

九州大学 正員 金子 新
九州大学 ○学生員 古賀省三

1. はじめに

自然湖においては、流入及び流出による移流熱量が、一般に小さいため、池内の水温分布は、主として水表面からの熱収支によって決定される。しかしながら、貯水池容量に比して移流熱量の卓越した貯水池においては、池内水温に及ぼす水表面からの熱収支の影響は、相対的に減少するものと考えられる。ここでは、福岡市南畑ダムを対象として熱収支項の算定が試みられ、同時に、貯水池放流水温に及ぼす水表面からの熱収支の影響を検討するため、流下方向の一次元モデルを用いた簡単な水温解析がなされた。

2. 貯水池における水面からの熱収支

一般に水面における熱収支項には、主なものとして、日射、大気からの長波輻射、水面からの逆輻射、顕熱及び潜熱がある。損失量の算定は、それぞれ以下の式によってなされた。長波輻射量と逆輻射量は、Stephan-Boltzmanの法則、 $\Phi_r = \epsilon_a \sigma T_a^4$ (W/m²) (1) 与えられる。但し、 ϵ_a は輻射能、 $\sigma = 5.7 \times 10^{-8}$ (W/m²・K⁴)はBoltzman定数であり、 T_a は大気温度(K)である。長波輻射量 Φ_{ar} については、Swinbankが ϵ_a を次式で与えている。 $\epsilon_a = \epsilon_{ac}(1 + C^2)$, $\epsilon_{ac} = 0.937 \times 10^{-4} T_a^2$ (2) 但し、 C は雲量である(0 ≤ C ≤ 1)。長波輻射に対する水面反射率を3%とすると、 $\Phi_{ar} = 5.18 \times 10^{-13} (1 + 0.17C^2) T_a^6$ (W/m²) (3) となる。逆輻射量 Φ_{ra} については、水面の輻射能を一応、 $\epsilon_a = 0.95$ とすれば、Harlemanらが与えたと同じく、 $\Phi_{ra} = 5.44 \times 10^{-8} T_s^4$ (4) となる。但し、 T_s は表面水温(K)である。顕熱量 Φ_H は、Dingmanらによって次式で与えられている。 $\Phi_H = [8.0 + 0.35(T_s - T_a) + 3.9 V_a](T_s - T_a)$ (cal/cm²・day) (5) 潜熱量 Φ_E は、普通Bowen比Rより次式で顕熱量と関係づけられている。 $\Phi_E = \Phi_H / R$, $R = 6.1 \times 10^{-4} P(T_s - T_a) / (\epsilon_a - \epsilon_a \psi)$ (cal/cm²・day) (6) ここで、 V_a は風速(m/s)、 P は気圧(mb)、 ϵ_a は気温に相当する飽和蒸気圧(mb)及び ψ は相対湿度(0 ≤ ψ ≤ 1)である。なお、気象データとしては、昭和47~49年の福岡管区気象台の観測値を高度補正したもので、表面水温には、南畑ダムの実測値が使用された。昭和47年における損失量と日射量との変化が、図-1

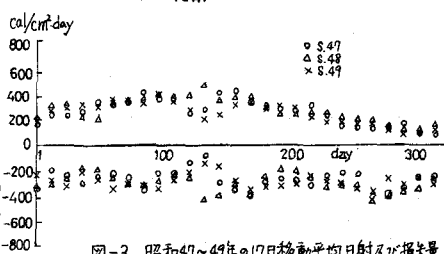
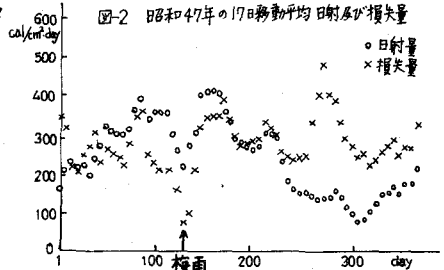
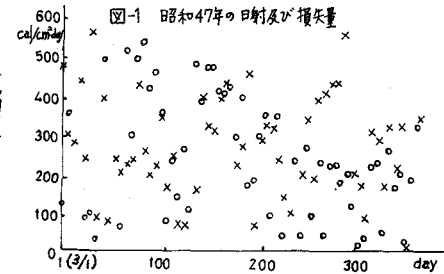


図-3 昭和47~49年の17日移動平均日射及び損失量

に示されている。年間のそれぞれの総量は、99078及び86160 cal/cm²・dayである。年間のスケールでの気象変化を対象としているので、日変化を平均化するため17日の移動平均が行われ、その結果が図-2に示されている。自然湖においては、年間の日射及び損失量は、等しいわけであるが、この場合、多少損失量が日射量を上回る結果となっている。又、昭和47~49年の17日移動平均日射及び損失量が、図-3に示されている。日射及び損失量は、三年間にわたって、ほぼ同様な変化を示しているが、梅雨期に両者減少するという特徴的な結果となっている。損失量は、放熱期においては、日射量の減少に対応して増加しているが、受熱期では、ほぼ一定に近い。

3. 計算結果の考察

南畑ダムを対象として解析を行うわけであるが、簡単のため、図-4に示す様に貯水池をモデル化する。この時、 $L=1400\text{m}$, $B=108\text{m}$, $H_1=6.102\text{m}$, $H_0=56.6\text{m}$ 及び $L_b=0.03607$ と考えればよく、又総貯水量は 4759219.5m^3 である。この様な貯水池モデルのもとで、特に移流と水面よりの熱収支量との相互関係を把握するため、拡散項を省略すれば、流下方向の一次元熱方程式は、次式で与えられる。

$$\frac{\partial T}{\partial t} + \frac{q}{h(x)} \frac{\partial T}{\partial x} = \frac{\phi_n^*(T)}{PC_p h(x)} \quad \dots (7) \quad h(x) = H_1 + L_b \cdot x \quad \dots (8)$$

