

成層型貯水池内の流れと熱収支の現地観測

電力中央研究所 ○石橋 毅・秋元 保・白砂孝夫・石川晴雄
齊藤 茂・宮永洋一

1. まえがき

近年環境保全のため、貯水池の水質予測を精度よく行うことが重要となってきた。当所においては米国 M. I. T. で開発された成層型貯水池の水温予測解析モデル⁽¹⁾を基礎に、当所で行われた選採取水の研究成果および濁度収支計算を加え、水質解析モデルの精度の向上に努めている。

本報告は典型的な成層型貯水池である H 貯水池を対象に大気圏と貯水池との熱収支、流入水と流出水による貯水池水の流動の観測結果および選採取水効果に関する実証試験結果について述べるものである。

2. 大気圏と貯水池水との熱収支

昭和 50 年度に 3 回にわたって、H 貯水池を対象に行なった気象観測、水温分布の連続測定および太陽放射の水中への透過率の測定などの結果から、米国 M. I. T. で開発された計算モデルにより貯水池内鉛直水温分布の時間的変化のシミュレーション計算および水温分布の時間的変化の測定値を用いた熱収支の検討を行ない、計算手法および熱収支式の妥当性について検討したものである。

2-1 熱収支式

貯水池における大気圏からの熱の供給は日射および大気輻射であり、熱の流出は大気圏への逆輻射、蒸発に伴う潜熱、および伝導による顕熱である。

i) 太陽放射(日射量) ϕ_s は水面の反射によって ϕ_0 となって水中に伝達されるが、このうち半分程度が表面で吸収され、残りが指数関数的に深部に到達する。

すなわち

$$\phi_0 = (1 - \alpha_r) \phi_s \quad \dots \dots \dots (1)$$

$$\phi_y = \phi_0 (1 - \beta) e^{-\eta(y_s - y)} \quad \dots \dots \dots (2)$$

ここに、 α_r : 表面反射率 ≈ 0.03 , ϕ_y : 標高 y に到達する輻射熱, y_s : 水面の標高, y : ある水深の標高, β : 水面吸収率, η : 減衰係数。

ii) 水面からの熱損失

大気との熱の授受の影響範囲は、日射量を除いては表層の薄い層に限られる。したがって、大気輻射および蒸発については表層のみについて考慮すればよいから、水面からの熱損失は次式で与えられる。

$$\phi_L = \phi_e + \phi_c + \phi_{ra} \quad \dots \dots \dots (3)$$

ここに、 ϕ_L : 貯水池表面からの熱損失, ϕ_e : 蒸発による熱損失, ϕ_c : 伝導による熱損失, $\phi_{ra} = (\phi_{rw} - \phi_a)$: 有効逆輻射, ϕ_a : 大気輻射, ϕ_{rw} : 逆輻射。

各熱損失には実験、実測にもとづく種々の公式が提案されているが、こゝでは次の諸式を使用する。

Rohwer の式

$$\phi_e + \phi_c = (0.000308 + 0.000185 W) \rho (e_s - \psi e_a) \{ L_v + c T_s + \frac{269.1 (T_s - T_a)}{(e_s - \psi e_a)} \} \quad \dots \dots \dots (4)$$

ここに、 $\phi_e + \phi_c$ の単位、 $\text{kcal}/\text{m}^2 \cdot \text{day}$, W : 風速(水面上 15 cm) m/s , e_s : 表面水温に相当する飽和蒸気圧, mmHg , e_a : 気温に相当する飽和蒸気圧, mmHg , ψ : 相対湿度, $L_v = 595.9 - 0.54 T_s$: 蒸発の潜熱, T_s : 表面水温 $^{\circ}\text{C}$, T_a : 気温 $^{\circ}\text{C}$, c : 比熱 $\text{kcal}/\text{kg}^{\circ}\text{C}$ 。

$$\phi_{ra} = 0.97 K \{ T_w^4 - 0.937 \times 10^{-5} T_A^6 (1.0 + 0.17 C^2) \} \quad \dots \dots \dots (5)$$

ここに、 K : Stefan Boltzman 常数 $= 1.171 \times 10^{-6} \text{ kcal/m}^2 \cdot \text{day} \text{ } ^\circ\text{K}^4$ (絶対温度), T_w : 表面水温 $^\circ\text{K}$, T_A : 気温 $^\circ\text{K}$, C : 雲量。

