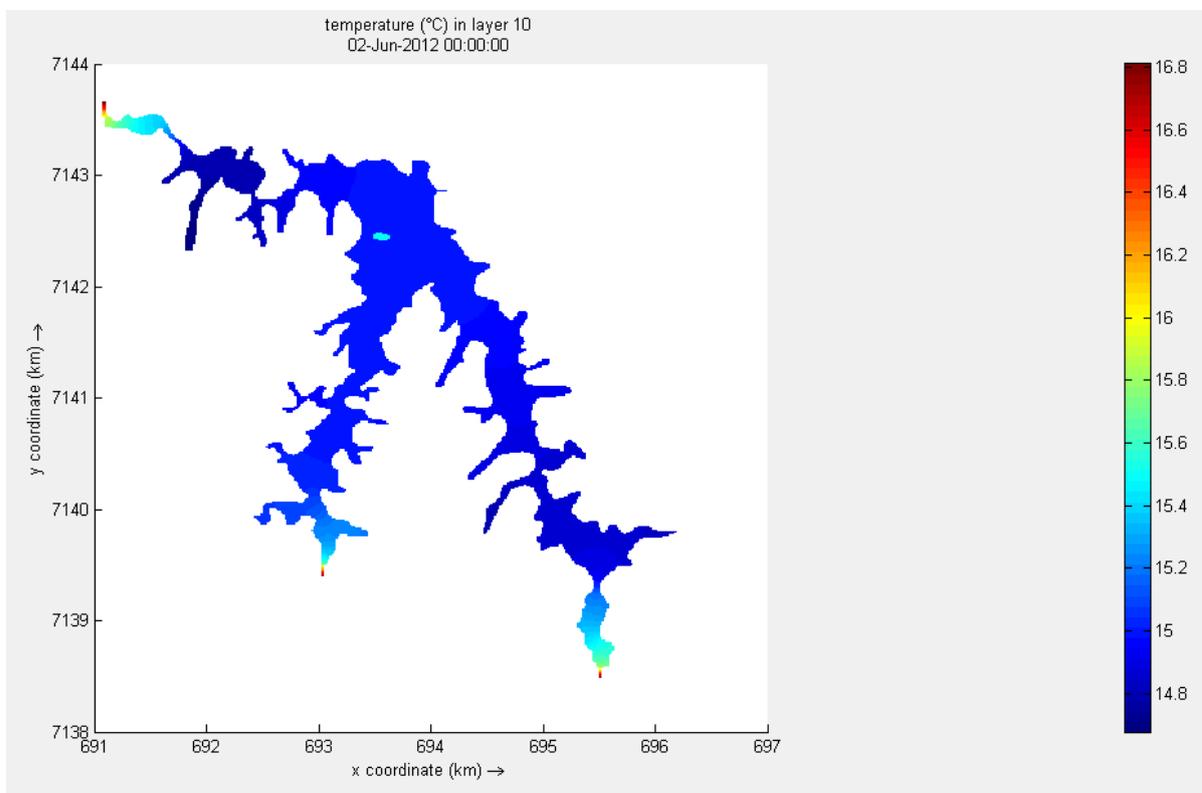


Figura 23: Campo de temperatura no fundo (aquecimento).

A Figura 24 demonstra que a condição inicial desejada não foi atingida. Não há estratificação no modelo e há um déficit energético no sistema.

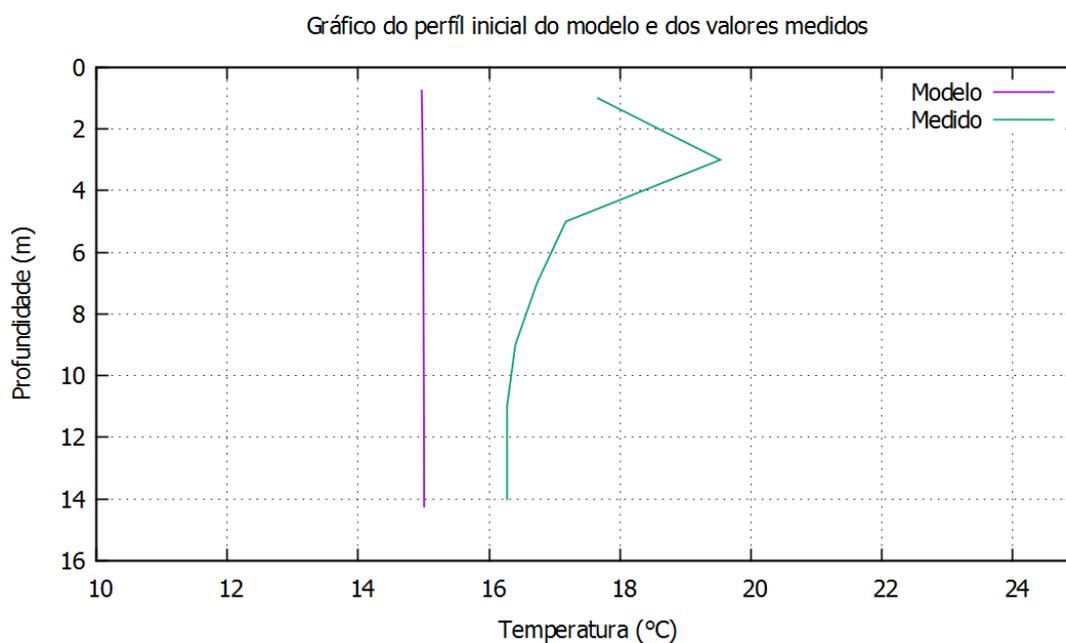


Figura 24: Perfil de temperatura no flutuante (medido e calculado) ao início da modelagem.

5 RESULTADOS

Após feita a modelagem, obteve-se os perfis, mapas hidrodinâmicos e térmicos.

5.1 HIDRODINÂMICO

A Figura 25 apresenta novamente a batimetria do Vossoroca com as zonas de *zoom 1* (Figura 26, Figura 27) e *zoom 2* (Figura 28, Figura 29).

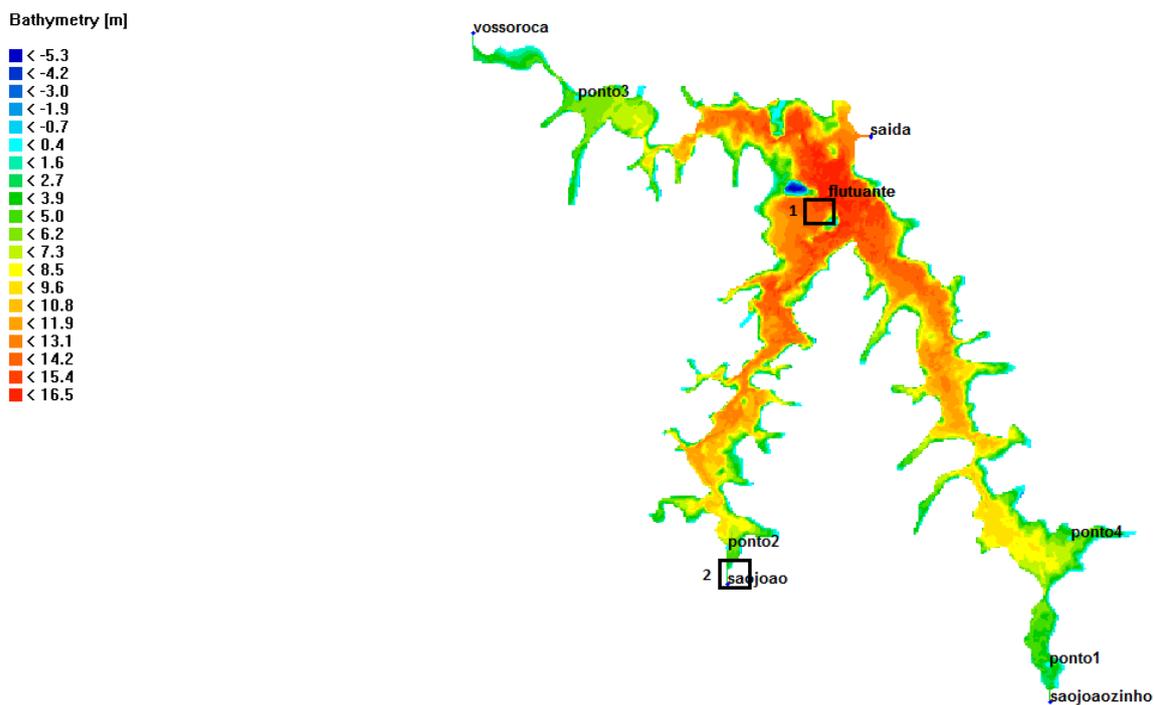


Figura 25: Batimetria com regiões de zoom.