ここで、 T は水温、 q は単位流量、 $h(x)$ は水深、 $\phi_n^*(T)$ は水表面を通る単位時間、単位面積あたりの熱量、 P は密度及び C_p は比熱である。解析に用いた気象データは、昭和47年3月1日から同年12月31日までの移流が平均されたものが、使用された。図-5は流入水温の昭和47~49年の三年間のデータを示しているが、ほぼ余弦関数で近似できることが判る⁴⁾。又、収束条件としては、上記の式が移流方程式であるので、 $dx/dt > q/h(x)$ を考えればよい。すなわち、単位流量 q を1000, 3000, 5000 m^3/day の三種変え、熱収支を考慮した場合とし、場合の放流水温と流入水温との比較が、図-6, 7及び8でなされている。これらの図より、 q の増加と共に放流水温に及ぼす水面よりの熱収支の影響は、漸次減少することが判る。図-7には、同時に南畑ダムの放流水温の実測値が示されているが、この様な一次元モデルでも放流水温はある程度予測できるが、水面よりの熱収支を考えた方が、多少、実測値に近い結果となっている。従来、成層状態から貯水池を分類する指標として、

$$\alpha = \frac{1}{V} \int_0^{t_y} Q dt \quad \dots (9) \quad (\text{但し、} Q \text{ 及び } V \text{ は、それぞれ放流量、及び貯水容量であり、} t_y = 365 \text{ 日とした})$$

が考えられている⁵⁾。 α が10~20程度であれば、取水口位置に温度躍層の発達する貯水池特有の水温分布状態を形成するものと考えられ、 α が、十分小さくなれば、自然湖と同じ様な水温特性を有するものと考えられる⁶⁾。この様に、自然湖型から貯水池型への移行も含めて貯水池を分類する場合には、水表面からの熱収支を考慮する必要があり、新たに、次の様な指標を導入する。

$$\beta = \frac{\int_0^{t_y} Q |T_0 - T_s| dt}{\frac{A}{PC_p} \int_0^{t_y} |\phi_s - \phi_b| dt} \quad \dots (10) \quad \left(\begin{array}{l} \text{但し、} A \text{ は貯水池表面積、} T_0 \text{ 及び } T_s \text{ はそれぞれ水表面及び水面よりの熱収支を考慮した場合及び無視した場合の放流水温、} \phi_s \text{ は日射量及び} \phi_b \text{ は損失熱量であり、} t_y = 365 \text{ 日とした。} \end{array} \right)$$

図9に流量を種々変えた場合の α 及び β の数値解析結果を与えている。一次元モデルでの簡単な解析ではあるが一応、 $\alpha = 2 \sim 5$ が自然湖型と貯水池型を区別する上での目安となるものと考えられる。又、 α が増加するにつれ、水表面よりの熱収支の影響が減少していることが判る。

参考文献

- 1) D.N. Brod, D.R.F. Harleman: Proc. of A.S.C.E., Vol. 102, HY3, March, 1976.
- 2) P.P. Raily, E.O. Macagno, J.F. Kennedy: Proc. of A.S.C.E., Vol. 100, HY4, April, 1974
- 3) J.C. Ward: Proc. of A.S.C.E., Vol. 89, SA6, December, 1963.
- 4) 淀屋周一, 白砂考夫: 電力中央研究所報告 74505, 1974.
- 5) 岩佐義郎, 野口正人, 児島彰: 京大防災研究所年報第18号B, April, 1975.

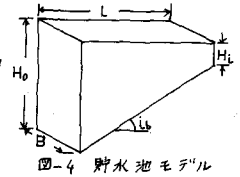


図-4 貯水池モデル

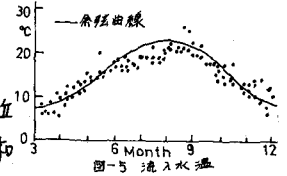


図-5 流入水温

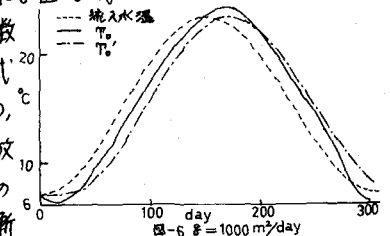


図-6 q = 1000 m³/day

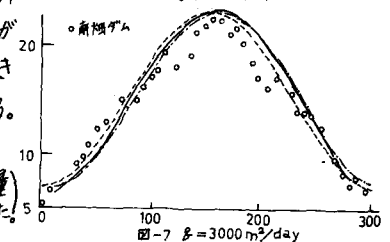


図-7 q = 3000 m³/day

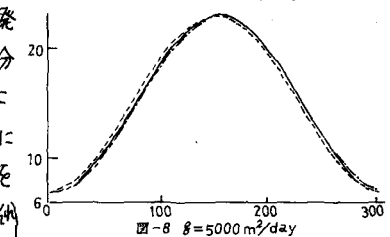


図-8 q = 5000 m³/day

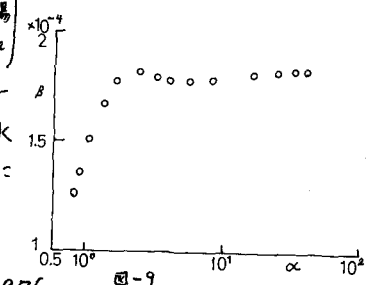


図-9