

DESENVOLVIMENTO DE UM MODELO UNIDIMENSIONAL DE EVOLUÇÃO TÉRMICA DE UM RESERVATÓRIO SUBTROPICAL

Palavras-Chave: Temperatura da água, estratificação térmica, modelo, lago, reservatório.

1 INTRODUÇÃO

A temperatura de um corpo d'água afeta diretamente a qualidade desse recurso, devido a sua influência sobre os processos físicos, químicos e biológicos (Esteves, 1989).

A estratificação da coluna d'água é o resultado da ação do vento na superfície e trocas de energia – nas quais os processos mais significativos são: a absorção de radiação de ondas curtas e longas, evaporação, condução e emissão pela superfície da água – que são fortemente influenciadas por condições meteorológicas (Edinger, Duttweiler, Geyer, 1968). No fundo e margens de reservatórios também ocorre transferência de calor embora, em muitos casos, seja comumente desprezada por ser pequena.

A utilização de um modelo de evolução térmica permite simular e prever os processos de formação e manutenção estratificação térmica do corpo d'água, sua evolução temporal e é fundamental para simular transporte de nutrientes e acoplamento com modelos ecológicos.

2 MODELO MATEMÁTICO

Um modelo unidimensional de temperatura para reservatórios implicitamente assume que os gradientes de temperatura horizontal são várias ordens de magnitude superiores ao transporte vertical (Henderson-Sellers, 1984). Tal característica é típica de lagos estratificados. Os processos energéticos ocorrem principalmente na interface água-ar. A transferência de calor no sedimento ocorre, no entanto, em lagos de profundidade moderada, essa entrada/saída é pequena comparada à absorção direta (Wetzel, 1983). A Figura 1 apresenta os principais parâmetros para a caracterização do processo de evolução térmica.

A equação da difusão turbulenta para o transporte de calor, unidimensional, não-permanente é (Bedford, Babajimopoulos, 1977):

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

na qual $T=T(z,t)$ é a temperatura da água ($^{\circ}\text{C}$), z é a elevação (m) – medida do fundo para cima, t é o tempo (s), E é o coeficiente de difusão turbulenta para o transporte de calor na vertical (m^2s^{-1}), ρ_w é a massa específica da água (kgm^{-3}), c_p é o calor específico da água ($\text{J kg}^{-1}\text{K}^{-1}$), $q=q(z)$ é uma função fonte de calor ($\text{Jm}^{-2}\text{s}^{-1}$). Considera-se a área do reservatório constante. A equação (1) é uma equação diferencial parcial parabólica de segunda ordem, de forma que exige duas condições de contorno e uma condição inicial (Chapra, Canale, 2008):

$$\rho_w c_p E \frac{\partial T}{\partial z} \Big|_{z=H} = -q_n \quad (2)$$

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

$$T(z, t = 0) = 0 \quad (4)$$

O termo referente à fonte de calor na equação (1) é devido à absorção da radiação solar ao longo da coluna d'água, o qual é usualmente representado por um decaimento exponencial (Dake, Harleman, 1969):

$$q(z) = (1 - \beta) q_{sn} \exp(-\eta z) \quad (5)$$

na qual β é a proporção da radiação líquida de ondas curtas absorvida na superfície, η é o coeficiente de absorção (m^{-1}) e q_{sn} é a radiação líquida na superfície da água.

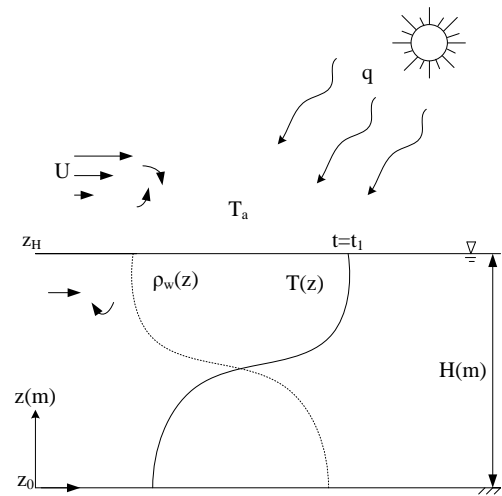


Figura 1 Parâmetros de interesse do processo de evolução térmica

A determinação do fluxo de calor na interface água-ar pode ser parametrizada conforme Edinger, Duttweiler e Geyer (1968):