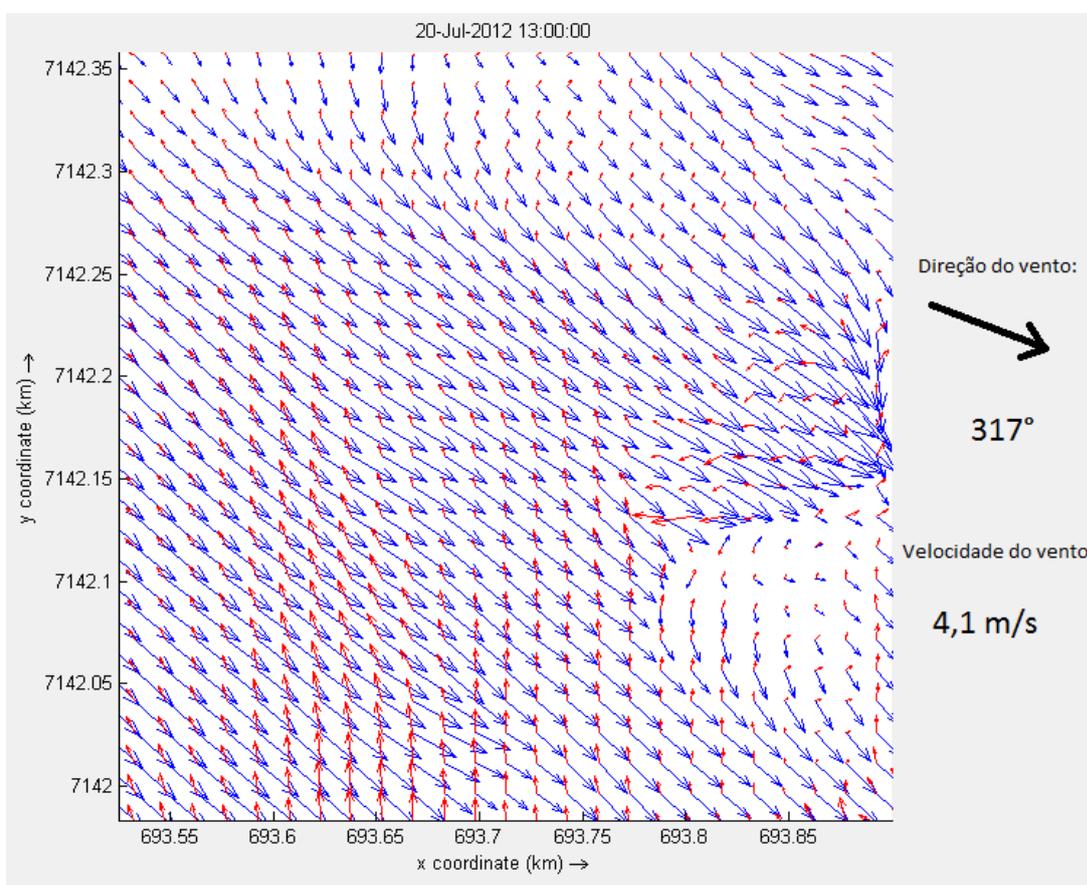


Figura 26: Campo de velocidade do reservatório (20/07/2012).

Esse mapa da Figura 26, apresenta uma intensidade de vento igual a 4,1 m/s, que considerando a série utilizada (onde a velocidade máxima do vento registrada foi 9,1 m/s e a média foi de 1,1 m/s), pode ser considerada como moderada. A direção do vento foi de 317°, onde 0° é a direção de Norte para Sul, e o valor é crescente no sentido horário. As setas azuis representam o campo de velocidade na superfície, já as setas vermelhas representa o campo de velocidade no fundo do reservatório. Podemos ver que há uma forte indução na velocidade e direção de movimentação do fluido na superfície.

Já o mapa da Figura 27 apresenta velocidade do vento de 0,0 m/s, o que pode-se analisar que os campos de velocidade do fundo e da superfície coincidem muito bem.

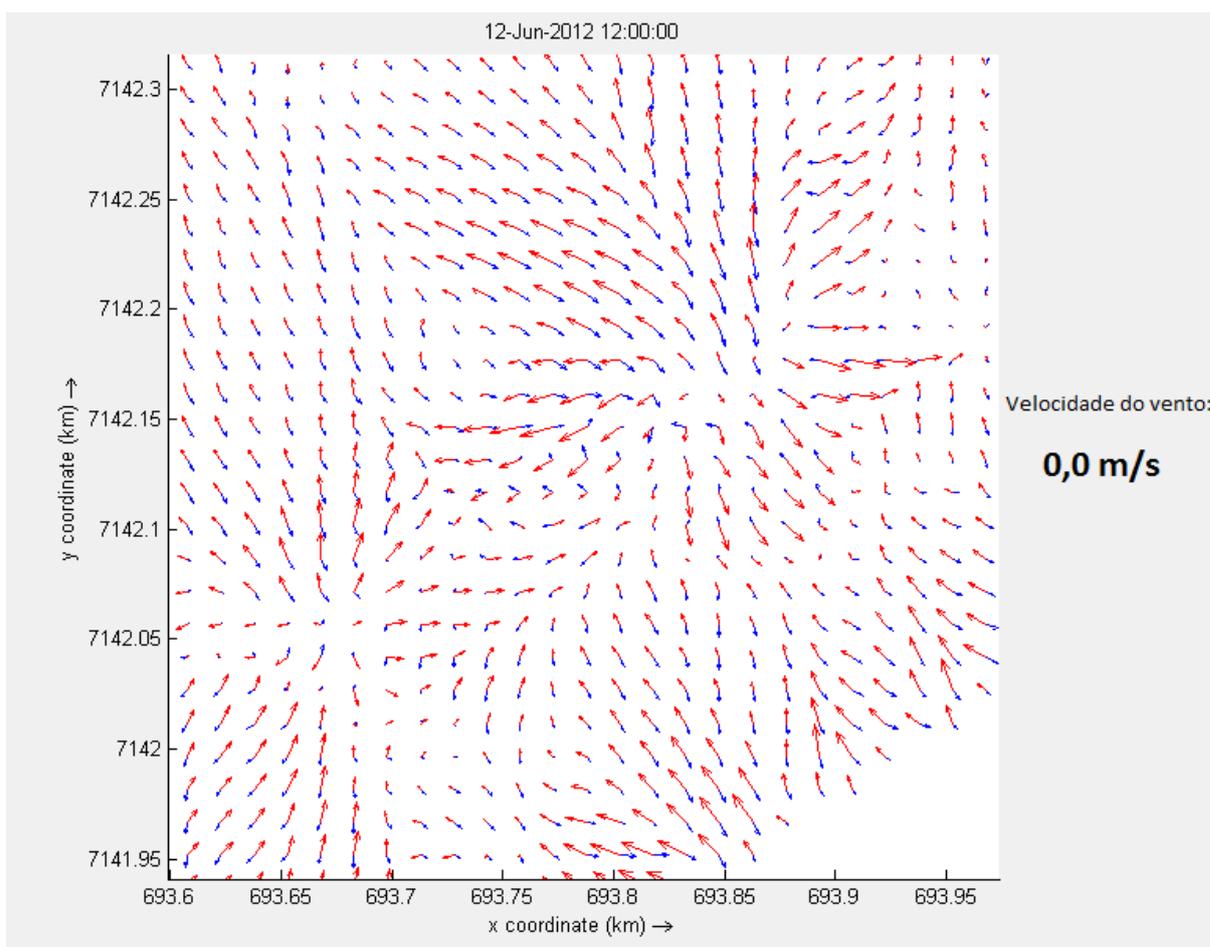


Figura 27: Campo de velocidades do reservatório (22/06/2012).

Foram apresentados instantes de tempo específicos para analisar a variabilidade vertical do campo de velocidade numa situação com vento forte e fraco no mesmo local. Isto é importante para analisar os processos advectivos que não são considerados nos modelos 1D. Pode-se averiguar que realmente existe uma circulação 3D não uniforme (tanto na horizontal devido a batimetria, como na vertical devido a circulação geral no reservatório forçado pelo vento).

Podemos ver que o vento adiciona quantidade de movimento suficiente para mudar os campos de velocidade no reservatório, causando mistura do mesmo.

Com o objetivo de analisar a circulação próximo as entradas, foram obtidos os mapas na entrada São João. O mapa da Figura 28 do dia 4 de junho de 2012 apresenta vazão afluente de $28,3 \text{ m}^3/\text{s}$, temperatura do rio de $17,7 \text{ }^\circ\text{C}$. Já no dia 15 de julho de 2012, a vazão afluente do rio São João foi de $0,828 \text{ m}^3/\text{s}$ e temperatura de $11,6^\circ\text{C}$.

