

ダム貯水池の成層化と取・放水の影響

京都大学工学部 正員 岩佐 義朗

" " ○井上 和也

" " 野口 正人

1. はじめに

一般に湖沼や貯水池においては、夏季に水温差による成層状態が見られることが数多くの事例から認められており、その成層化のプロセスを循環期に至るまでを含めて表現するモデルもすでにいくつか提案されている。^{1),2)}

ここで報告するのは、天ヶ瀬ダム貯水池（淀川水系）において過去2年の主として夏季に行なわれた水温分布の観測結果と単純化された取水モデルの実験結果についてであるが、これらの調査は、成層の発達にともなって貯水池の底部に滞留する水とその水質劣化が水質問題として注目されたことなどから実施されたものである。したがってこの調査には、ここで述べる水理学的なもののほか、化学的、生物学的な調査も含まれており、それらの間の相互的な対応関係を明らかにし、貯水池の水質変換に及ぼす役割を解明することが最終的な目標になっている。

さて、流入水、流出水の少ない貯水池、湖沼では太陽から輻射エネルギーをうけて成層が発達するが、これに及ぼす影響としてつぎのことが挙げられる。

i) 表面からの蒸発および夜間の逆輻射により表面附近が冷却され、その結果生ずる対流とそれによる混合

ii) 吹送流などの流れとその乱れから生ずる混合・拡散

しかし、ダム貯水池のように流入水・放流水が多い場合、それによって熱エネルギーが移動すること、および 流入・放流によって生ずる流れの作用がきわめて大きいことが予想される。貯水池水が揚水発電に利用されている場合、揚・放水のくり返しによる影響を考えに入れる必要がある。

2. 天ヶ瀬貯水池の概要

天ヶ瀬貯水池は淀川水系（宇治川）にあり、総容量 $26.3 \times 10^6 m^3$ 、有効貯水容量 $20 \times 10^6 m^3$ である。流入水の大部分は上流の琵琶湖からの放流水でこれは南郷洗堰で調節されている。貯水池からの放流は、最大やく $186 m^3/s$ までは発電取水を通して行なわれ、それ以上の放流には主ゲートが用いられる。他に $0.3 m^3/s$ の都市用水の取水が行なわれている。貯水池縦断面図は 図1に示されるが、断面番号4と5の間にこの貯水池を下池とする揚水発電所（喜撰山発電所）の取水口（放水口）があり、最

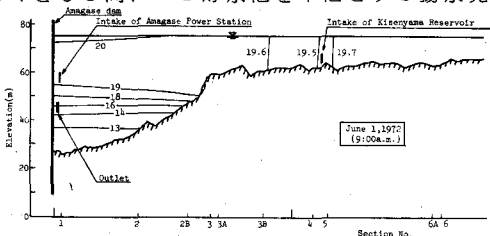


図 1

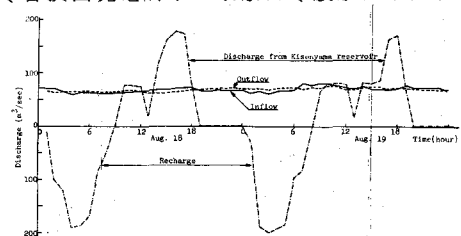


図 2

大揚水量 $220\text{ m}^3/\text{s}$ ，最大放水量 $248\text{ m}^3/\text{s}$ の取・放水のくり返しが行なわれている。図 2 は天ヶ瀬貯水池における流入流量，放流流量および揚水発電所の使用水量の一例である。