$$q_n = K(T_e - T_s) \quad (6)$$

na qual K é o coeficiente de transferência de calor ($\text{W}^{\circ}\text{C}^{-1}\text{m}^{-2}$), T_e é a temperatura de equilíbrio ($^{\circ}\text{C}$) e T_s é a temperatura da superfície da água ($^{\circ}\text{C}$) e q_n é o fluxo de calor (Wm^{-2}).

A temperatura de equilíbrio é definida como a temperatura na qual a taxa líquida de transferência de calor na superfície da água é zero (Edinger, Duttweiler, Geyer, 1968). A temperatura de equilíbrio e o coeficiente de transferência de calor são funções da velocidade do vento, temperatura da superfície da água, temperatura de orvalho e radiação solar líquida (Sundaram, Rehm, 1971). A temperatura de equilíbrio é dada por (Antonopoulos, Gianniou, 2003):

$$T_e = T_d + \frac{q_{ns}}{K} \quad (7)$$

na qual q_{ns} é a radiação solar de onda curta na superfície ($\text{J m}^{-2}\text{s}^{-1}$) e T_d é a temperatura do ponto de orvalho ($^{\circ}\text{C}$). O coeficiente de transferência de calor, K , é dado por:

$$K = 4,5 + 0,05T_s + \delta f(U) + 0,47f(U) \quad (8)$$

na qual:

$$f(U) = 9,2 + 0,46U^2 \quad (9)$$

$$\delta = 0,35 + 0,015T_m + 0,0012T_m^2 \quad (10)$$

$$T_m = \frac{T_s + T_d}{2} \quad (11)$$

em que: U é a velocidade do vento (ms^{-1}) e T_m em $^{\circ}\text{C}$.

A temperatura de orvalho pode ser calculada conforme (Stull, 2000):

$$T_d = \frac{237,3 \times \text{var}}{17,2694 - \text{var}} \quad (12)$$

$$\text{var} = \frac{17,2694 \times T_a}{(237,3 + T_a)} + \ln(UR) \quad (13)$$

em que UR é a umidade relativa e T_a é a temperatura do ar ($^{\circ}\text{C}$).

O coeficiente de difusão turbulenta é parametrizado conforme (Henderson-Sellers, 1985):

$$E = E_0 f \quad (14)$$

$$E_0 = \frac{\kappa w_s^* (z_H - z)}{P_0} \exp\left[-k^* (z_H - z)\right] \quad (15)$$

$$f = (1 + 37 Ri^2)^{-1} \quad (16)$$

$$Ri = \frac{N^2 (z_H - z)^2}{w^*{}^2} \quad (17)$$

$$k^* = 6,6 \sqrt{\sin \phi} U^{-1,84} \quad (18)$$

nas quais: E_0 é o coeficiente de difusão turbulenta em estratificação neutra ($\text{m}^2 \text{s}^{-1}$), κ é a constante de von Kármán ($\sim 0,4$), z_H é a profundidade total da coluna d'água (m), z é a profundidade (m), w_s^* é a velocidade de atrito do vento na superfície (ms^{-1}), k^* é uma função da latitude e da velocidade do vento, P_0 é o valor neutro do número de Prandtl turbulento, Ri é o número de Richardson, N é a frequência de Brunt-Väisälä (s^{-1}) e ϕ é a latitude.

A vantagem das formulações parametrizadas para a determinação do coeficiente de difusão turbulenta reside no fato de que não há necessidade de calibração do modelo. Futuramente o modelo de evolução térmica será acoplado com modelo de transporte, balanço de oxigênio dissolvido e produção/emissão de CO_2 .

RESULTADOS

O modelo foi implementado com o método de diferenças finitas explícito. O estudo de caso preliminar do modelo foi realizado com dados do Reservatório do Rio Verde, cuja profundidade média é de 5,6 m, área de 7,6 km^2 e volume de 34 milhões de m^3 e tempo de residência de 218 dias, aplicado para o período de 01/12/2009 até 21/12/2009.