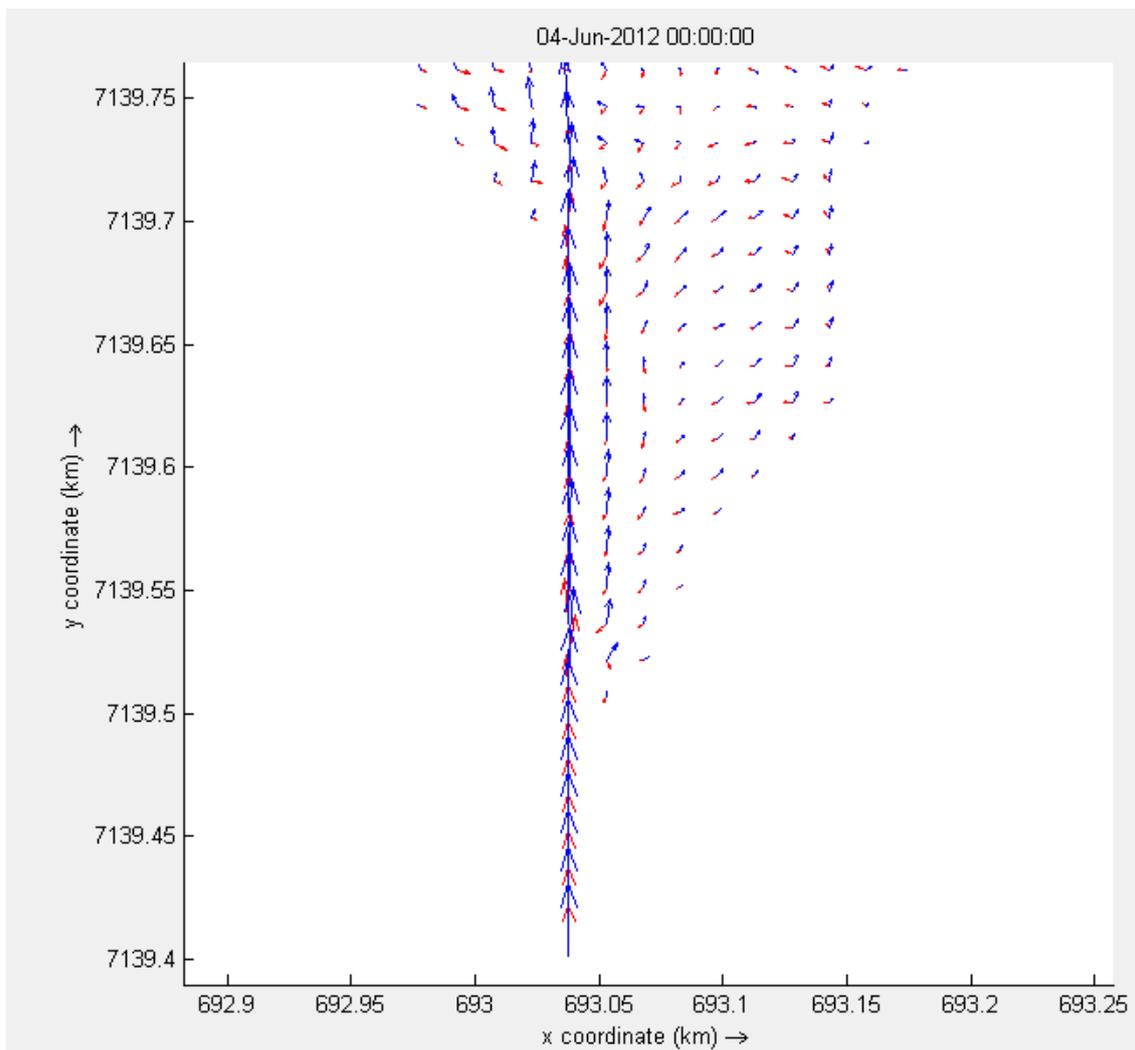


Figura 28: Mapa de velocidades próximo a entrada do São João (04/06/2012).

A temperatura no ponto de observação 1 (próximo a saída do rio São João) para o dia 4 de junho está em torno de $16,4^{\circ}\text{C}$, fazendo com que a água de entrada esteja menos densa que a água que já está no reservatório, por tanto essa entrada se dá pelas camadas mais próximas à superfície.

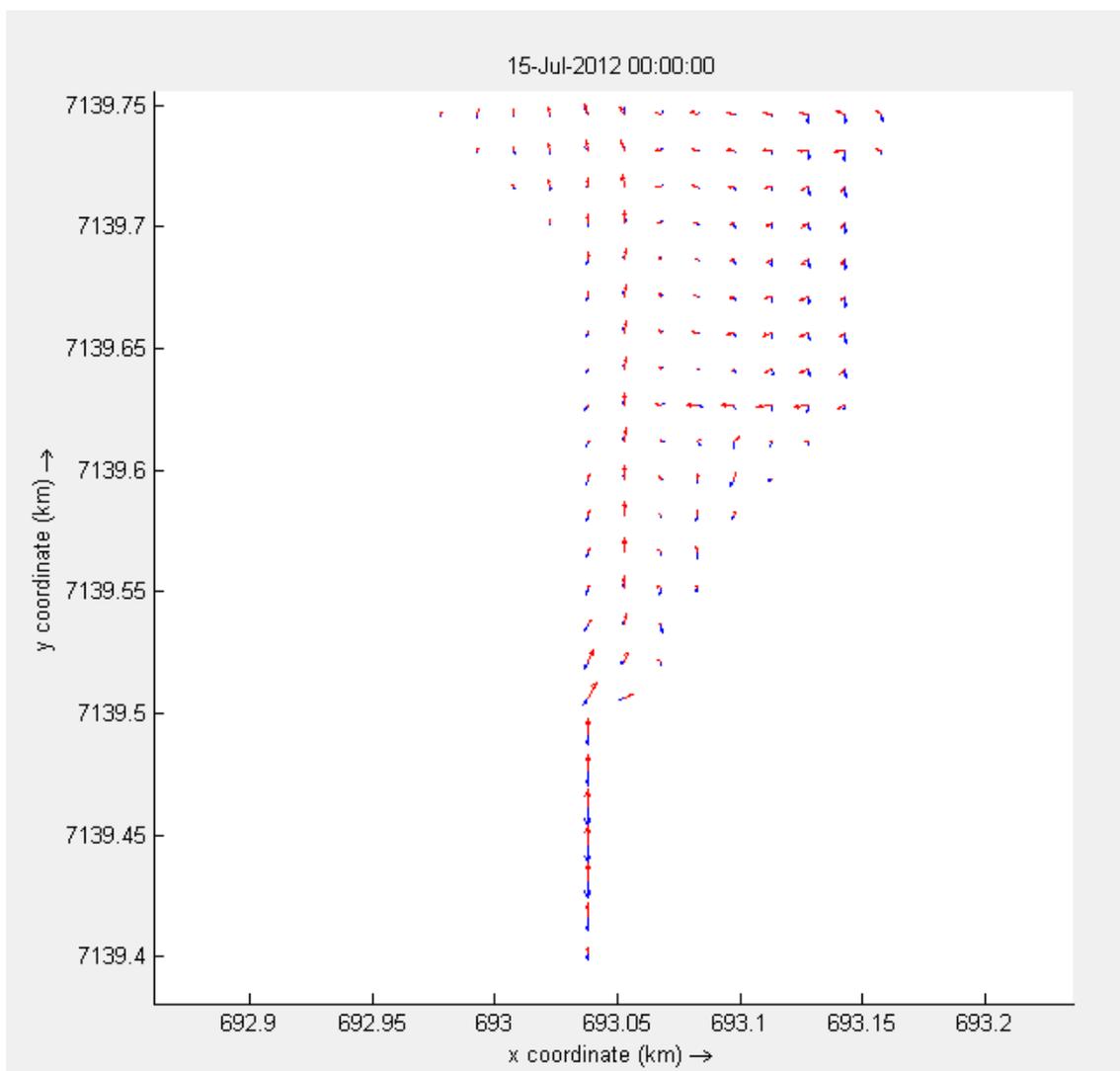


Figura 29: Mapa de velocidades próximo a entrada do São João (15/07/2012).

A temperatura no ponto de observação 1 para o dia 15 de julho na Figura 29 está em torno de $13,7^{\circ}\text{C}$, por conta da diferença de temperatura entre o reservatório, e a água mais fria do afluente, o fluxo de água nas camadas mais abaixo é maior.

5.2 TÉRMICO

O gráfico que se segue apresenta dados modelados e medidos para comparações. Todos os dados são da superfície.

É possível identificar uma grande discrepância entre o dado “flutuante”, que foi modelado pelo programa, e o dado “medido_no_flutuante” que são os valores obtidos em campo pelo flutuante no período em questão.

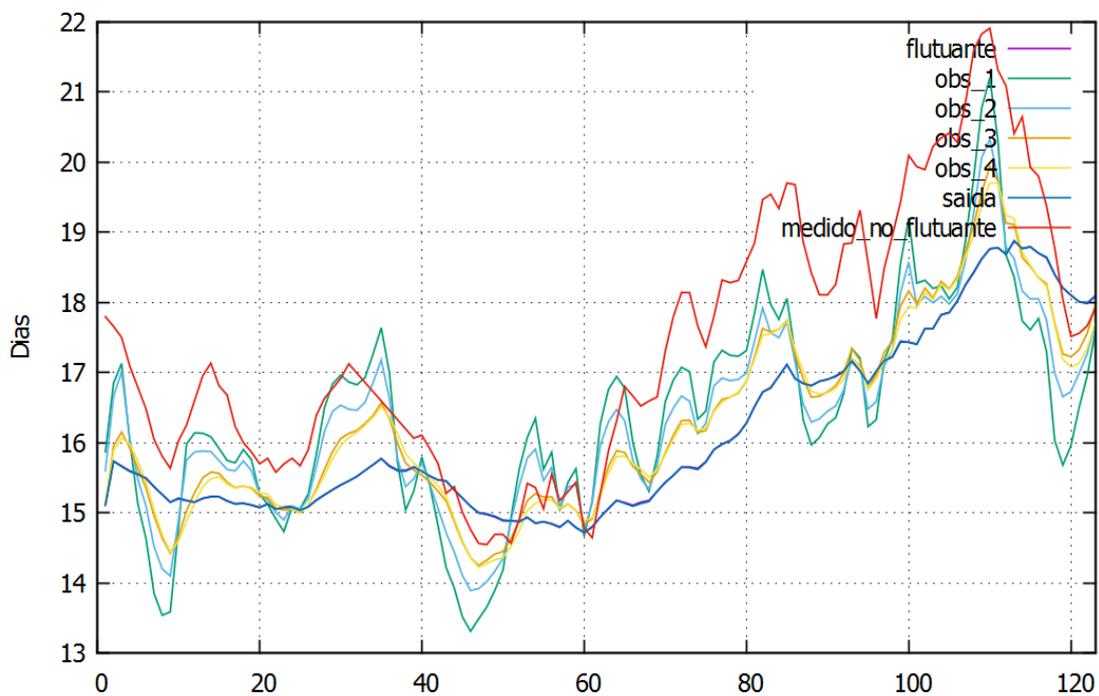


Figura 30: Gráfico de temperatura em diferentes pontos na superfície.

