

## **MODELO DE ESTRATIFICAÇÃO TÉRMICA DE LAGOAS DE ESTABILIZAÇÃO DE ÁGUAS RESIDUÁRIAS**

**Eduardo C. Pires**

**Erich Kellner**

Universidade de São Paulo, Escola de Engenharia de São Carlos, Departamento de Hidráulica e Saneamento.

Av. Dr. Carlos Botelho 1456, São Carlos, SP, Brasil, CEP 13560-250

**Resumo:** Desenvolveu-se um modelo matemático para previsão das condições de estratificação térmica em lagoas de estabilização. Este fenômeno é de fundamental importância pois pode diminuir o volume útil da lagoa, ou seja o volume que é efetivamente aproveitado para o tratamento das águas residuárias. Para modelar esta ocorrência a lagoa foi dividida em camadas e um balanço térmico e de massa, em regime não permanente, entre as camadas permite estimar a distribuição vertical de temperaturas e a posição da termoclina. Os resultados teóricos foram comparados com observações experimentais e verificou-se que, para os casos modelados, a diferença entre a temperatura prevista e a temperatura observada não ultrapassou 15%.

**Palavras chave:** Lagoas de estabilização, estratificação térmica, modelo matemático.

### **1. INTRODUÇÃO**

A estratificação térmica, caracterizada por um elevado gradiente de temperatura ao longo da profundidade, normalmente é observada em lagos profundos. No entanto, embora as lagoas de estabilização apresentem pequena profundidade, a alta turbidez dessas unidades proporciona condições favoráveis à ocorrência desse fenômeno, principalmente durante o verão. Nesta estação ocorre a elevação da temperatura da lagoa, em especial das camadas superficiais do meio líquido, que provoca, ao mesmo tempo, estratificação térmica e aumento das velocidades das reações bioquímicas, conforme proposto por Herman & Gloyna (1958). Portanto, faz-se necessário saber se o volume da zona ativa, após a estratificação térmica, é ainda suficiente para que se processem as reações bioquímicas, mesmo que mais rápidas, sem prejudicar a eficiência do tratamento. Esse fenômeno tem sido relatado por vários pesquisadores, entre eles Dor et al. (1993), Pedazur et al. (1993), Torres et al. (1997).

Entre os problemas hidrodinâmicos e limnológicos que a estratificação térmica acarreta está a diminuição do volume da zona ativa (volume útil), e conseqüentemente do tempo de detenção hidráulico. Em trabalho realizado por Torres et al. (1997), observou-se que no inverno, após a temperatura da camada superficial baixar, a zona ativa estendeu-se até o fundo da lagoa. Durante o verão, devido à termoclina estável formada, a zona ativa estendeu-se da

superfície até a profundidade onde localizava-se a tubulação de saída do efluente. Os volumes das zonas ativas foram estimados como sendo 70% e 20% do volume total da lagoa durante o inverno e o verão, respectivamente.

O objetivo do presente trabalho é o de apresentar um modelo matemático desenvolvido para determinação do perfil de temperatura e do volume útil de lagoas de estabilização. Posteriormente esse modelo poderá ser incorporado a um procedimento de projeto e avaliação de desempenho de lagoas de estabilização que considere tanto os efeitos do escoamento não-ideal no interior de uma lagoa quanto a variação do volume útil ao longo do ano.

Convertido em um sistema matricial, o conjunto de equações diferenciais foi resolvido aplicando-se o método de eliminação de Gauss sem pivotamento, sendo adotado o método de aceleração linear (diferenças finitas) para a determinação do perfil de temperatura no instante  $t+\Delta t$ .

## 2. MODELO MATEMÁTICO PARA DETERMINAÇÃO DO PERFIL VERTICAL DE TEMPERATURA E DO VOLUME ÚTIL DAS LAGOAS DE ESTABILIZAÇÃO

### 2.1 Considerações gerais

Define-se como *volume útil* da lagoa de estabilização o volume compreendido entre a termoclina e a superfície líquida. Quando não ocorre estratificação, o volume útil é aquele compreendido entre o fundo e a superfície líquida.

O modelo matemático aqui apresentado foi elaborado a partir dos trabalhos de Norton & King (1974), Fritz et al. (1980) e Orlob (1983), considerando-se a lagoa como uma sobreposição de camadas com a mesma espessura, exceto para a camada da superfície, que varia de acordo com as condições climáticas existentes, já que é diretamente influenciada pela chuva e evaporação, Fig. 1.