Com relação aos resultados, o modelo não acompanha as flutuações de temperatura que ocorrem ao longo do tempo, conforme é apresentado nas figuras (2) e (3).

CONCLUSÕES

O modelo ainda está sendo desenvolvido, portanto os resultados são preliminares. Algumas modificações ainda serão realizadas com o objetivo de obter melhor solução, dentre elas, a modificação para o método implícito. Além disso, pretende-se comparar os resultados obtidos no modelo desenvolvido neste trabalho com modelos já

disponíveis.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

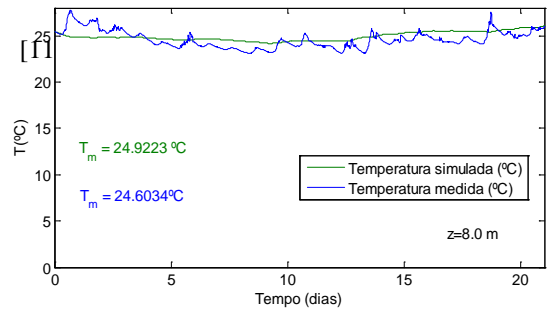


Figura 2 Resultados para elevação de 8,0 m

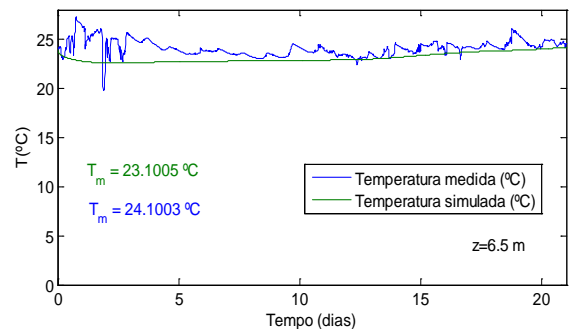


Figura 3 Resultados para elevação de 6,5 m

- Antonopoulos, V. Z., Gianniou, S.K., "Simulation of Water Temperature and Dissolved Oxygen Distribution in Lake Vegoritis, Greece". Ecological Modelling, 160, pp. 39-53, 2003.
- Bedford, K. W., Babajimopoulos, C., "Vertical Diffusivities in areally averaged models". Proceedings of the American Society of Civil Engineers. Vol. 103 (EE1), February 1977, pp. 113-125, 1977.
- Chapra, S. C., Canale, R.P. Métodos Numéricos para Engenharia. McGraw Hill. 5ª ed. São Paulo, 2008.
- Dake, J. M. K., Halerman, D. R. F., "Thermal Stratification in Lakes: Analytical and Laboratory Studies". Water Resources Research. Vol. 5, No. 2, April 1969, pp. 484-495, 1969.
- Edinger, J.E., Duttweiler, D.W., Geyer, J.C., "The Response of Water Temperatures to Meteorological Conditions". Water Resources Research. Vol. 4, No. 5, October 1968, pp. 1137-1143, 1968.
- Esteves, F. A. (1989). Fundamentos de Limnologia. Interciência. 2ª ed. Rio de Janeiro.
- Henderson-Sellers, B., "Development and Application of "U.S.E.D.": a Hydroclimate Lake Stratification Model". Ecological Modelling, Vol. 21, No. 3, November 1984, pp. 233-246, 1984.
- Henderson-Sellers, B., "New Formulation of Eddy Diffusion Thermocline Models". Applied Mathematical Modelling. Vol. 9, January 1985, pp. 441-446, 1985.
- Sundaram, T. R., Rehm, R. G., "Formation and Maintenance of Thermoclines in Temperate Lakes". American Institute of Aeronautics and Astronautics. Vol. 9, No. 7, pp. 1322-1329, 1971.

Stull, R. B. Meteorology for Scientists and Engineers. 2 ed.
Brooks/Cole, 2000.

Wetzel, R.G., Limnology. Saunders College Publishing. 2^a
ed. United States of America, 1983.