Já o gráfico da Figura 31 apresenta a temperatura no flutuante em diferentes camadas para valor medido e modelado:

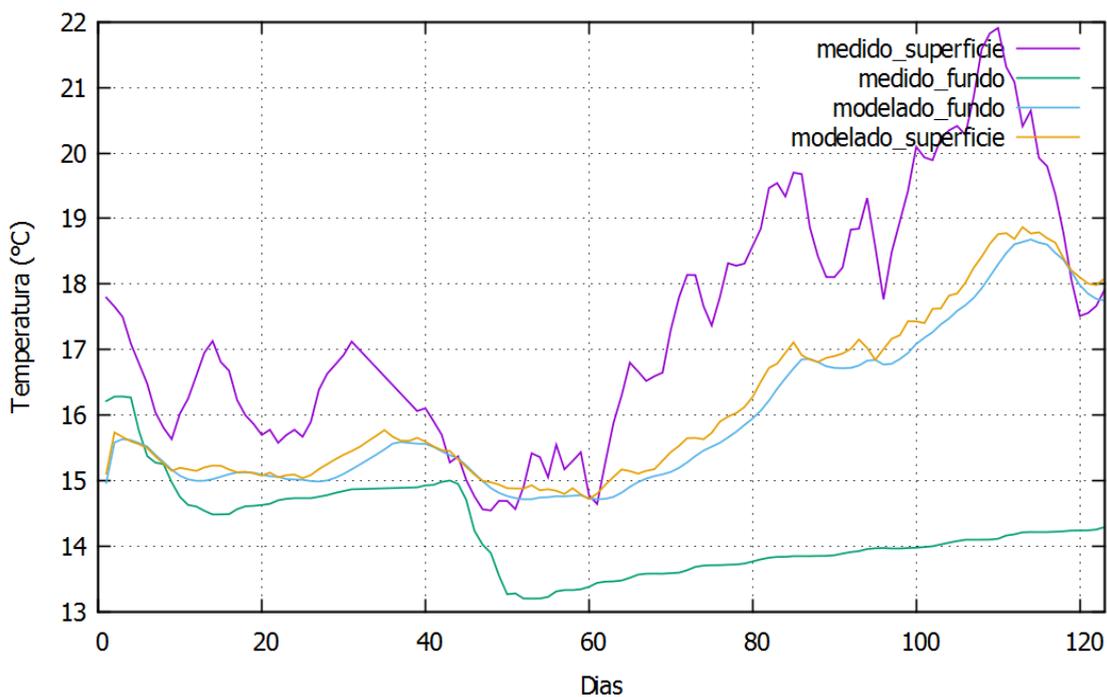


Figura 31: Gráfico de temperaturas medidas e modeladas em diferentes camadas no flutuante.

5.2.1 DIFUSIVIDADE

Polli (2014) modelou dados da difusividade para o ponto do flutuante. Estão representados os dias 10/06 e 22/06 nas Figura 32 e Figura 34, respectivamente. E pode-se comparar com os dados obtidos no modelo de três dimensões. Foi acrescentado um perfil de difusividade a mais no modelo 3D, onde é possível comparar o dia 8 de simulação (10/06) com o dia 41 (12/07). Podemos ver pela Figura 31 que ambos os dias apresentam baixíssima diferença de temperatura entre o fundo e a superfície, indicando possível mistura.

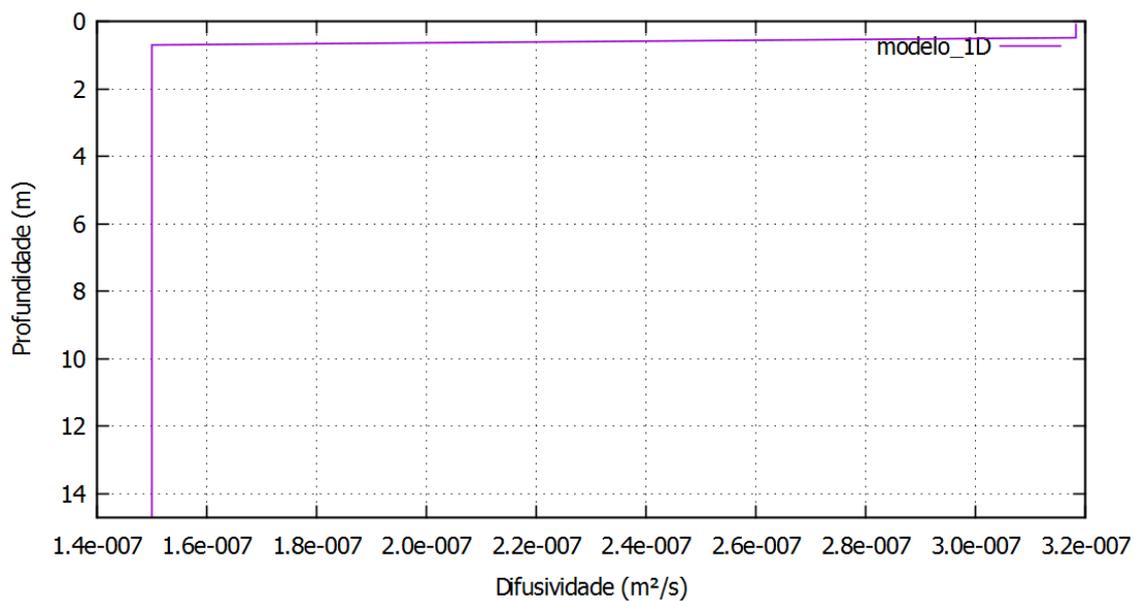


Figura 32: Difusividade na coluna d'água do flutuante 1D (10/06/2012).

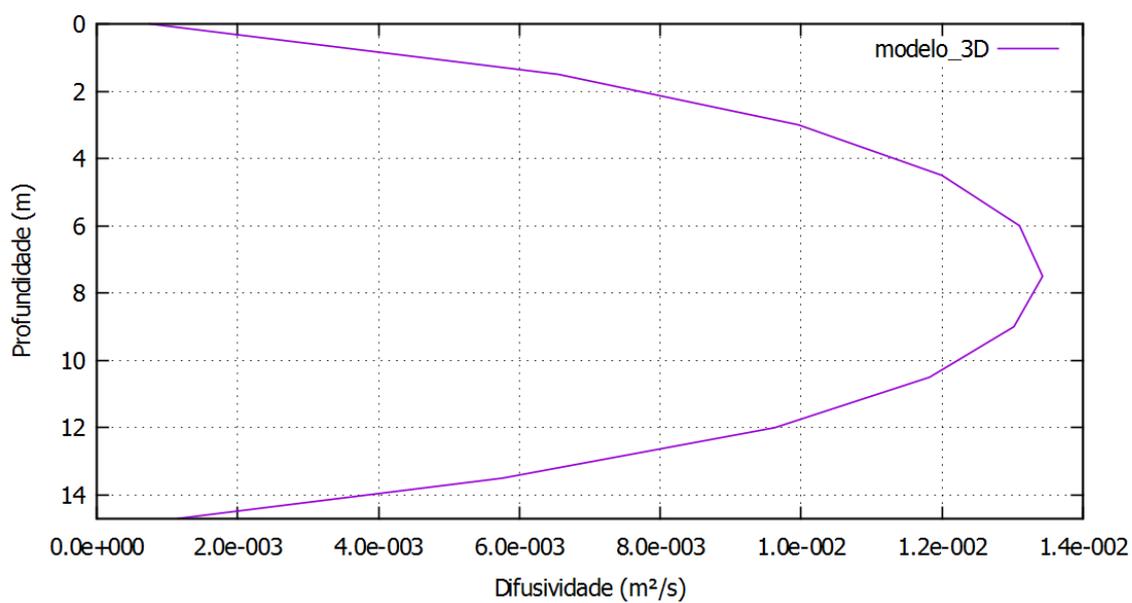


Figura 33: Difusividade na coluna d'água do flutuante 3D (10/06/2012).

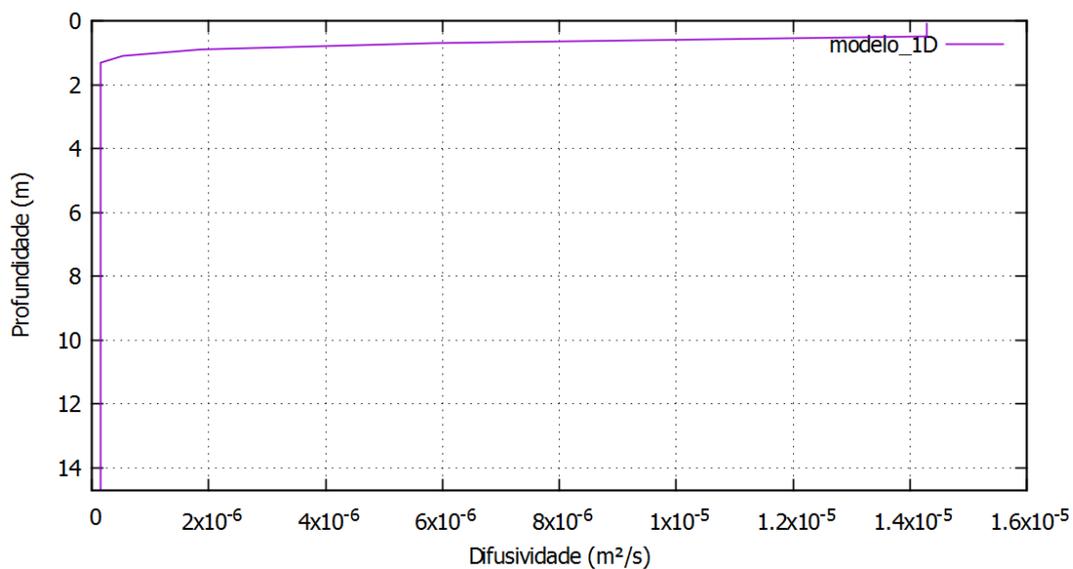


Figura 34: Difusividade na coluna d'água do flutuante 1D (22/06/2012).