2-2 観測方法

日射量, 気温, 湿度および風速等の気象資料としては電力会社がダム近傍で連続測定している値を用いた。太陽放射の水中への透過率の測定は貯水池の両岸から綱で観測船を引張って固定し, 湖岸より約 80 m の位置で船上より行なった。

測定器としてはリコー水中照度計と水中型に改造したネオ日射計の2種類を用いて行なった。照度計は光電池より検出した照度 (Lux) を1 Cで増巾して直流電流計で指示させたものである。日射計は熱伝導のよい黒白金属円板を用い, 日射を受けた黒白両板の温度差を熱電堆を用いて測定するものである。なお同日射計のガラスドームの透過特性は波長 0.3 ~ 3.0 μ の範囲である。日射計の出力電圧は $1 \text{ cal/cm}^2 \cdot \text{min}$ で 7.6 mv であり, 出力電圧が小さいので, その測定は 0.01 mv の感度を有するデジタル・マルチ・メーターを用いて行なった。

貯水池水温分布の測定は太陽放射の透過率の測定位置と同じ位置に船を固定して行なった。水温測定にはサーミスタ温度計を用い, これを水温の時間的変化の大きい水面付近は間隔を密に, 小さい深部は粗く, 10 ~ 20 箇所取り付け, これを船から釣り下げ, 水温多点記録装置に接続して, 30 分間隔で連続記録した。

2-3 太陽放射の水中への透過率の測定

測定は昭和50年度に三回行なった。観測日およびそのときの天候水質を表-1に示す。

表-1 観測日およびそのときの天候, 水質

観 測 日	天 候	濁 度 (ppm)			色 相	透明度 (m)
第1回 6/3 ~ 6/8	曇 り	4.3 (水面)	4.4 (水深6 m)	13.5 (水深11 m)	green	2.10
第2回 8/2 ~ 8/5	曇りて 変動大	3.3 (水面)	4.1 (水深3 m)	3.3 (水深13 m)	storong Yellowish green	2.40
第3回 10/21 ~ 10/22	晴 天	0.9 (水面)	0.3 (水深10 m)	0.4 (水深20 m)	dark Yellowish green	6.85

6月に行なった測定期間中は曇っていたが, 比較的日射量の変動はゆるやかであった。水中照度計と水中日射計を用いた太陽放射の水中への透過率の測定結果, すなわち(2)式の関係を図-1に示す。同図からわかるように, 両者の透過率は異なり水中日射計による測定値の方が小さめの値を示している。

この原因は太陽放射のうち, それぞれが感じる波長範囲の相違によるものと考えられたので紫外線, 可視光線, 赤外線透過率の異なるフィルターを用いて照度計の特性, 波長別の透過率の検討をつけ加えることにした。8月の測定は雲による変動が大きく測定できなかった。

10月の測定は天候に恵まれフィルターの種類を変え測定することができた。表-2に使用したフィルターの特性とそれぞれのフィルターの全波長に対する透過率の測定値を示す。

一般に太陽放射のエネルギースペクトル分布の形状は図-2のように示されるが, このスペクトル分布を紫外線, 可視光線, 赤外線の3領域に分割し, それぞれのエネルギー量をA, B, Cとすると次式の関係が成立つ。

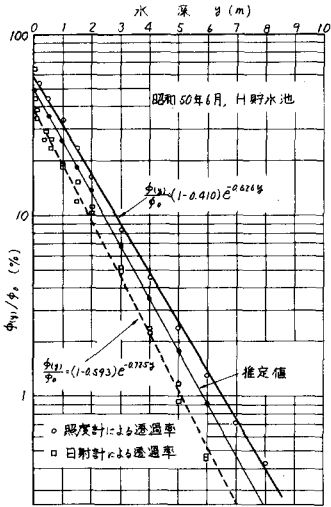


図-1 照度計, 日射計による透過率の測定結果

表-2 フィルター特性

フィルターの種類	波長 μ	透過率 (%)			全波長に対する透過率 (%)
		紫外線	可視光線	赤外線	
VR-60 (赤)		0.0	23.3	89.0	26.0
VG-50 (青)		0.0	7.3	12.0	7.0
VV-42 (紫)		48.0	0.66	26.0	4.5

関係が成立つ。

$$\left. \begin{aligned} \text{VR-60} \quad & 0.233B + 0.89C = 0.26 \\ \text{VG-50} \quad & 0.073B + 0.12C = 0.07 \\ \text{VV-42} \quad & 0.48A + 0.0066B + 0.26C = 0.045 \end{aligned} \right\} \quad (6)$$