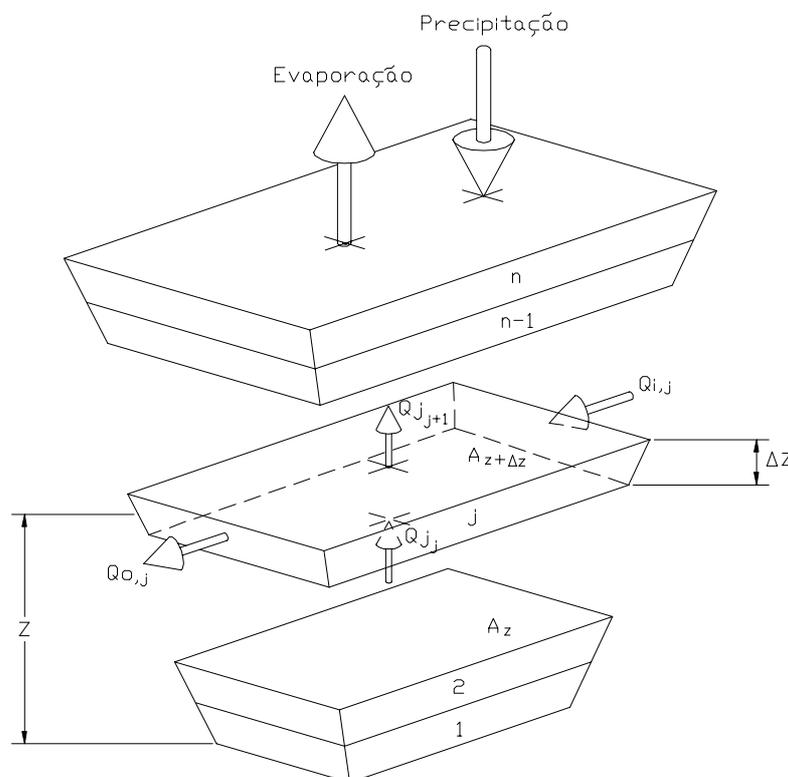


Figura 1 - Representação conceitual da lagoa estratificada.

Cada elemento do volume de controle é capaz de receber ou perder fluxos advectivos (afluente e efluente) preservando o balanço de massa. O calor passa pelos planos-limites horizontais de cada elemento pela advecção ou pela difusão; já a introdução da energia térmica pela insolação depende da profundidade em que o elemento de controle se encontra.

A energia térmica é transferida de um elemento para outro quase que exclusivamente pela advecção com uma pequena parcela transferida por difusão.

A introdução do afluente ocorre de acordo com o critério da densidade, ou seja, o afluente movimenta-se até que ocorra um equilíbrio entre as densidades do afluente e do líquido compreendido por um determinado volume de controle da lagoa.

O efluente e, conseqüentemente parte da energia térmica, é retirado de um dado elemento do volume de controle, o qual é estabelecido de acordo com a profundidade da tubulação de saída, um parâmetro de projeto para lagoas de estabilização. A Fig. 1 mostra graficamente a conceituação da lagoa de estabilização estratificada.

As hipóteses consideradas no desenvolvimento do modelo foram (ver Fig. 1): as isotermas são paralelas à superfície líquida; as camadas definidas pelas isotermas são completamente misturadas e homogêneas; a transferência interna de calor no reservatório ocorre apenas na direção vertical; não existe troca de calor entre a água e as paredes e o fundo da lagoa; a advecção oriunda do movimento de entrada e saída do escoamento ocorre uniformemente em cada elemento do volume de controle e, por último que a dispersão interna de calor é calculada por um mecanismo que combina os efeitos da difusão molecular, difusão turbulenta e convecção.

## 2.2. Balanço de massa

O balanço de massa para um elemento de volume  $\bar{V}_j$  da lagoa é expresso pela equação:

$$\frac{\partial \bar{V}_j}{\partial t} = Q_{z,j} - Q_{z,j+1} + Q_{i,j} - Q_{o,j} \quad (1)$$

sendo  $\bar{V}_j = \frac{1}{2} \cdot (A_z + A_{z+\Delta z}) \cdot \Delta z$  o volume do  $j$ -ésimo elemento ( $m^3$ );  $A_z, A_{z+\Delta z}$  as áreas horizontais dos planos limítrofes do elemento ( $m^2$ );  $\Delta z$  a espessura do elemento (m);  $z$  a profundidade, medida a partir do fundo (m);  $j$  o elemento de indexação, com  $j=1$  para o elemento do fundo;  $Q_z$  é a vazão de mistura no sentido vertical ( $m^3 \cdot s^{-1}$ );  $Q_i$  é a vazão afluente, introduzida horizontalmente no  $j$ -ésimo elemento ( $m^3 \cdot s^{-1}$ );  $Q_o$  é a vazão efluente, retirada do volume de controle ( $m^3 \cdot s^{-1}$ ). Observe-se que o balanço expresso pela Eq. (1) deve ser igual a zero, exceto para o elemento da superfície.