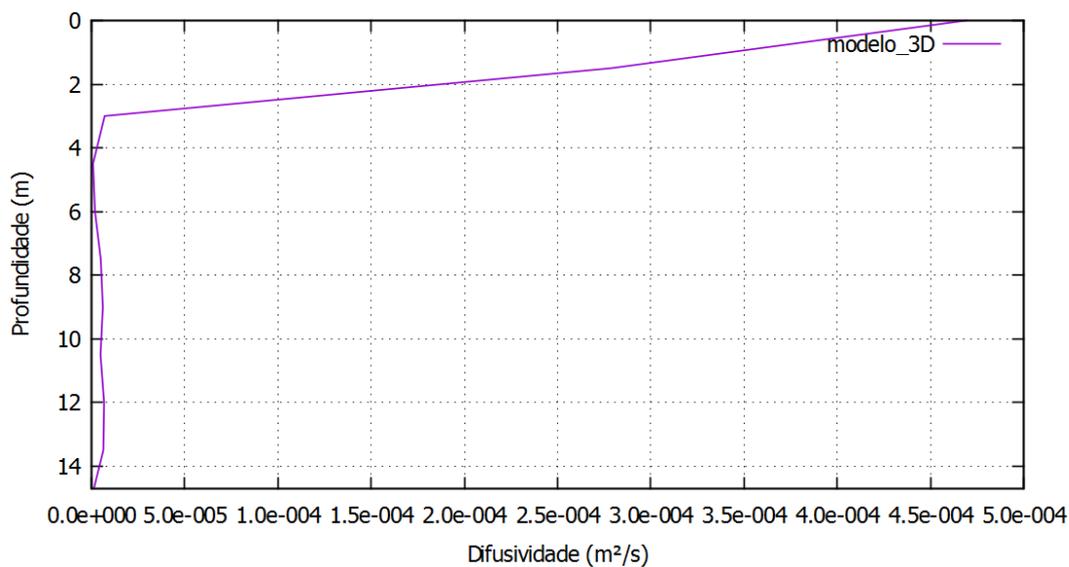


Figura 35: Difusividade na coluna d'água do flutuante 3D (22/06/2012).

Pode-se reparar que a difusividade do modelo Delft3D esteve sempre maior. Polli (2014) obteve valores muito próximos dos medidos no que diz respeito a diferença de temperatura entre as camadas. Portanto, é uma referência para o presente trabalho.

Com o último perfil de difusividade podemos comparar com a data da Figura 33 e através da Figura 31 observar que ambos os dias possuem baixo ΔT .

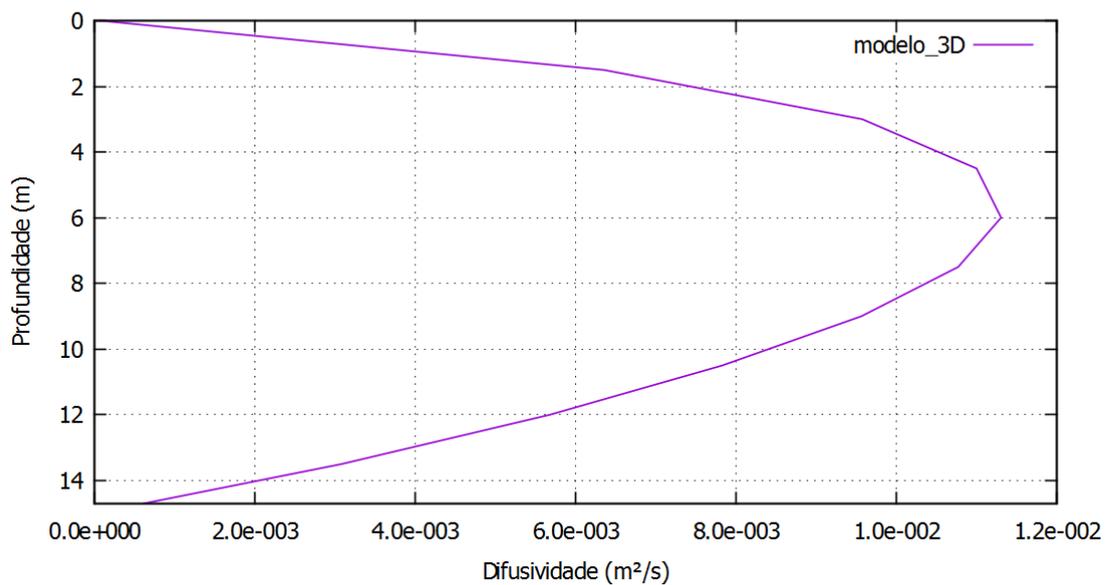


Figura 36: Difusividade na coluna d'água do flutuante 3D (15/06/2012).

O perfil de temperatura no flutuante no dia 23 de agosto às 23h está representado na Figura 37 abaixo:

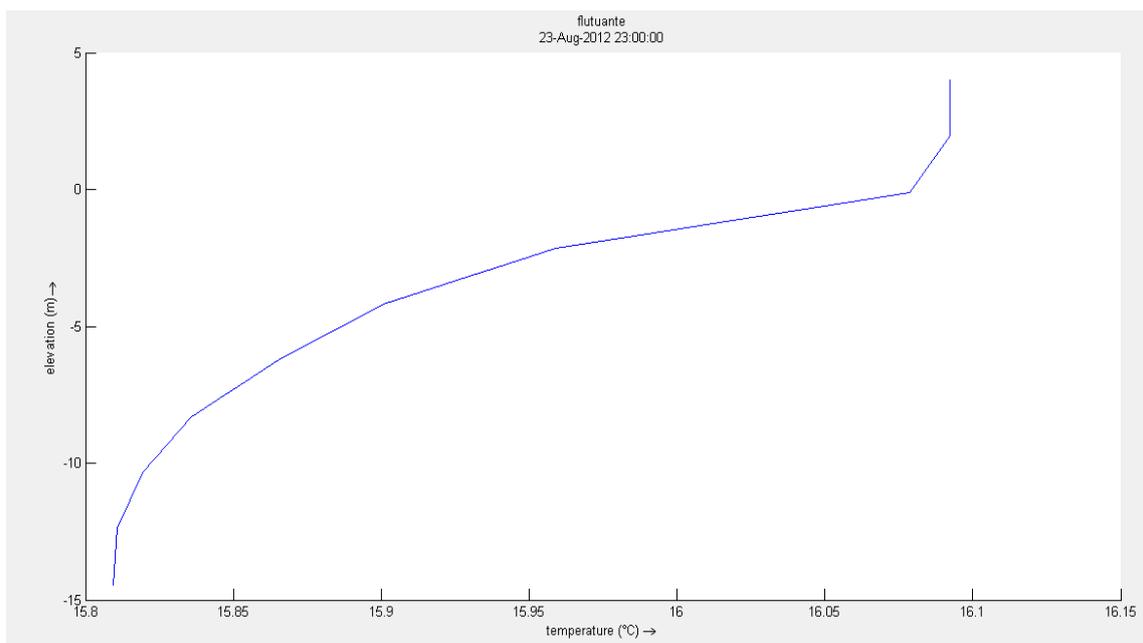


Figura 37: Perfil de temperatura no flutuante (23/08/2012).

A Figura 38 a seguir representa o gráfico da temperatura pela profundidade e pelo tempo, variando o nível da água. Está representado também a profundidade da termoclina.

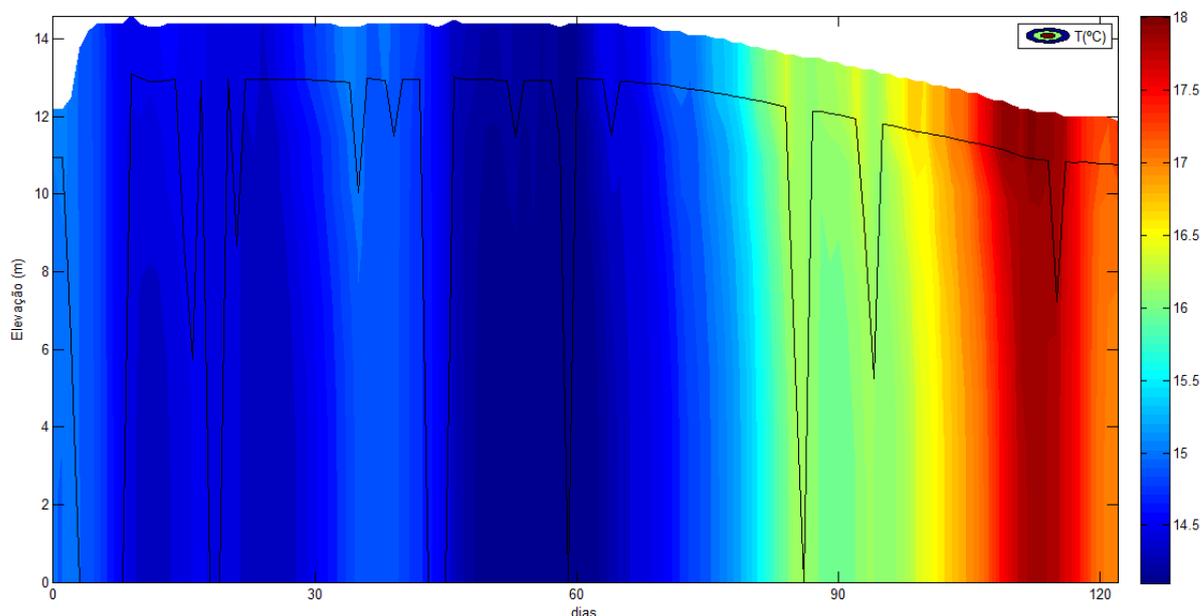


Figura 38: Temperatura da coluna d'água, termoclina e nível do reservatório.

Podemos ver no gráfico a leve estratificação causada no reservatório, onde as camadas mais superiores se apresentam em uma temperatura mais elevada se comparada com as inferiores.

A Figura 39 representa o gráfico da temperatura medido no flutuante ao longo do período que foi modelado. Podemos ver uma estratificação muito mais acentuada na Figura 39 se comparado com a Figura 38.