3. 観測結果と考察

i) 表水層

図 1 は温暖期における貯水池の等温線図の例である。貯水池の水深の大きい部分には縦断方向に一樣な成層状態がみられるのに対し，断面 3 より上流においては成層がみられない。すなわち，貯水池の断面 3～4 の間を境にしてこれより下流は湖沼と同様の性格を有する部分を考えることができ，また，これより上流は通常の河川とよく似た状態を示すとみられる部分で，その水温は一般に，大貯水池である琵琶湖のそれにひとしいとみることができよう。図 3 はこの河川部分の水温 T_1 と，下流の温度躍層より上の部分の水温 T_2 （断面 No. 2 の水面下 1.0 m の水温）との相関であるが，これからこの貯水池では水温躍層より上の水温は上，下流を通して一樣であって流れ方向の変化は少ないとみることができる。すなわち，躍層の位置については後述するが，それが水面下 20～30 m とかなり深い部分にあり，それより上の部分の水温は一樣であって表水層を形成している。この表水層においては，ダム近傍に弱い一次躍層がみられる以外は，かなりよく混合されているようであり，前述のように夜間の冷却による対流や吹送流などによる混合あるいは揚水発電による取・放水の効果が考えられるほか，この観測の行なわれた 2 年間で豊水年であって流入流量したがって流出流量も多くつねに水が交換されていたためと考えられる。

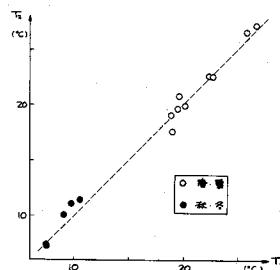


図 3

ii) 底層水温

吉川・山本¹⁾ はわが国の多くの貯水池の水温の年間変化を詳細に調査し，底層水温が年間を通じてほとんど変化しない場合と，洪水期にそれが上昇するという二つの型のあることおよび底層水温の変動の著しい貯水池ほど流入水の影響が大であることを見出した。そして，洪水期に底層水温が上昇するのは水温は高いが高濁度のため密度の大きくなっている洪水流が密度流的に貯水池の底部へ侵入した場合であるとしている。また白砂³⁾ も一ツ瀬ダム貯水池の濁水問題に関連して同様のことを指摘している。図 4 は天ヶ瀬貯水池の底層水温を過去に測定されたものも含めて示したものであるが，その変動は著しい。この貯水池においては濁度は観測されていないので，この変動と濁水の関連は明らかでないが，上述のこと以外に，洪水時に多量の放流が行なわれそのため躍層が破壊され極端な場合放流が貯水池から全層取水の型で行なわれる結果，貯水池水がすべて交換されてしまうことが考えられる。

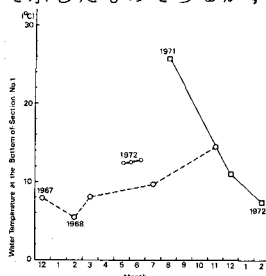


図 4

iii) 揚水発電の影響

図 5 は揚水発電所の運転の状況に応じて観測された水温分布である（断面 1）。図中の実線および点線は揚水発電所の発電（放流）中，鎖線は揚水中，また破線は運転休止中にそれぞれ対応する。図より明らかなように，表面近くを除いて水温分布には明瞭な差はみられな

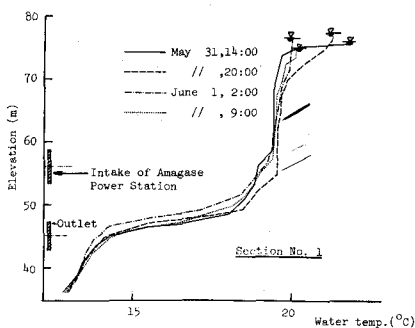


図 5

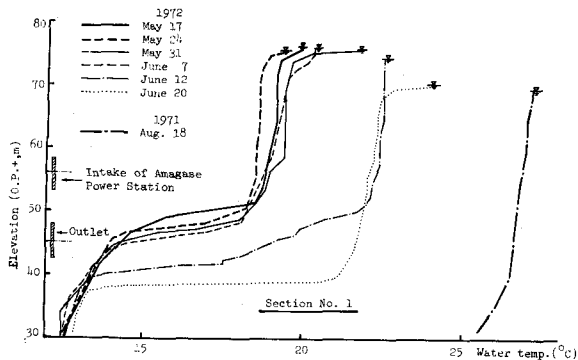


図 6

い。表面近くの水温の変化は昼間に一次躍層が発達し、それが夜間に冷却され対流によって消滅することをあらわしているものとみられる。

喜撰山揚水発電所によって揚水される水量は天ヶ瀬貯水池の有効貯水量の20%程度に達する。しかし後述するように、貯水池の成層状態、躍層の位置が天ヶ瀬ダムからの取水に強く関係していること、および、揚水発電所が一日周期で運転され、発電後上池に残留する水が少なく毎日入れ換っているとみられることから、揚水発電の揚・放水のサイクルを通じて水温の著しい変化をうけるとは考えられない。このことから、揚水発電によって天ヶ瀬貯水池は表水層にいくらかの混合の効果をうける以外は大きい影響をうけないものとみなされる。