A vazão de mistura vertical  $Q_z$  é originária do atrito do vento com a superfície da lagoa, quando parte do líquido superficial recebe energia cinética e, ao movimentar-se, propaga-se em direção ao fundo da lagoa, por meio do movimento convectivo. Assim, quando a velocidade do vento na superfície da lagoa é nula, a vazão de mistura também o é. A mistura provocada por diferenças de temperatura é avaliada comparando-se as massas específicas de cada camada. Quando encontrada uma camada com densidade mais elevada em uma posição superior provoca-se a mistura desta camada com a imediatamente inferior.

## 2.3 Balanço da energia térmica

O balanço da energia térmica no elemento de volume  $\bar{V}_j$  é expresso por:

$$\frac{\partial H_j}{\partial t} = (h_i - h_o + h_{s_z}) - (h_{w_j} - h_{w_{j+1}}) - (h_{d_j} - h_{d_{j+1}}) \quad (2)$$

sendo que  $H_j = c \cdot \rho \cdot \bar{V}_j \cdot T_j$  é a energia térmica contida no  $j$ -ésimo elemento (J);  $c$  é o calor específico da água ( $\text{J} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot ^\circ\text{C}^{-1}$ );  $\rho$  a densidade da água ( $\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$ );  $T_j$  a temperatura do  $j$ -ésimo elemento ( $^\circ\text{C}$ );  $h_i = c \cdot \rho \cdot Q_i \cdot T_i$  a energia térmica introduzida pela vazão afluente ( $\text{J} \cdot \text{s}^{-1}$ );  $h_o = c \cdot \rho \cdot Q_o \cdot T_o$  a energia térmica retirada pela vazão efluente ( $\text{J} \cdot \text{s}^{-1}$ );  $h_{s_z} = q_{s_z} \cdot A_z$  a insolação direta ( $\text{J} \cdot \text{s}^{-1}$ );  $q_{s_z} = (1 - \beta) \cdot q_{s_n} \cdot e^{-\eta \cdot z}$  o fluxo de radiação solar para profundidade  $z$  ( $\text{J} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ );  $q_{s_n}$  o fluxo de radiação solar líquida que penetra na superfície ( $\text{J} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ );  $\beta$  a taxa de radiação absorvida na superfície líquida;  $\eta$  o coeficiente de atenuação da luz solar ( $\text{m}^{-1}$ );  $h_{d_j}$  e  $h_{d_{j+1}} = c \cdot \rho \cdot E_z \cdot A_z \cdot \frac{\partial T}{\partial z}$  o calor transmitido por difusão ao longo do eixo vertical ( $\text{J} \cdot \text{s}^{-1}$ );  $h_{w_j}$  e  $h_{w_{j+1}} = c \cdot \rho \cdot Q_z \cdot T_z$  o calor advectado ao longo do eixo vertical; e  $E_z$  o coeficiente de difusão vertical ( $\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ ) que compreende a difusão molecular e a difusão turbulenta, cujo valor está compreendido entre  $10^{-4} \text{ cm}^2 \cdot \text{s}^{-1}$  a  $10^{-2} \text{ cm}^2 \cdot \text{s}^{-1}$  (Orlob, 1983).

No Quadro 1 encontram-se os fluxos térmicos envolvidos nesse balanço com suas respectivas equações. No Quadro 2 encontra-se a notação adotada e a Tabela 1 fornece as constantes A e B empregadas na Eq. (4).

Observe-se que no balanço térmico, Eq. (3), as suas primeiras parcelas  $-I_o + H_{an}$  representam a energia disponível, afetada apenas por fenômenos meteorológicos. A lagoa receberá essa quantidade de radiação independente da sua temperatura. Já as últimas três parcelas  $-H_w + H_e + H_c$  dependem da temperatura da superfície da água, da temperatura do ar, pressão de vapor e da velocidade do vento.

A quantidade de energia térmica armazenada em um elemento de volume  $-\frac{\partial(\bar{V}_j \cdot H_j)}{\partial t}$  após as substituições e simplificações pertinentes, providas do balanço de energia térmica, resulta na Eq. (17).

$$\begin{aligned} \frac{\partial(\bar{V}_j \cdot T_j)}{\partial t} = & \underbrace{\left( Q_{i_j} \cdot T_{i_j} - Q_{o_j} \cdot T_j \right)}_{\text{advecção}} + \underbrace{\left( \frac{1}{c \cdot \rho} \cdot q_{s_z} \cdot A_z \right)}_{\text{radiação solar}} - \underbrace{\left( Q_{z_j} \cdot T_j - Q_{z,j+1} \cdot T_{j+1} \right)}_{\text{advecção vertical}} \\ & - \underbrace{\left( E_j \cdot A_j \cdot \frac{\partial T}{\partial z} \Big|_j - E_{j+1} \cdot A_{j+1} \cdot \frac{\partial T}{\partial z} \Big|_{j+1} \right)}_{\text{difusão vertical}} \end{aligned} \quad (17)$$