Após a redistribuição das camadas do modelo, concentrando mais camadas próximo à superfície, obtivemos uma melhora significativa no ΔT observado. A , nos mostra o ΔT medido, modelado em um primeiro cenário (com camadas equidistantes) e modelado alterando-se as distribuições de camadas.

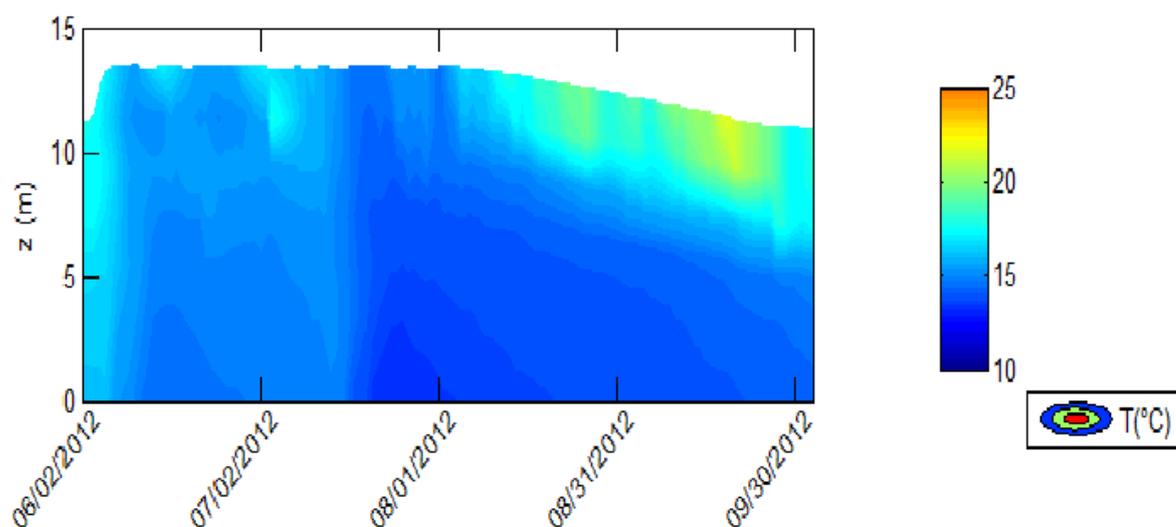


Figura 39: Temperatura da coluna d'água medido.

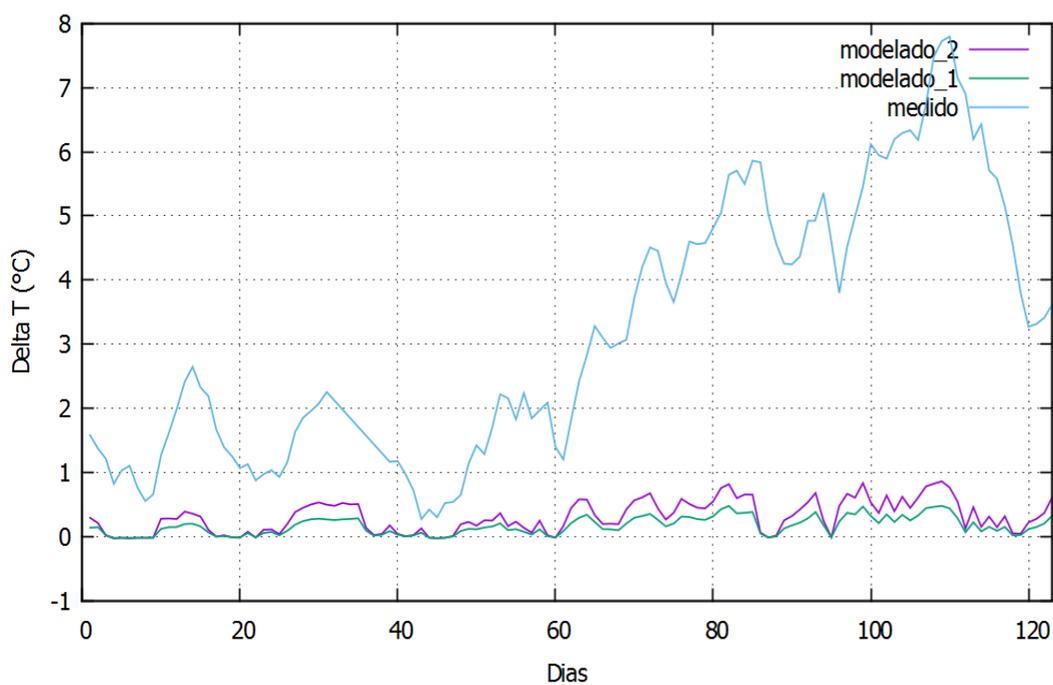


Figura 40: Gráfico de comparação entre os valores medidos de diferença de temperatura e os modelos (modelado_1: Modelo discutido no presente trabalho, e Modelo_2: Modelo gerado para comparações).

5.2.2 ÍNDICES FÍSICOS

A Figura 41 mostra o gráfico do Número do Lago e Número de Wedderburn. Ambos estão baixos em uma considerável parte do tempo, o que indica forte influência do vento no reservatório.

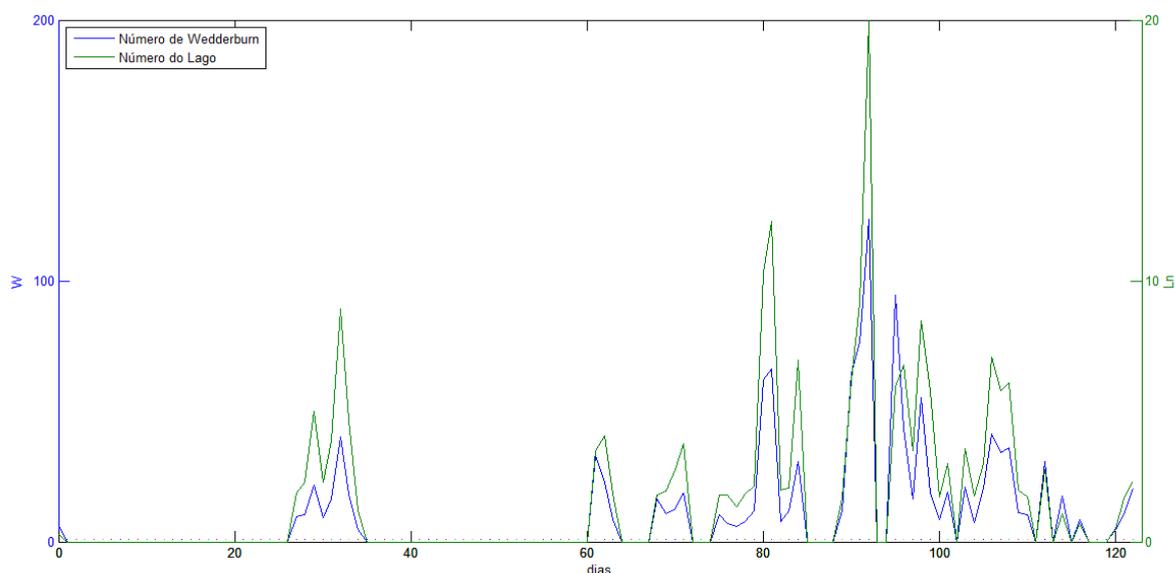


Figura 41: Número do Lago e de Wedderburn.

A Figura 42 representa o gráfico da frequência de Brünt- Wäisälä. No gráfico podemos ver que na maior parte do tempo a estratificação é estável. Além disso, também é possível perceber pontos onde a frequência de Brünt- Wäisälä passa a ser menor que zero, o que causa instabilidade e por conseguinte, mistura.

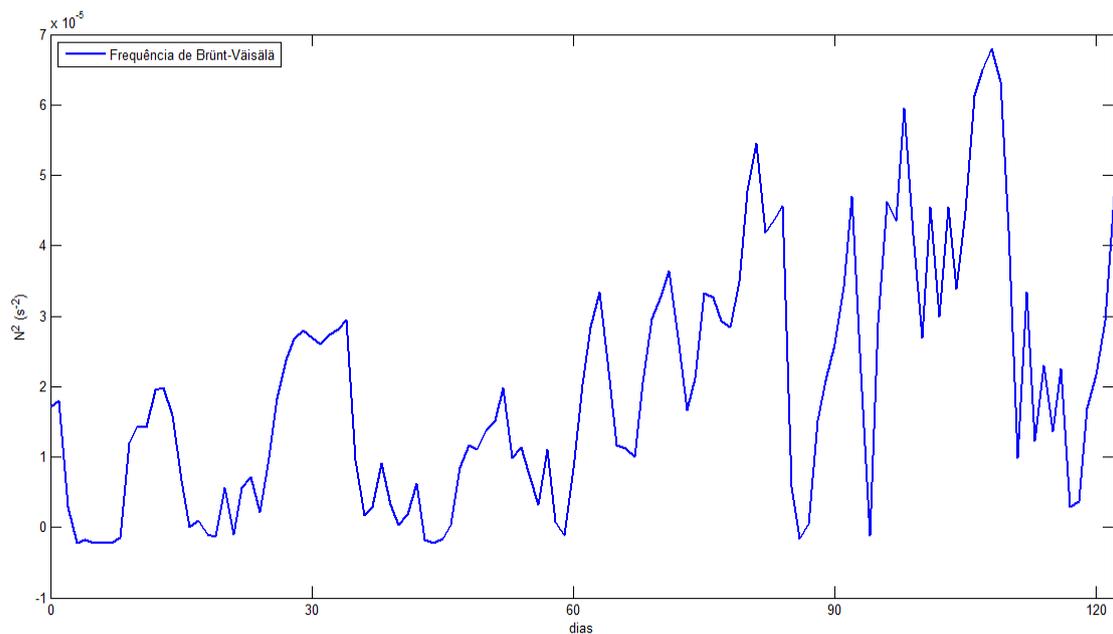


Figura 42: Frequência de Brünt- Väisälä.