これを解けば $A = 4.3\%$ 、 $B = 83.6\%$ 、 $C = 7.3\%$ となる。

赤外線の7.3%は図-2から見て極めて小さく、照度計の感度は可視光線以下の短波に対して敏感なものと考えられる。

次に表-2に示す3種のフィルターを取付けて、水中の透過率を求めたところ図-3に示すようになった。この図から赤外線の透過率のよいVR-60のフィルターを用いた場合、透過率は水深が増加するにしたがって急激に減少しており、赤外線は水中に入りにくいことがわかる。紫外線および可視光線の透過率のよいフィルターを用いた場合は減少率が小さく、深部に伝達されることがうかがえる。

10月に行った照度計(フィルターなし)と日射計による水中透過率の測定結果を図-4に示す。日射計による測定値は照度計の測定値よりかなり小さく、図-3に示したVR-60のフィルターを取付けて行なった照度計の測定値に近い。特に水深の小さなところで下廻っていることから、日射計による値は赤外線領域の値を測定しているものと推定される。したがって、図-2に示した太陽エネルギーのスペクトル分布から可視光線以下と赤外線部のエネルギーが等しく、かつ、照度が太陽エネルギーの強度に比例するものと仮定すると、全太陽放射に対する透過率は照度計と日射計の測定値を平均すればよいことになる。

特に問題となる点は図-1と図-3を比較するとわかるように、透過率は測定時期によってかなり異なる。測定時の天候、水質を表-1に示したが、透過率の異なる原因としては、天候、水質に大きく影響されるものと考えられるので、ある期間の平均値的な値を巨視的に求めることが望ましい。

2-4 貯水池内鉛直水温分布の測定および結果の検討

6月、10月に行った各水深における水温の経時変化の1例を図-5、図-6に示す。6月に測定した貯水池表層附近の鉛直水温分布の変化は小さく、8月は比較的大きい。

そこで先づ8月の貯水池の水温分布を水平方向に一樣で、かつ、表

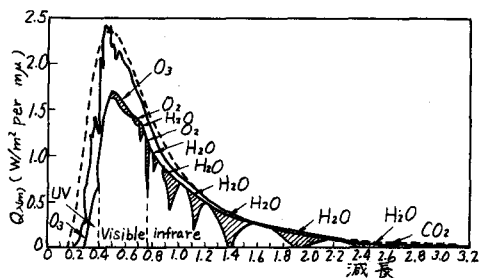


図-2 大気圏外に於ける太陽エネルギーのスペクトル分布と吸収帯

6000°Kの黒体放射エネルギー曲線
大気圏外の太陽エネルギー
水平面に於ける太陽エネルギー

(Handbook of Geophysics, Revised edition, U.S. Air Force, Macmillan, New York, 1960)

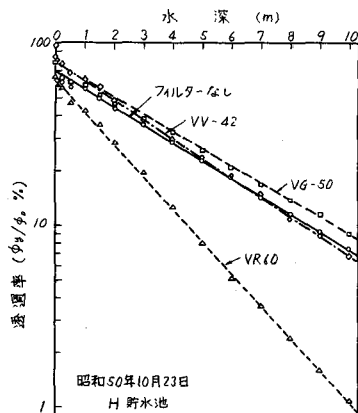


図-3 フィルターを用いた照度の透過率の測定結果

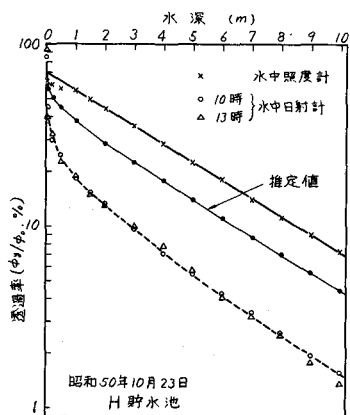
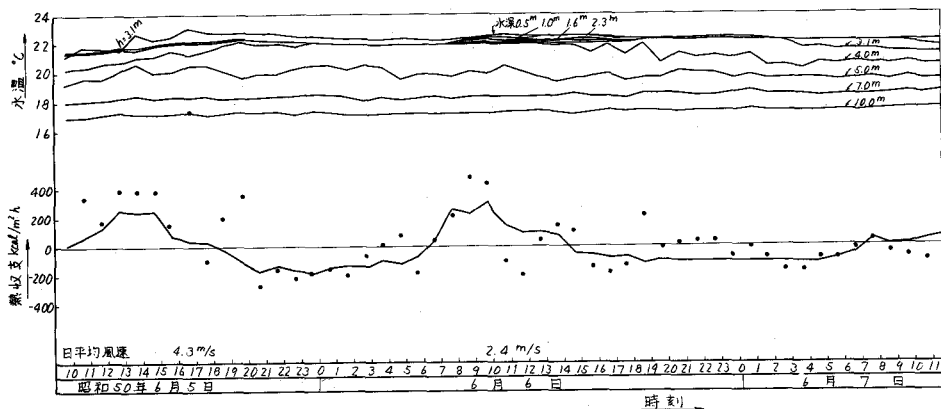