que na forma discretizada é representada por

$$\begin{aligned} \dot{T}_j = & \left[ \frac{1}{\bar{V}_j} \cdot \left( \frac{E_j \cdot A_j}{\Delta z} \right) \right] \cdot T_{j-1} - \left[ \frac{1}{\bar{V}_j} \cdot \left( \dot{V}_j + Q_{o_j} + Q_{z_j} \right) + \frac{1}{\bar{V}_j} \cdot \left( \frac{E_j \cdot A_j}{\Delta z} \right) + \frac{1}{\bar{V}_j} \cdot \left( \frac{E_{j+1} \cdot A_{j+1}}{\Delta z} \right) \right] \cdot T_j \\ & + \left[ \frac{1}{\bar{V}_j} \cdot Q_{z,j+1} + \frac{1}{\bar{V}_j} \cdot \left( \frac{E_{j+1} \cdot A_{j+1}}{\Delta z} \right) \right] \cdot T_{j+1} + \frac{1}{\bar{V}_j} \cdot \left( Q_{i_j} \cdot T_{i_j} + \frac{q_{s_z} \cdot A_j}{c \cdot \rho} \right) \end{aligned} \quad (18)$$

Quadro 1: Equações do balanço térmico em uma lagoa de estabilização.

Eq. N <sup>o</sup>	Descrição	Equação
3	Energia líquida introduzida ou retirada de um elemento de volume	$H_{net} = I_o + H_{an} - (H_w + H_e + H_c)$ $H_{net} > 0$ : Calor introduzido, $H_{net} < 0$ : calor retirado
4	Valor líquido da radiação que penetra a superfície da água	$I_o = I_s \cdot (1 - A \cdot \alpha^B)$
5	Radiação atmosférica líquida de ondas longas	$H_{an} = 1,07 \cdot 10^{-12} \cdot (273 + T_a)^6 \cdot (1 + 0,17 \cdot C^2)$
6	Radiação de ondas longas emitidas pela superfície da água	$H_w = 1,0 \cdot 10^{-7} \cdot (T_s + 273)^4$
7	Perda de calor por evaporação	$H_e = 2,9 \cdot W \cdot (e_s - e_a)$
8	Transferência de calor por condução e convecção através da superfície líquida	$H_c = 0,90 \cdot W \cdot (T_s - T_a)$
9	Radiação solar de ondas curtas	$I_s = \frac{I_{sc}}{r^2} \cdot (\text{sen } \alpha) \cdot A_t^m \cdot (1 - 0,65 \cdot C^2)$
10	Distância normalizada entre a Terra e o Sol	$r = 1 + 0,017 \cdot \cos \left[ \frac{2 \cdot \pi}{365} \cdot (186 - D_t) \right]$
11	Altitude solar	$\text{sen } \alpha = \text{sen } \phi \cdot \text{sen } \delta + \cos \phi \cdot \cos \delta \cdot \cos ha$
12	Declinação solar (considerada constante ao longo do dia)	$\delta = 23,45 \cdot \frac{\pi}{180} \cdot \cos \left[ \frac{2 \cdot \pi}{365} \cdot (172 - D_t) \right]$
13	Ângulo horário	$ha = \frac{\pi}{12} \cdot (t_t - 12)$
14	Tempo solar verdadeiro	$t_t = H_L + \frac{\psi}{15} + \xi$
15	Massa óptica	$m = \frac{1}{\text{sen } \alpha + a \cdot (\alpha + b)^{-c}} \cdot \left[ \frac{288 - 0,0065 \cdot Z}{288} \right]^{5,255}$
16	Coefficiente de transmissão atmosférica	$A_t = 0,0685 \cdot \cos \left[ \frac{2 \cdot \pi}{365} \cdot (D_t + 10) \right] + 0,80$

Fontes: Fritz et al. (1980), Garg & Data (1993), Swinbank (1963), Ryan & Stolzembach (1972).

Tabela 1: Valores das constantes A e B em função das condições de cobertura do céu.

Condição do Céu	Cobertura do céu por nuvens	A	B
limpo	$\leq 0,1$	1,18	-0,77
nuvens dispersas	$0,1 < C \leq 0,5$	2,20	-0,97
nuvens “quebradas”	$0,5 < C \leq 0,9$	0,95	-0,75
nublado	$> 0,9$	0,35	-1,45

Fonte: Fritz et al. (1980).

Quadro 2: Notação empregada no equacionamento do balanço térmico.

