

II-17

貯水池の熱的特性に関する基礎研究

東北大学工学部 学生員 ○戸田 賢治
東北大学工学部 正 員 真野 明
東北大学工学部 正 員 後藤 光亀

1. はじめに

これまで水温予測の予測モデルに関して、長期的な水温の予測モデルはあったが、短期の予測はあまりなされていなかった。貯水池の水温分布は、日射や風などによって短時間に变化し、生物の活動に影響を与え、DO等の水質の変化の要因になる。従って、水温の短期予測は水質予測に有効であり、将来の温暖化にたいする水質等への影響の予測にも有効と思われる。これまで、仙台市郊外の貯水池（水深：7.12m）において日射、風速、気温、鉛直水温分布の連続観測を行ってきた。これらデータより、短期の簡単な水温分布予測を試み、拡散係数を変化させる効果を調べた。

2. 水温分布モデル

鉛直一次モデルを使用した。水平方向の水温分布は一律で、鉛直方向のみ変化していると仮定したものである。ここでは、水深が一定で水平方向の水温変化が無視できる湖心付近の観測点において、水表面での単位面積をもつ水柱について考えた。また、この貯水池での流入・流出はほとんど無いので、水平方向の熱フラックスはないと仮定した。また、濁質は0とし、水の密度は水温だけで決まるものとした。層分割は、測定点（50cm ごと）が中心となるように決めた。時間の分割は、観測データと同じ40分ごとにした。

時間 $t_1(i_1)$ での水温分布 $T_{w(i_1,j)}$ は水温 (°C) と、時間 $t_2(i_2)$ の日射と水面から入る熱量がわかっている場合、次のように算定した。j 層の水温がこの間に变化する量 $\Delta T_{w(i_2,j)}$ は、輻射熱による項 $\Delta T_{w,s(i_2,j)}$ と拡散による項 $\Delta T_{w,k(i_2,j)}$ に分けられる。

$$\Delta T_{w(i_2,j)} = T_{w(i_2,j)} - T_{w(i_1,j)} = \Delta T_{w,s(i_2,j)} + \Delta T_{w,k(i_2,j)} \quad \dots\dots\dots (1)$$

$$\Delta T_{w,k(i_2,j)} = \frac{\Delta t}{dh_j} \left(\kappa_{(i_2,j)} \frac{T_{w(i_1,j+1)} - T_{w(i_1,j)}}{h_{(j+1)} - h_{(j)}} - \kappa_{(i_2,j-1)} \frac{T_{w(i_1,j)} - T_{w(i_1,j-1)}}{h_{(j)} - h_{(j-1)}} \right) \quad \dots\dots\dots (2)$$

$$\Delta T_{w,s(i_2,j)} = \begin{cases} \frac{\Delta t}{\rho_w \cdot dh_j \cdot c} \left(Q_N(i_2) - \phi_s(i_2,j-1) \right) & (j = jmax) \\ \frac{\Delta t}{\rho_w \cdot dh_j \cdot c} \left(\phi_s(i_2,j) - \phi_s(i_2,j-1) \right) & (j < jmax) \end{cases} \quad \dots\dots\dots (3)$$

i: 時間に関する番号, j: 下からの層に関する番号, jmax で最上層, Δt : 期間 (s) = $t_2 - t_1$, Q_N : 水面の潜熱等を含む水面の熱フラックス (W/m^2), $\phi_s(j)$: j 層の上面での輻射量 (W/m^2), $\phi_s(0)$: 湖底での輻射量 (W/m^2), ρ_w : 水の密度 (kg/m^3), c : 水の比熱 ($4186.05 J/kg \cdot K$ 15°C), $\kappa_{(i_2,j)}$: j 層の上面における拡散係数 (m^2/s), 放熱によって、水温が下がり密度の逆転層が起こると、その範囲を混合させ、安定な密度分布を得るまで繰り返す。水面に届いた日射は、水面で5% 反射しその5割が水面に吸収され、残りが輻射熱として水中に分散する。減衰係数は、水中照度計の実測より0.417とした。拡散係数 κ は、Richardson 数 Ri より次式のようにした。

$$\log(\kappa) = -1.045 \log(Ri) - 0.0363 \quad \dots\dots\dots (4)$$

Richardson 数は、ある気象状況の始まりから終わりの期間について、そこまで算定された水温分布とその期間での風速の平均値から決定し、拡散係数を算定した。

3. 解析結果

拡散係数、水温予測は、1990年7月19日から25日の期間を使用した。図-1,2 に気象状況と水温分布を示す。この期間は、全体的に晴れた日が多く、風は前半と後半で強いが中頃では平均1m/sの弱い風となっている。ここでは、拡散係数を一定 (1.0×10^{-6} , 1.0×10^{-7}) にした時と式(4)を用いた時で比較した。図-3,4,5 に算定結果の分布図を示した。また、図-6 に期間の計算と実測との誤差平均を示す。図-6 に示すように、