図-4 照度計、日射計による透過率の測定結果



図－5 H貯水池における水温の経時変化（昭和50年6月）

層附近の水は静止しているものと仮定して、8月2日12時の水温分布の測定値を初期条件に、MITモデルにより水温分布の変化を数値計算した。計算は水平層厚 $\Delta y = 0.2m$ 、時間きざみ $\Delta t = 1$ 時間とし、各時間毎の気象資料の測定値を用いて行なった。そして計算結果を図－6に点線で示す。

これらの結果を要約すると次の通りである。

(1) 表層の水温変化の計算値は測定値に比較してやや誇張されているように見えるが、測定期間中の日平均風速は $4m/s$ 前後あり、水面から $0.5m$ の範囲の水は風波によって混合されているものと考えられ、 Δy の取り方に多少問題があるにしても、時間的な水温変化に対しても計算値と実測値は比較的良好な一致を示し、計算手法の適合性が確かめられた。

(2) 夏季の貯水池表面水温は日間の受熱、放熱によって $2^{\circ}C$ 程度変化し、夜間の冷却による対流混合は $2 \sim 3m$ の範囲に及んでいる。

(3) 表層の深さ $1m$ の層とその直下の $1.6m \sim 3.1m$ の範囲の層では水温の日変化の位相が全く逆になっている。この原因としては種々考えられるが、不明な点が多いので今後の課題としたい。

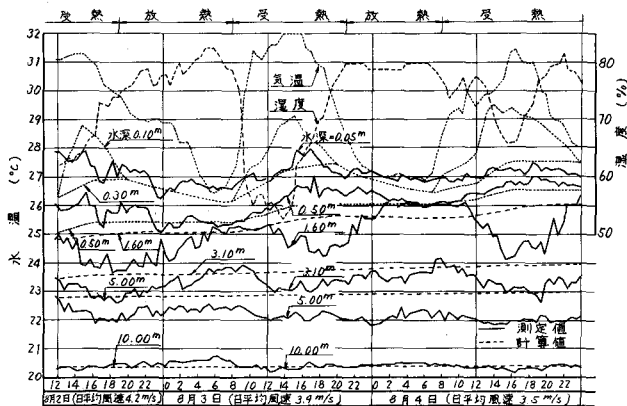
図－5に示した貯水池表層附近の水温変化は小さいため、単位面積当たりの熱収支の検討を行った。すなわち、

$$\rho_0 - (\rho_e + \rho_c + \rho_{ra}) = \rho h \Delta T \quad \dots \dots \dots (7)$$

ここに、 h ：水深、 ΔT ：単位時間、水深 h における平均水温の変化分。

このときの河川の流入水温の日変化は $17^{\circ}C \sim 20^{\circ}C$ であり、比較的貯水池の上層に流入しており、また日射の水中への透過率（図－1参照）が小さいことから熱収支の計算は水深 $0 \sim 4m$ の範囲とした。

図－5中に(7)式の左辺の計算値を実線で、水温分布の測定値から求めた右辺の値を黒丸で示した。計算と測定値のばらつきはかなり大きい、比較的良好に対応しておりRohwerの熱収支式は比較的良好なものと考えられる。



図－6 H貯水池における水温の経時変化（昭和50年8月）

3. 成層型貯水池内の流れ

成層型貯水池においては外圏との熱収支および貯水池への水の流入、貯水池水の流出に伴う熱の移流によって安定した特有の水温分布が形成され、この水温による密度分布の重力効果のために貯水池水は上下の水の混合が生じにくく、貯水池内には流入水と流出水による層状の流動部分と停滞部分を生ずる。しかしながら、流入水による貯水池水の連行量、流動層厚など水質解析モデルの精度向上のため、検討すべき事項は多い。このため昭和50年度に3回にわたってH貯水池において行った流入部、流出部附近の流れの実測と水質モデルとの関連で検討した結果について述べ、最後に選択取水の実証試験結果について述べる。