Símbolo	Significado	Unidade
$a, b, c$	constantes iguais a 0,15; 3,885 e 1,253	adim.
$A_t$	coeficiente de transmissão atmosférica	adim.
$C$	fração de cobertura do céu por nuvens	adim.
$C$	taxa de cobertura do céu por nuvens (decimal)	adim.
$D_t$	dia Juliano do ano (1 a 365) 1º de Janeiro é o dia 1	
$e_a$	pressão de vapor para a temperatura do ponto de orvalho do ar ambiente	mm Hg
$e_s$	pressão de vapor de saturação para $T_s$	mm Hg
$H_a$	radiação atmosférica de ondas longas	cal.m <sup>-2</sup> .dia <sup>-1</sup>
$ha$	ângulo horário	rad
$H_{an}$	radiação atmosférica líquida de ondas longas	cal.m <sup>-2</sup> .dia <sup>-1</sup>
$H_{ar}$	radiação atmosférica de ondas longas refletidas	cal.m <sup>-2</sup> .dia <sup>-1</sup>
$H_c$	perda ou ganho de energia por condução e convecção	cal.m <sup>-2</sup> .dia <sup>-1</sup>
$H_e$	perda de energia térmica por evaporação	cal.m <sup>-2</sup> .dia <sup>-1</sup>
$H_L$	hora local do meridiano padrão (1 até 24 horas)	hr
$H_w$	radiação de ondas longas emitida pela água	cal.m <sup>-2</sup> .dia <sup>-1</sup>
$I_o$	valor líquido da radiação que penetra na superfície da água	cal.m <sup>-2</sup> .dia <sup>-1</sup>
$I_s$	radiação solar de ondas curtas	cal.m <sup>-2</sup> .dia <sup>-1</sup>
$I_{sc}$	constante solar = 2880	cal.m <sup>-2</sup> .dia <sup>-1</sup>
$I_{sr}$	radiação solar de ondas curtas refletida	cal.m <sup>-2</sup> .dia <sup>-1</sup>
$m$	massa ótica de ar	cal.m <sup>-2</sup> .dia <sup>-1</sup>
$r$	raio adimensionalizado da órbita da Terra	adim.
$T_a$	temperatura do ar	°C
$T_s$	temperatura da superfície da água	°C
$t_t$	tempo solar verdadeiro	hr
$W$	velocidade do vento	km.h <sup>-1</sup>
$Z$	altitude do local	m
$\alpha$	altitude solar	graus
$\delta$	declinação do Sol*	graus
$\xi$	equação do tempo**	min
$\phi$	latitude do local	rad
$\psi$	longitude do local	rad

\* - considerada constante ao longo de um determinado dia em particular

\*\* - diferença entre a hora solar verdadeira e a hora solar média, varia de +16,3 a -14,4 minutos ao longo do ano

Assim, para a determinação do perfil de temperatura para um instante  $t$  é possível montar-se um sistema de equações a partir da Eq. (18), conforme proposto por Norton & King (1974) e Orlob (1983), que usaram formulação semelhante para determinação do perfil de temperatura em lagos e reservatórios profundos.

### 3. METODOLOGIA

Na avaliação do modelo teórico para determinação do perfil de temperatura em lagoas de estabilização, foram empregados os dados experimentais obtidos por Silva (1982), para lagoa facultativa localizada em Campina Grande-PB, e Vidal (1983), para lagoa facultativa de Santa Fé do Sul-SP. Além de suas características físicas (comprimento, largura e profundidade),

foram empregadas as médias mensais para umidade relativa do ar, velocidade do vento, temperatura do ar, porcentagem de cobertura do céu e vazões. Os parâmetros climáticos das regiões, quando não fornecidos pelos trabalhos em questão, foram obtidos no *site* do Instituto Nacional de Meteorologia (<http://www.inmet.gov.br/frameset.htm>).

O procedimento de cálculo baseou-se em reescrever a Eq. (18) na forma matricial –  $[I] \cdot \{\dot{T}\} = [S] \cdot \{T\} + \{P\}$  – onde  $[I]$  é a matriz identidade,  $[S]$  é uma matriz tridiagonal cujos coeficientes estão entre colchetes na Eq.(18), e  $\{P\}$  é um vetor com parâmetros conhecidos, sendo resolvida aplicando-se o método de eliminação de Gauss sem pivotamento, já que o denominador do fator multiplicativo é sempre maior que um e a matriz  $[S]$  é diagonalmente dominante.

Para o incremento da temperatura foi aplicado a técnica da aceleração linear, definida pela Eq. (19).

$$T_{t+\Delta t} = T_t + \frac{1}{2} \cdot \Delta t \cdot (\dot{T}_t + \dot{T}_{t+\Delta t}) \quad (19)$$

sendo  $\Delta t$  o intervalo de tempo adotado.

Para o cálculo de  $T_{t+\Delta t}$  quando  $t=1$ , parte-se da hipótese que  $T_t$  é igual à temperatura média do afluente e  $\dot{T}_t = 0$ . A partir daí, o modelo passa a calcular  $\dot{T}_{t+\Delta t}$  e  $T_{t+\Delta t}$  até que o perfil vertical de temperatura torne-se estável, fato que geralmente ocorre antes da décima iteração, dando-se então seqüência aos cálculos. Observe-se, então, que o perfil de temperatura é calculado a partir de seu gradiente.