A Figura 43 representa o gráfico do número de Froude do afluente e efluente. Por tanto, pode-se analisar que, na maior parte do tempo, as entradas (gráfico em azul) não geram grandes variações verticais, pelas considerações de Fischer et al. (1981). Já a saída (gráfico em verde) apresenta muitos picos, indicando maior influência todas as camadas da coluna d'água.

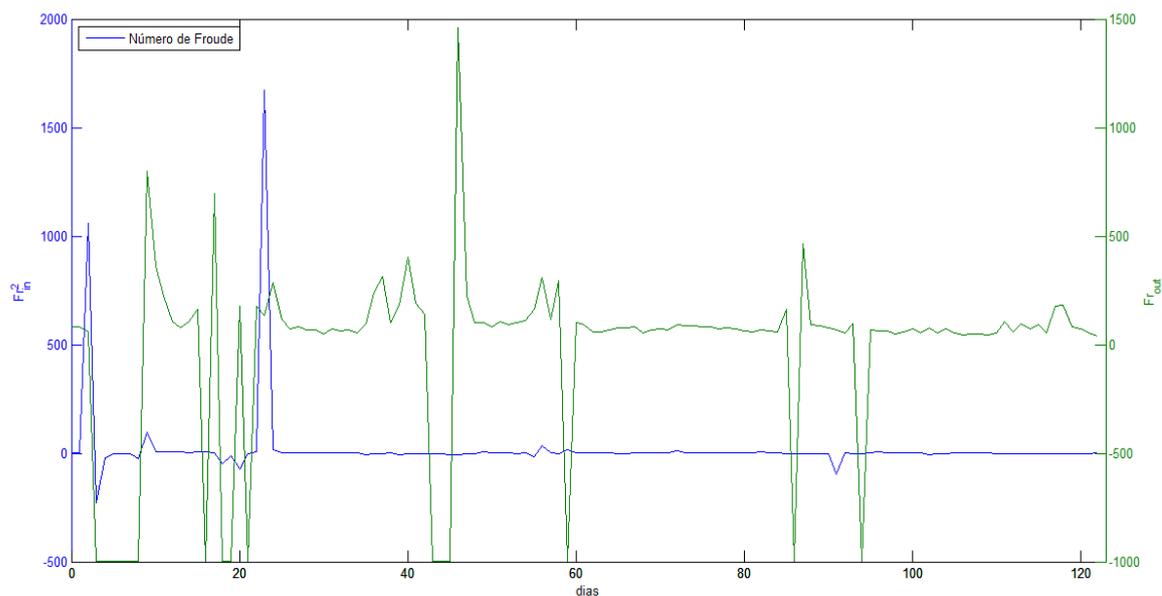


Figura 43: Número de Froude

O gráfico abaixo mostra o ΔT obtido na modelagem e o medido em campo. Podemos ver que, apesar de conseguir causar certa estratificação, o modelo não obteve a mesma diferença de temperatura entre o fundo e a superfície.

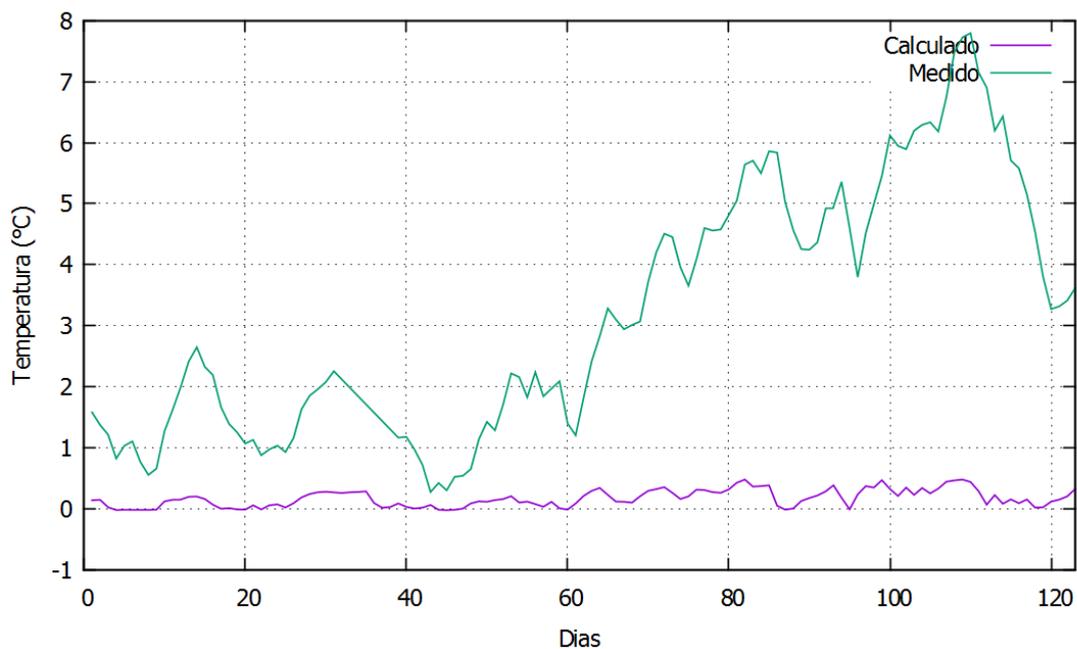


Figura 44: Gráfico do ΔT .

A Figura 45 representa a diferença da temperatura da superfície pelo fundo em todo o domínio do reservatório do Vossoroca no dia 3 de outubro.

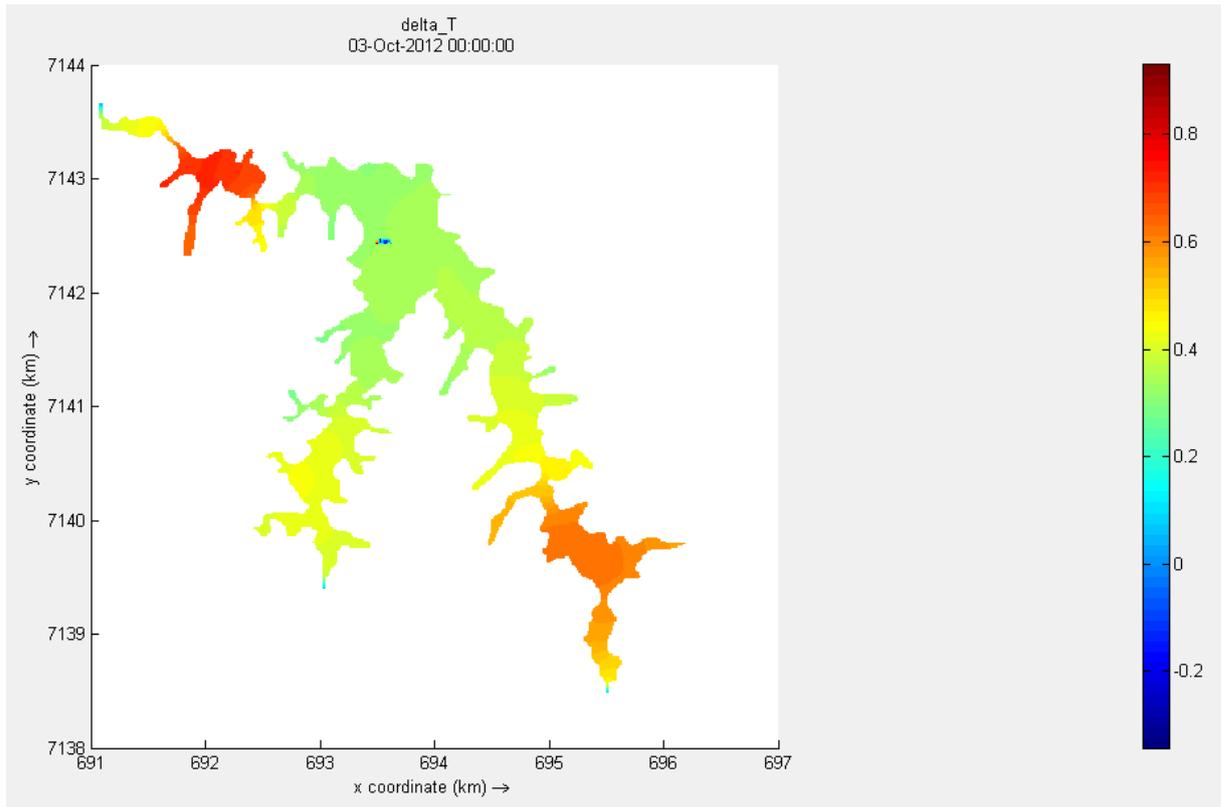


Figura 45: Delta T em todo o domínio do reservatório do Vossoroca.

6 DISCUSSÃO

O aquecimento não atingiu o objetivo, pois os parâmetros de temperatura (como temperatura média e estratificação) a serem modelados não se aproximaram das condições iniciais. É possível através das Figura 24 e Figura 31 notar um déficit energético ao início da modelagem, o qual é amenizado ao longo da modelagem. Com uma aproximação grosseira, podemos averiguar que a média entre a temperatura da superfície e do fundo medido, se aproxima da média da temperatura entre a superfície e o fundo modelado no dia 110, por exemplo.

Na seção 7.1, foram apresentados os resultados hidrodinâmicos da modelagem dos 123 dias. Podemos ver pelas Figura 26 e Figura 27 a diferença dos campos de velocidade na superfície e no fundo. Essa diferença é influenciada pela vazão afluente e efluente, mas também é devido ao vento. Podemos ver que o vento faz com que haja um gradiente de velocidade entre a superfície e o fundo maior, acarretando na adição de quantidade de movimento ao sistema, aumentando a mistura no corpo hídrico.