3-1 流入水の観測方法と観測結果の検討

成層型貯水池への流入水は図-7に示すように流入後ある点まで達すると、貯水池表層水を連行し水面下に潜り込む。この点は潜り込みに伴う連行による貯水池表層水の上流への流れと流入水の下流への流れの接する点で **plunging point** と呼ばれている。その後、流入水は河床に沿って流下し、同一密度の貯水の層に達すると河床から離れ、水平に貯水池に進入していく。

このような河川流入水の挙動に関して重要なことは、流入に伴う貯水池表層の連行量、連行表層水深、流入水が河床から離れる点での水平流動層の進入中心標高、進入水深、および流速分布などを貯水池の水温成層などの水理条件との関連においてとらえることである。この目的で観測は、貯水池の両岸から綱で観測線を引張って固定し、船上から貯水池の鉛直水温分布および鉛直流速分布を測定して行った。観測点は横断方向には流れの中心とし、流れ方向には **plunging p.t.** の上下流1点とそれから下流へ数百mの間隔で流入水が河床から離れる点までの10数点である。測定に用いた流速計、水温計は共に東邦電探製でそれぞれCM2S微流速計およびET3型電気水温計である。流入水温は背水の影響の及ばない河川に自記水温計を設置し観測期間中連続測定した。これらの測定のうち水温分布に関しては精度よく測定されているものと考えられるが、流速分布については流速計の感度は 2 cm/s 以上で回転、 1 cm/s 以上で流向指示のため流速測定の精度としては不十分とところがある。

図-8は第2回観測時の **plunging pt.** をはさむ上下流それぞれ250mの点における流速と水温の鉛直分布の観測値を示したものである。この区間は平均水路巾70m、河床勾配 $1/250$ のほぼ一樣水路と見なせる区間である。図中の q は流速分布から求めた単位巾当りの流量で、添字 i 、 F はそれぞれ **plunging pt.** の上流から流入する流れ、 B は **plunging pt.** 下流の貯水池表層水で逆流するもの、 F は同じく流れ方向に流れるものを表わしている。また T は水温で、それぞれの流れの平均水温を表わしている。

以上の測定値から q_B と q_i を合計するとほぼ q_F となる。また、連行し、混合された流入水の平均水温は 17.91°C で実測値 17.89°C とほぼ同じ値となっている。この場合の連行量と流入量の比 r は0.06である。同様に第1回目の測定結果を図-9に示すが、このときの r は0.26である。また T_B および

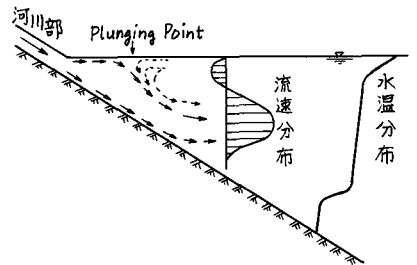


図-7 貯水池流入水の挙動

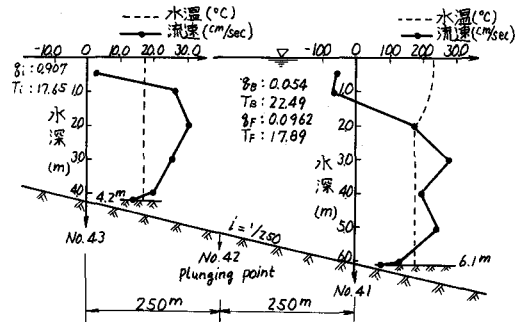
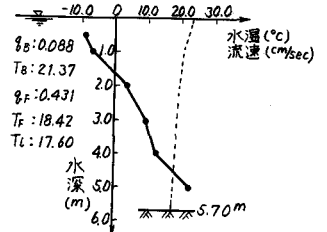


図-8 plunging pt. の上下流の流況 (第2回)



Plunging Point (No.32付近)
下流78m (第1回)
図-9 plunging pt. 下流
78m (第1回)