#### 4. RESULTADOS E DISCUSSÃO

Silva (1982) obteve experimentalmente, entre os dias 06 e 07 de outubro de 1987, em uma lagoa facultativa com dimensões 25,70m de comprimento, 7,40m de largura e 1,25m de profundidade localizada em Campina Grande - PB, os valores da temperatura ao longo da profundidade. As tubulações de entrada e saída da lagoa localizavam-se junto à superfície, o tempo de detenção hidráulico era de 7,5 dias e a vazão afluente de 1,34 m<sup>3</sup>/h.

A Fig. 2 mostra os perfis de temperatura calculados e obtidos experimentalmente na lagoa monitorada por Silva (1982) às 4h, 10h, 16h e 22h do período considerado. Verifica-se que às 6h, a lagoa apresentava temperatura uniforme em toda a sua profundidade, sendo que os valores calculados foram praticamente os mesmos daqueles obtidos experimentalmente. Às 10h, devido provavelmente ao aumento da temperatura do ar, verificou-se um pequeno aumento dos valores obtidos experimentalmente para as temperaturas próximas à superfície da lagoa, embora os valores calculados tenham permanecido constantes. Entre as 14h e 16h, as temperaturas ao longo da profundidade da lagoa atingiram seus valores máximos. Por volta das 22h, provavelmente devido a diminuição da temperatura do ar, observa-se uma queda na temperatura superficial da lagoa. A grande região definida pelo epilímnio foi provavelmente formada devido à virada convectiva, já que o resfriamento das águas superficiais tornaram-na mais densas, movendo-as para o fundo, promovendo a mistura entre algumas camadas situadas logo abaixo.

A maioria dos resultados simulados diferiram de -5% a 5% do valor experimental, sendo que as maiores diferenças percentuais localizaram-se na região próxima à superfície, principalmente para as 12h, quando os valores simulados ficaram de 5% a 10% acima das temperaturas obtidas *in loco*, e às 18h, quando os valores simulados ficaram de 5% a 15% abaixo dos valores experimentais. Considerando-se os diversos fatores intervenientes nos

fenômenos térmicos que ocorrem nas lagoas pode-se considerar que essas diferenças são pequenas, especialmente se considerarmos que para os cálculos foram adotados diversos valores por estimativa e não por medição direta.

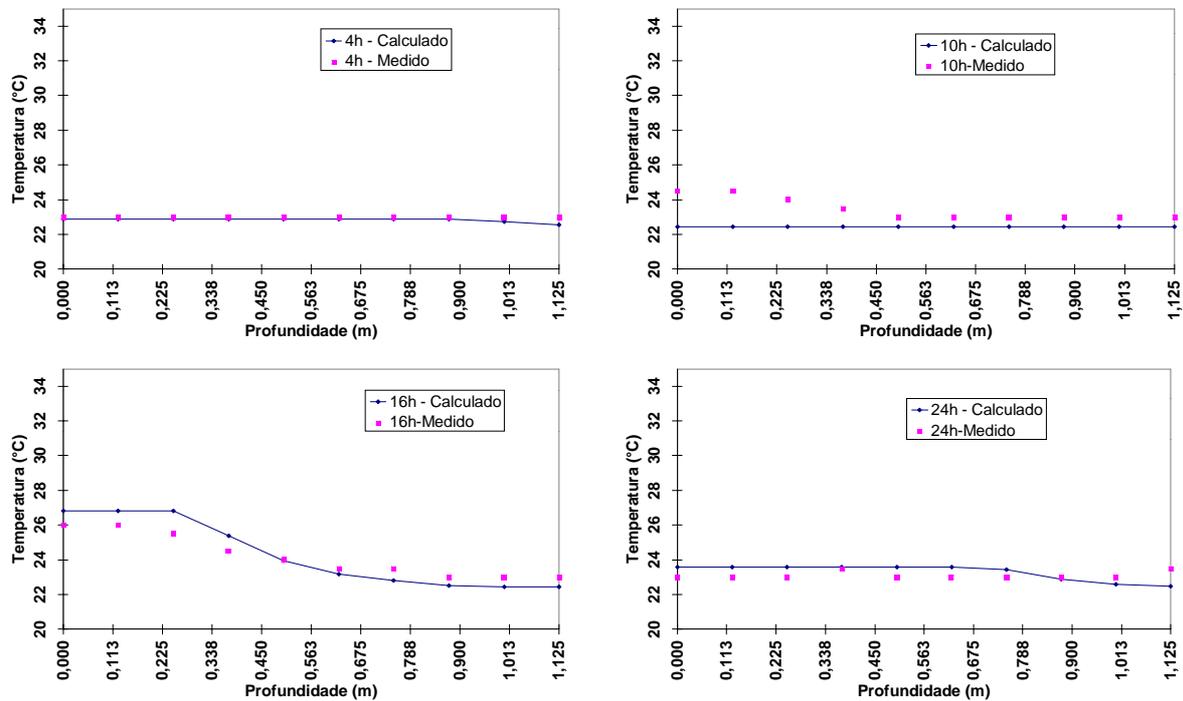


Figura 2 : Perfis de temperatura calculados e obtidos *in loco* em uma lagoa facultativa em Campina Grande - PB. *NOTA: Dados experimentais de Silva (1982), curva teórica: este trabalho.*