Na Figura 30 podemos ver que há uma diferença muito grande entre a temperatura medida na superfície do flutuante, com a temperatura modelada no mesmo ponto. Visualizando a Figura 31 pode-se notar as diferenças entre temperatura no flutuante medido na superfície e no fundo. O que não ocorre com o modelo, onde as diferenças de temperatura são muito menores que a real.

No item 7.2.1, foram apresentados dados de difusividade do modelo e comparados ao modelo unidimensional de Polli (2014). Pode-se ver que a difusividade encontrada no modelo apresentou valores da ordem de 10^{-4} à 10^{-2} m²/s enquanto no modelo unidimensional foram encontrados valores da ordem de 10^{-7} à 10^{-6} m²/s. Os perfís da Figura 33 (8 dias de modelagem) e Figura 36 (44 dias de modelagem) sugerem que nesses instantes está havendo mistura, pois a difusividade nas camadas medianas apresentam valores maiores se comparado à superfície, onde há forte influência do vento. Comparando essas informações com a Figura 31 podemos ver que grandes valores de difusividade ocorrem em dias onde a diferença de temperatura é baixa (ou inexistente) e há mistura.

Os índices físicos apresentados no item 7.2.2. O gráfico da Figura 41 mostra regiões onde há baixos valores de número de Lago e de Wedderburn, indicando que há várias regiões de mistura e de ressurgência. A frequência de Brünt- Wäisälä da Figura 42 também indica regiões de instabilidade da estratificação.

Uma ótima maneira de averiguar os dados obtidos é através do ΔT , pois pode-se comparar com os dados coletados em campo no flutuante do reservatório do Vossoroca. Na Figura 44 há estratificação e diferença de temperatura modelado, mas em valores muito inferiores aos dados coletados em campo.

Ao compararmos a Figura 39 com Figura 38, podemos ver que a estratificação modelada foi muito menor do que o real.

Pode-se averiguar pelo item 3.1.3.2 MODELO DE FLUXO DE CALOR, que para o modelo de fluxo de calor adotado, é necessário adotar a radiação solar incidente total, para céu limpo (Q_{sc}), bem como a cobertura de nuvens para saber a radiação solar líquida que atinge a superfície do reservatório. Contudo, ao adicionar os dados, colocou-se a radiação solar líquida (Q_s). Isso faz com que haja um déficit de radiação solar.

7 CONCLUSÃO

No presente trabalho foi utilizado o modelo Delft3D para analisar a qualidade dos dados gerados no reservatório do Vossoroca. Para tal, comparou o mesmo com modelagens feitas por Polli (2014), dados medidos em campo e pelos índices obtidos do modelo tridimensional.

O modelo gerou resultados hidrodinâmicos coerentes com o que se esperava, respondendo bem as condições de contorno. Contudo, a condição inicial não foi atingida, obtendo um cenário com déficit de energia.

Para corrigir esse problema, seria indicado colocar uma condição inicial uniforme para todo o domínio do reservatório. A temperatura do Vossoroca deve ser mais bem modelada se considerarmos que a temperatura para todos os pontos de todas as camadas é a média da temperatura medida. Isso faria com que energeticamente o modelo estivesse mais adequado com a realidade, melhorando os dados mais próximos ao início da modelagem.

Ao analisar os resultados térmicos obtidos, podemos ver que o modelo apresentou baixa estratificação. Isso se deve ao fato de o calor ser rapidamente transferida para as camadas mais inferiores pela alta difusividade do sistema.

Após a modelagem, testou-se a hipótese de que a grande difusividade se deu pelas camadas utilizadas na modelagem. Para tal, fez-se uma redistribuição das camadas, fazendo não mais uniforme, mas dividindo-as como mostra a Figura 15.

Com essas novas características, sem aumentar o esforço computacional, sem alterar número de células e nem alterar o passo de tempo, obteve-se uma melhoria considerável, como mostra a Figura 40.

Para continuidade dos estudos do Delft3D em modelagem tridimensional de temperatura em reservatórios, deve-se considerar a idéia de diminuir a resolução da grade e aumentar o número de camadas, deixando um número de camadas maior próximo à superfície.

Para o caso do Vossoroca, pode-se diminuir a resolução da grade de 15 metros por 15 metros para 30 metros. Isso reduziria em 4 vezes o número de células. Para

aumentar a qualidade dos dados de temperatura na coluna d'água, pode-se aumentar o número de camadas para 80, o que aumentaria em 8 vezes o número de camadas.

A resolução espacial unidimensional do modelo será reduzido em 2 vezes. Ou seja, as respostas hidrodinâmicas vão sofrer mudanças na modelagem. Já o esforço computacional deve ser aumentado, pois aumentando em 8 vezes a resolução das camadas e reduzindo em 4 vezes a resolução da grade resultaria no dobro de esforço computacional. Contudo, essa estratégia poderia resultar em dados muito mais precisos de temperatura na coluna de água, sem grandes perdas nos dados hidrodinâmicos.

Pode-se concluir que o modelo ainda não conseguiu reproduzir as medições tão bem como o modelo 1D, provavelmente devido ao número pequeno de camadas no modelo, o que leva a uma modelagem da difusão de temperatura errada. Deve levar em consideração também o erro considerado na aplicação do fluxo de temperatura, bem como uma condição inicial falha.

Como mostra a Figura 45, foi detectado uma variação espacial da temperatura que justifica a utilização de modelos 3D para aplicações desse tipo. Contudo, deve-se levar em o esforço computacional para tal, o que para alguns projetos pode inviabilizar devido ao tempo necessário para se efetuar a modelagem.

No presente trabalho foi possível aplicar o *software* Delft3D, obtendo certa estratificação, podendo assim, apriorar e calibrar o mesmo. Em seguida pode-se efetuar uma análise das variações espaciais e temporais, comparando-as com os resultados medidos e simulações 1D.

8 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

AVIGLIONE, J. a. H. et al. **Cartas climáticas do Estado do Paraná**. [S.l.], 2000. Disponível em: <<http://www.iapar.br/modules/conteudo/conteudo.php?conteudo=677>>.

BERNARDO, J. W. Y. **Interpretation and applicability of local residence time in reservoirs**. Dissertação de mestrado do curso de pós-graduação em Engenharia de Recursos Hídricos e Ambiental. Universidade Federal do Paraná, 2013.

DAKE, J. M. K., HALERMAN, D. R. F. **Thermal Stratification in Lakes: Analytical and Laboratory Studies**. Water Resources Research. v.5(2). pp. 484-495. 1969.

DELTARES. **Delft3D-FLOW: User manual**. Delft, Holanda, 2012. Disponível em: <http://content.oss.deltares.nl/delft3d/manuals/Delft3D-FLOW_User_Manual.pdf>.

DONGEREN, A. P. **Delft3D-Modelling of Hydrodynamic and Water Quality Processes in San Diego Bight**. Delft, Holanda, 2010. Disponível em: <http://www.researchgate.net/publication/235207705_Delft3D-Modelling_of_Hydrodynamic_and_Water_Quality_Processes_in_San_Diego_Bight>. Acessado em: 01/06/2015

ESTEVES, F. A. **Fundamentos de Limnologia**. Interciência. 2^a ed. Rio de Janeiro. 1989.

FISCHER, H. B. **Transport Models for Inland and Coastal Waters**. Academic Press. 1981.

HORNE, A. J, GOLDMAN, C. R., **Limnology**. Mc Graw Hill. 2^a ed. United States of America. 1994.

HENDERSON-SELLERS, B. **Development and Application of U.S.E.D: A Hydroclimate Lake Stratification Model**. Ecological Modelling, v.21, pp.233-246. 1984.

HENDERSON-SELLERS, B. **New Formulation of eddy diffusion thermocline models. Applied Mathematical Modelling**. v.9, pp.441-446. 1985.

HENDERSON-SELLERS, B. **Calculating the Surface Energy Balance for Lake and Reservoir Modeling: A Review**. Reviews of Geophysics. v.24(3), pp.625-649. 1986.

HENDERSON-SELLERS, B. **Engineering Limnology**. Pitman Publishing, Great Britain. 1984.

HAN, B.P., ARMENGOL J., GARCIA, J.C., COMERMA M., ROURA, M., DOLZ, J., STRASKRABA M., **The thermal structure of Sau Reservoir (NE: Spain): a simulation approach**. Ecological Modelling, 125, pp. 109-122, 2000.

IVEY, G. N., PATTERSON, J. C. **A model of the vertical mixing in Lake Erie in summer.** *Limnology and oceanography*. vol.29(3), pp. 553-563. 1984.

LÉON, L. F. et al. **Towards coupling a 3D hydrodynamic lake model with the Canadian Regional Climate Model: Simulation on Great Slave Lake.** *Environmental Modelling & Software* 22 (2007) 787e796. 2006

PERROUD, M., GOYETTE, S., MARTYNOV, A., BENISTON, M., ANNEVILLEC, O., **Simulation of multiannual thermal profiles in deep Lake Geneva: A comparison of one-dimensional lake models.** *Limnology and Oceanography*. v.54(5), pp. 1574-1594. 2009.

POLLI, B. A. **Modelagem 1D do fluxo vertical de calor em corpos de água horizontalmente homogêneo.** Dissertação de mestrado do curso de pós-graduação em Engenharia de Recursos Hídricos e Ambiental. Universidade Federal do Paraná, 2014.

SUNDARAM, T. R., REHM, R. G. **Formation and Maintenance of Termoclines in Temperate Lakes.** *American Institute of Aeronautics and Astronautics*. v.9(7), pp. 1322-1329. 1971.

SUNDARAM, T. R., REHM, R. G. **The seasonal thermal structure of deep temperate lakes.** *Tellus*. v.25(2), pp. 157-163. 1973.