T_i を用いて求められた T_F の計算値は 18.37°C であり、実測値 18.42°C とよく適合することを考慮すると plunging pt.での連行量は plunging pt.下流の逆流量に等しいものと考えられる。plunging pt.における連行係数 r は第1回と第2回観測では大きな相違がある。これは第2回がほぼ直線と見なせる水路における滑らかな落込みであるのに対し、第1回は水路の湾曲のため渦を巻いて落込んでいたなど、流入部の水路形状の影響が大きいと思われる。いずれにしても上記の連行係数 $r = 0.06$ と 0.26 は従来言われている値 $r = 2$ に比べるとはるかに小さい値である。また表層連行流の水深 1.25m は解析モデルで採用されている流入等流水深 0.67m に比べて大きくなっている。しかし、以上の数値例はわずかであること、また流況は水路形状などによって微妙に変化することを考慮すると、その説明は今後の課題と考えられる。

次に流入水が河床から離れ、水平流動層として貯水池に進入する状態を示したのが図-10である。水平方向の進入水は同一断面でも方向が定まらず広い水深にわたって複雑に流向、流速が変化しているが、その絶対値を示したものである。図-8で示したように $T_F = 17.89^\circ\text{C}$ から予測される中心標高と進入中心標高はよく一致している。更に実測平均流速 u と流動水深 $\delta = 18.0\text{m}$ 、および密度勾配 $\epsilon = 0.281 \times 10^{-4}/\text{m}$ を用いて内部フルード数 $F_i = u/\sqrt{g\delta}$ を求めると $F_i = 0.67$ となり、流速として実際の流入量 ($34.3\text{m}^3/\text{s}$)、水路巾 (11.8m) および流動層厚 δ (18.0m) を用いて F_i を求めると $F_i = 0.22$ 程度となる。これらの値と解析モデルで用いられている $F_i = 0.25$ に比べると解析計算で用いられている F_i の値はほぼ妥当なものと考えられる。

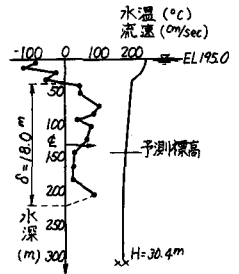


図-10 水平離床流の進入 (第2回)

3-2 選択取水流れの観測方法と観測結果の検討

中層取水時の貯水池内の流れについては既に報告されているが、今回は取水口近傍の流れを中層取水時および表層取水時のそれぞれの場合について観測した。中層取水の観測は昭和51年7月13日15時から16時までの1時間の間、取水流量を $98\text{m}^3/\text{s}$ に一定にし、また表層取水の観測は同じく7月15日15時から16時までの1時間の間取水流量を $96.4\text{m}^3/\text{s}$ に一定にして行った。なお14日に中

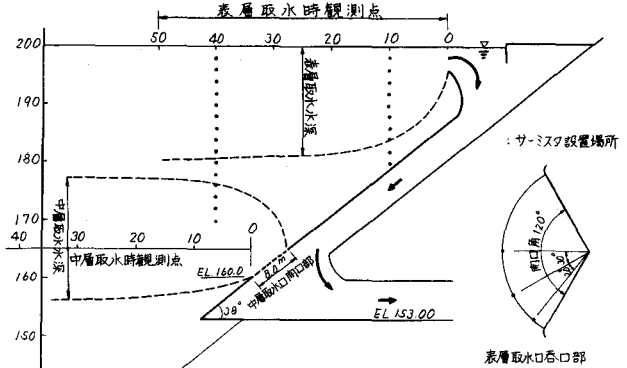


図-11 取水に伴う流れの観測点

層取水を表層取水に切換えたため、取水量は不定であったが、切換前後の放水口濁度、水温分布を測定した。

流速分布の測定は取水口の中心線上に両岸から綱を張り観測線とし、観測点は図-11に示すように、中層取水、表層取水のいずれの場合にも取水口の呑口より 10m 、 20m 、 30m 、 40m 、 50m の位置とし、流速、濁度、水温の鉛直分布を 1m 毎に測定した。測定器は流入水のときと同一で、濁度計は東邦電探製の FN-5 型を用いた。

(1) 中層取水流れ

図-12は中層取水時の水温・濁度・流速分布の測定結果を示したものである。これによれば水温分布は表層に一次躍層が、中層には二次躍層が形成されていることが認められる。また濁度に関しては水深 3.5m 付近の水温の二次躍層の上面を中心に濁度のピークが形成され、それより下層は急に、また上層は比較的ゆるやかに濁度が軽減している。なぜ高濁度層がこの付近に形成されるのかは解明されていないが、流速分布からもわかるように、上下の密度分布が安定な水温躍層と流れがある層との界面に相当し、これから生じる乱