A razão das maiores diferenças percentuais ocorrerem próximas à superfície da lagoa pode estar relacionada ao complexo mecanismo de troca de energia térmica entre a superfície líquida da lagoa e o ar. Vale ressaltar que os horários que apresentam as maiores diferenças correspondem ao zênite solar (~12h) e ao pôr do sol (~18h) estando as temperaturas, no primeiro horário, sendo superestimadas e subestimadas no segundo. Esses erros poderão ser minimizados incorporando-se equações de previsão da temperatura do ar específicas para cada local, ou que empreguem algoritmos mais elaborados para essa previsão, por exemplo reconhecimento de padrões usando redes neurais.

Com os resultados das distribuições de temperaturas ao longo da profundidade, determinou-se a variação do volume útil da referida lagoa ao longo do ano. Admitiu-se a existência de estratificação térmica quando ocorria gradiente de pelo menos 2°C/m. O modelo indica que na maior parte do ano a lagoa apresentou volume útil aproximadamente igual a 80% do volume total, Fig. 3. Cálculos semelhantes foram realizados para uma segunda lagoa, pesquisada por Vidal (1983), em Santa Fé do Sul - SP. Essa lagoa possuía 80m de comprimento, 66m de largura e 1,5m de profundidade, estando as tubulações de entrada e saída situadas a 0,30m abaixo da superfície. O tempo de detenção hidráulico dessa lagoa era de aproximadamente 27,5 dias, com uma vazão média de 12 m<sup>3</sup>/h.

Observou-se que a lagoa facultativa de Santa Fé do Sul (SP) teve um comportamento térmico bem diferente da lagoa facultativa de Campina Grande (PB), mantendo-se estratificada durante quase todo o dia. Para este caso a diferença percentual entre as temperaturas calculadas e observadas variou de -5% a 5%. Da mesma maneira como ocorreu na lagoa de Campina Grande, na de Santa Fé do Sul as máximas diferenças percentuais

obtidas estão localizadas na região próxima à superfície e junto ao fundo da lagoa e principalmente às 12h e às 18h. O cálculo do volume útil para esta lagoa indica que este parâmetro variou de 40% a 80% do volume total, atingindo este máximo durante a estação de inverno, Fig. 3.

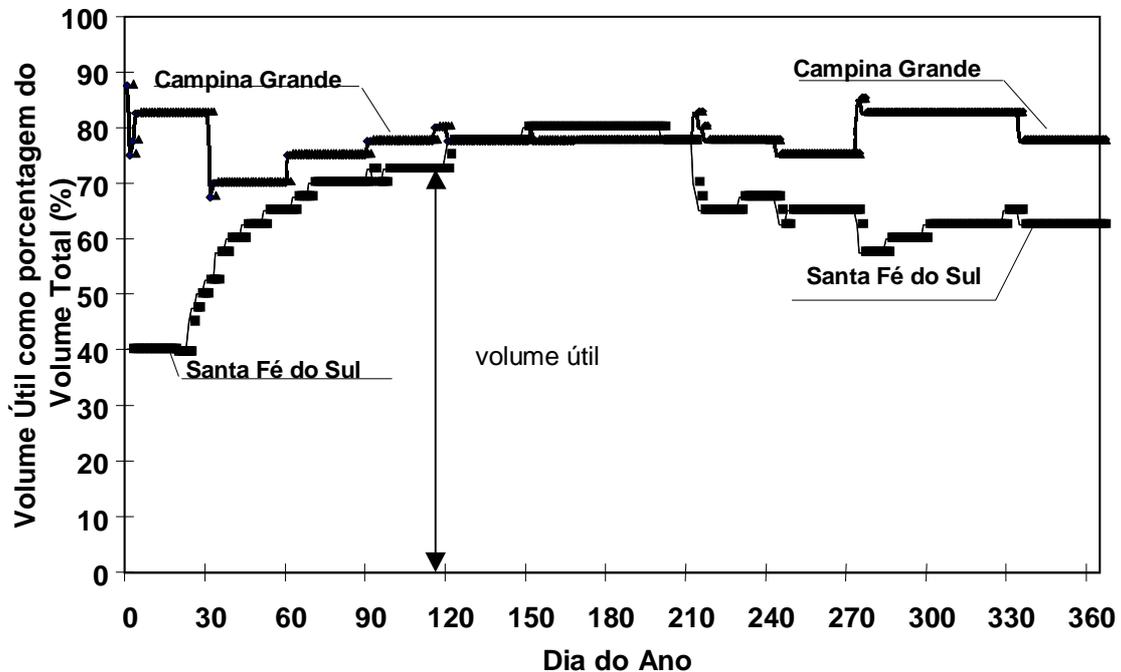


Figura 3: Variação do volume útil das lagoas de Campina Grande e Santa Fé do Sul, ao longo do ano.