$\kappa = 1.0 \times 10^{-6}$ では湖底で誤差が起こり、 $\kappa = 1.0 \times 10^{-7}$ で水面に誤差が大きくなっているが、拡散係数を算定した場合にこれらで改善効果があらわれている。高さが 1.5m~3.0m のところで逆に大きくなっているが、全層にわたって 0.5℃ 以下の小さな分散になっている。また、 $h=2.0\text{m}$ の層で値が算定値より大きく、 $h=5.0\text{m}$ で逆に小さくなっている。これは、 $h=3\sim 4\text{m}$ の所に Richardson 数が小さく不安定な層があり、ここで拡散係数を大きく算定しすぎている為である。水面付近でも同じことがいえる。図-2,5 より、水表面で 21 日のところで実測データと異なる所がある。これは、水面の混合がやや大きかったためである。また、図-5 より、約 4.5m のところで風による効果が認められる。

いずれにしても、拡散係数を一定にすると、水深全体にわたって精度を良くすることはできない。拡散係数を算定する場合は、風と高さに関する安定度の効果が効くために、誤差が小さくなる。

<参考文献> 1) 貯水池水質の調査と解析、電力中央研究所報告 No.302 (1982), 2) 土木学会編:水理公式集 (1980 年版)

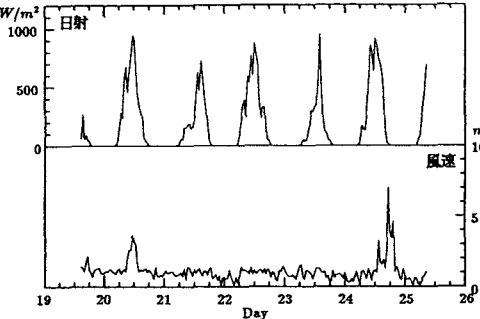


図-1 気象状況

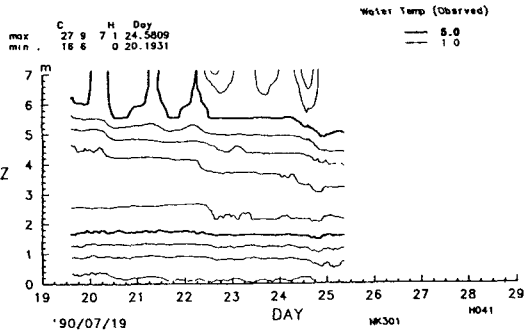


図-2 水温分布 (実測)

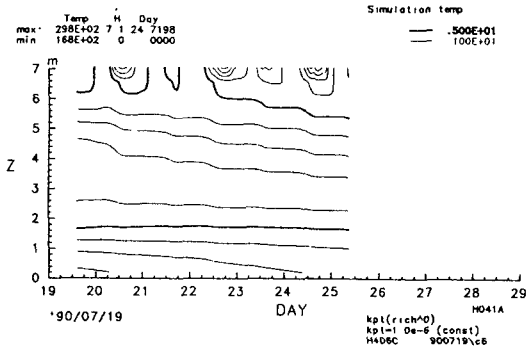


図-3 水温分布 ($\kappa = 1.0 \times 10^{-6}$)

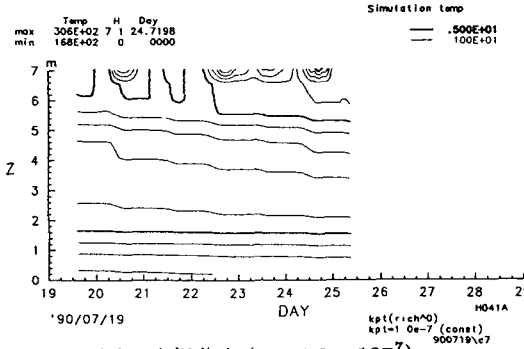


図-4 水温分布 ($\kappa = 1.0 \times 10^{-7}$)

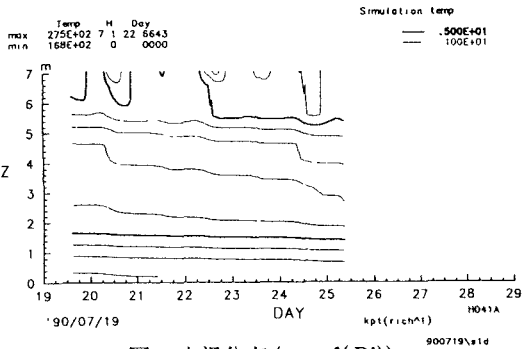


図-5 水温分布 ($\kappa = f(Ri)$)

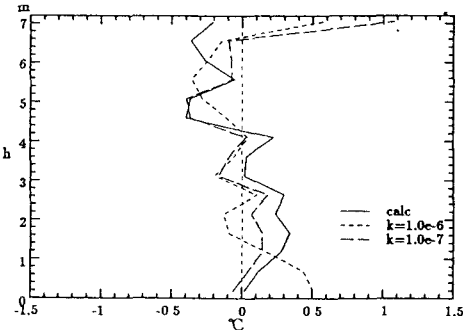


図-6 計算結果の誤差平均