れが懸濁物質の沈降を阻害しているのではないかと考えられる。

流速分布の測定結果によれば流動層厚 δ は24~26mの程度である。この値は日野・大西が示した(8)式に

当所で得られた実験常数を代入して得られる計算値24.9mとよく適合している。すなわち、日野・大西の式

$$\delta = G^{-1/3} \left(\frac{Q}{\theta \sqrt{g \epsilon}} \right)^{1/3} \dots \dots (8)$$

に実験常数 $G = 0.324$ 、取水量 $Q = 98 \text{ m}^3/\text{s}$ 、取水口の開口角 $\theta = \pi$ 、重力の加速度 g および密度勾配として、取水口から30mの測点における水深10m、30mの水温差から得られる $\epsilon = 0.231 \times 10^{-4} / \text{m}$ を用いると、流動層厚 $\delta = 24.9 \text{ m}$ が得られる。

(2) 表層取水流れ

図-13は表層取水時の水温・濁度・流速分布の測定結果を示したものである。これによれば表層取水時の流動層厚 δ は16~17mであるが、表層取水に対する実験常数 $G = 0.134$ 、取水量96.4m、および密度勾配として

取水口から20mの測点における水面および水深18mの水温差から得られる $\epsilon = 1.066 \times 10^{-4} / \text{m}$ を用いると流動層厚 $\delta = 16.4 \text{ m}$ が得られる。

(3) 選択取水の効果

図-14は取水を中層取水から表層取水に切換えた前後の放水口の濁度、水温の変化を示したものである。

7月13日の中層取水時の濁度は約20ppm、水温は約17℃である。14日の記録は表層取水に切換えた後の濁度・水温の時間的変化である。14時40分を境にして濁度は急減し、水温は急上昇している。