## 5. CONCLUSÕES

Embora o trabalho ainda esteja em andamento, algumas conclusões prévias podem ser apresentadas:

- A determinação da ocorrência do fenômeno de estratificação é de fundamental importância para o bom funcionamento das lagoas de estabilização;
- O conhecimento das condições climáticas do local de implantação das lagoas de estabilização é muito importante para o dimensionamento dessas unidades;
- A observação do gráfico do volume útil ao longo do ano pode dar importantes informações a respeito da configuração física da lagoa;
- O modelo matemático proposto para determinação do perfil de temperatura em lagoas de estabilização mostrou-se satisfatório, com erros médios variando de -5% a 15%.

### *Agradecimentos*

Os autores são gratos ao CNPq - Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico pelos auxílios e bolsas que permitiram a execução deste trabalho (Proc. n. 300038/88-7)

## REFERÊNCIAS

Dor, I; Furer, O.; Adin, A.; Ben-Yosef, N. (1993). Turbidity Related to Surface Temperature

- in Oxidation Ponds: Studies Toward Development of a Remote Sensing Method. *Wat.Sci.Tech.*, v.27, n.7-8, pp.37-44.
- Fritz, J.J.; Meredith, D.D.; Middleton, A.C. (1980). Non-Steady State Bulk Temperature Determination for Stabilization Ponds. *Wat.Res.*, V.14, p.413-420.
- Garg, H.P.; Datta, Gouri. (1993). Fundamentals and Characteristics of Solar Radiation. *Renewable Energy*. vol 3.N 4-5, p.305-319.
- Norton, W.R.; King, I.P. (1974). Mathematical simulation of water temperature to determine the impact of raising an existing dam. In: Schetz, Joseph A. ed. *Progress in Astronautics and Aeronautics*. Martin Sumnerfield. Series Editor. Virginia Polytechnic Institute and State University, Blacksburg, Virginia. v.36, p.53-70.
- Orlob, G.T. (1983). One-dimensional models for simulation of water quality in lakes and reservoirs. In: Orlob, G.T. ed. *Mathematical modeling of water quality: Streams, lakes and reservoirs*. New York, John Wiley & Sons. p.227-273.
- Pedahzur, R.; Nasser, A.M.; Dor, I.; Fattal, B.; Shuval, H.I. (1993). The effect of baffle installation on the performance of a single-cell stabilization pond. *Wat. Sci. Tech.*, v.27, n.7-8, p.45-52.
- Ryan, P.J.; Stolzenbach, K.D. (1972). Engineering Aspects of Heat Disposal from Power generation. *Mass.Inst.Techl.*
- Silva, Salomão Anselmo (1982). *Tratamento de esgotos domésticos em lagoas de estabilização no nordeste do Brasil*. Escócia. 249p. Tese (Doutorado). Tradução. Departamento de Engenharia Civil. Universidade de Dundee.
- Swinbank, W.C. (1963). Long Wave Radiation from Clear Skies. *Q.J.Roy. Met. Soc. Lond.* v.89.
- Torres, J.J.; Soler, A.J.; Ortuno, J.F. (1997). Hydraulic Performance of a Deep Wastewater Stabilization Pond. *Wat.Res.*, v.31, n.4. pp.679-688.
- Vidal, Waldo Lima. (1983) Aperfeiçoamentos hidráulicos no projeto de lagoas de estabilização, visando redução da área de tratamento: uma aplicação prática. In: 12º CONGRESSO BRASILEIRO DE ENGENHARIA SANITÁRIA E AMBIENTAL. Balneário de Camburiú. CETESB, São Paulo.

### **Thermal stratification model for wastewater stabilization ponds**

**Abstract:** This paper presents a mathematical model to predict thermal stratification conditions in stabilization ponds. This phenomenon is of practical importance since if stratification prevails the effective volume of the lagoon is diminished. To model the process the stabilization pond is divided in layers. A mass and thermal balance in non-steady conditions gives an estimation of the vertical thermal distribution and the position of the thermocline. The mathematical results were compared to experimental observations and it was observed that for the modeled cases the difference between the estimated and the observed temperatures was less than 15%.

**Key words:** stabilization ponds, thermal stratification, mathematical model