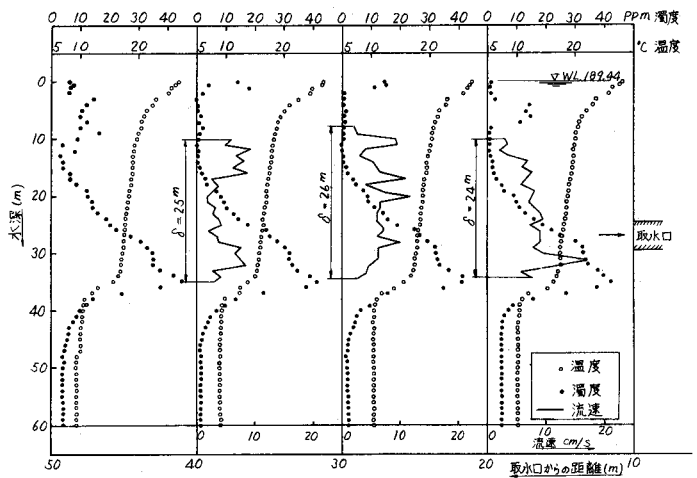


図-12 中層取水時の水温・濁度・流速分布の測定結果

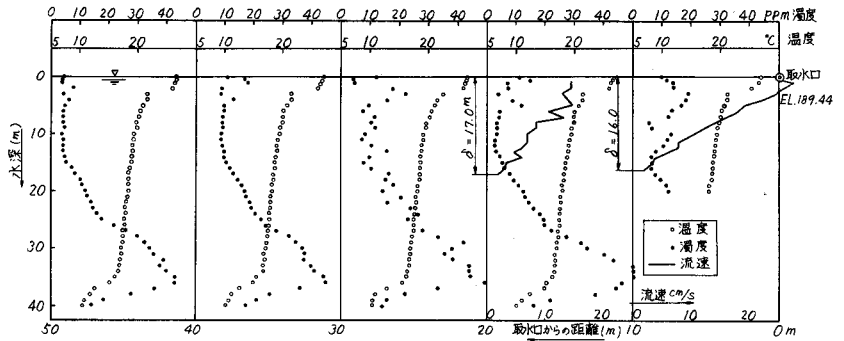


図-13 表層取水時の水温・濁度・流速分布の測定結果

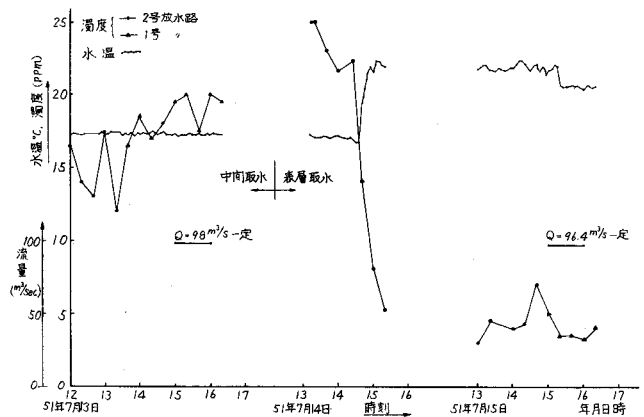


図-14 選択取水の効果

これは中層取水口より取水され、導水路、鉄管路に残留していた中層の高濁度、低温の水が、表層取水口から取水された表層の低濁度、高温の水と入れ替ったためである。15日の表層取水実験では $96.4\text{ m}^3/\text{s}$ 一定の取水を始めて20分後の15時20分に放水口水温が急に低下し、実験開始時の取水が放水口に到着し、放流水の濁度は $3\sim 4\text{ ppm}$ 、水温は 20.5°C となる。これは中層取水を表層取水に切換えると放流水濁度が急激に低下し、選択取水の効果を顕著に示すものである。

4. 結 語

以上述べたようにH貯水池において種々の実測を行ったが、結果を要約すると次の通りである。

1. 紫外、可視、赤外線それぞれの透過率の異なるフィルターを用いて検討した結果、太陽放射のうち長波は表層で吸収され短波は水中に伝達される。そして照度計は主として短波を、日射計は長波を測定しているものと考えられる。また一般的な太陽放射のスペクトル分布から短波領域(0.75μ 以下)と長波領域(0.75μ 以上)の放射エネルギーを等しいと仮定すれば、太陽放射の水中透過率は照度計と日射計によるそれぞれの測定値を平均すればよいと考えられる。

2. しかし太陽放射の水中透過率は測定値の相違より大きく、天候や水質に支配され、大きく変動するものであるから、測定回数を多くして、季節的あるいは巨視的に決めることが望ましい。

3. 計算モデルの水平層の分割厚さを小さくして(0.20 m)、時間的な気象条件を与え、鉛直水温分布の変化を計算し、測定値と比較したが、これらの結果は比較的良好な対応を示し、計算手法の適合性が確かめられた。

4. 夏季の貯水池表面水温は 2°C 程度変化し、夜間の冷却による対流混合は $2\sim 3\text{ m}$ の範囲に及んでいる。

5. 表層の深さ約 1 m の層とその直下の $1.6\text{ m}\sim 3.1\text{ m}$ の範囲の層では水温の日変化の位相が全く逆になっている。この原因については不明な点が多く、今後の研究課題としたい。

6. 通常の河川流入水の plunging point における表層水の連行量は比較的少なく、連行量対流入量の比 r は $0.06\sim 0.26$ であった。また、表層の連行水深 h_d は流入等流水深の2倍程度であった。これらの値は流入部の条件、貯水池の水理条件によって微妙に変化するのでそれらの値を実測によって求めるには、さらに観測の積重ねが必要と思われる。

7. 選択流動層厚の予測に関しては日野・大西の式(8式)の実験常数 G の値として、中層取水の場合 0.324 、表層取水の場合 0.134 とすればよいことが確認された。

8. 濁水軽減対策としての選択取水は効果的である。H貯水池における昭和51年7月13日から7月15日間の状態で取水口を中層(取水流量 $98\text{ m}^3/\text{s}$)から表層(取水流量 $96.4\text{ m}^3/\text{s}$)に切換えた例では放流水の濁度は 20 ppm から 4 ppm に低減した。

参 考 文 献

- 1) Ryan, P. J. Harleman D. R. F: Prediction of the annual cycle of temperature changes in a stratified Lake or Reservoir. Ralph M Parsons Lab. M. I. T Report № 137, 1971年4月.
- 2) 安芸・白砂:「貯水池濁水現象の調査と解析(その2)」電力中央研究所技術第2研究所 依頼報告 74506, 昭和49年8月.
- 3) 日野・大西:「密度成層流に及ぼす point sink の高さの効果, 土木学会論文報告集 第163号, 昭和44年3月.
- 4) 白砂・青木:「貯水池濁水対策に関する研究(第二報)」電力中央研究所技術第2研究所 依頼報告 73509, 昭和48年11月.