IV) 躍層の位置

図 6 は 1971 年、72 年の温暖期の断面 No. 1 の水温分布である。71 年には成層がほとんどみられないのに対し、72 年には明瞭な躍層が発達している。両年の気象条件には大きい差はないが、図 7 のように放流流量に著しい違いがみられる。すなわち、71 年 7 月には平均 $700 \text{ m}^3/\text{s}$ に達する流入流量（したがって同程度の放流が行なわれている）のあったが、72 年では 6 月初旬まで流入流量はやく $80 \text{ m}^3/\text{s}$ で発電取水を通じてのみ同量の放流が行なわれており、このような違いの結果全く異なった成層状態が現われたものとみられる。

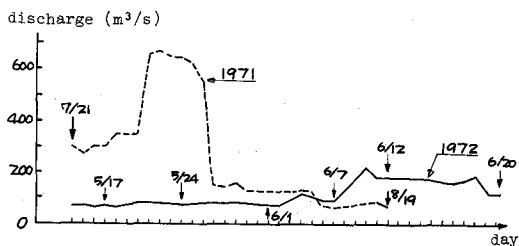


図 7

72 年の観測結果からみて、躍層の位置と取水口の位置の関係が明らかである。すなわち、上述のように、6 月初旬までは発電取水口（取水口中心位置 O.P. 56 m ）を通じての放流であったが、6 月 10 日以降、貯水位を制限水位に下げるとの放流が主ゲート（中心位置 O.P. 45 m ）から行なわれ、この間の水が取水された結果、躍層は O.P. 39 m にまで低下している。これらのことは成層流の選択取水の問題の一つとして考えられよう。ここでは不連続な境界面を有する 2 成層流の問題として躍層の位置を求めてみる。

Craya⁴⁾ は図 8 のような上層水の選択取水において、下層水をまきこまない限界流速として、取水口がオリフィスの場合

$$\frac{V_c}{\sqrt{\varepsilon g y_0}} = 3.25 \left(\frac{y_0}{D} \right)^2 \quad (1)$$

の関係を得ている。ここに、 $\varepsilon = \Delta\rho/\rho$ 、 D はオリフィスの径である。この関係はある不連続な成層状態で境界面が取水口より上にあるような場合に、 V_c の流速で取水をつづけ平衡状態に達したときの境界面の位置を与える関係ともみられよう。(1)式を取水流量 Q との関係に改めれば

$$Q = 2.55 \sqrt{\varepsilon g y_0} \cdot y_0^2 \quad (2)$$

となる。

これによって天ヶ瀬貯水池の躍層の位置を求めてみよう。発電取水のみが行なわれていた6月初旬の躍層はやくO.P.47mにあり低下量は9mであるが、 $Q = 80 \text{ m}^3/\text{s}$ として求められる計算値は9.8mであって、吉川・山本らと同様にほぼ一致した結果が得られる。一方、洪水放流が行なわれた後の6月20日では躍層の低下量はやく6mであるのに、計算値は12mであって過大である。この差の一因として放流が発電をかねて行なわれ主ゲートのみでないことおよび躍層が最終的な位置に達していないことが考えられる。さらに、洪水放流のような大流量に(2)式の関係が適用できるかは問題であるが、以上のことから、71年8月の状態は放流による躍層の低下が著しく下層が消滅した結果と推測することができよう。

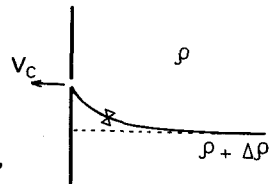


図 8

4. 取水に関する実験

上記では(1)式を取水が行なわれたときの躍層（不連続な内部境界面とみる）の最終的な位置を示す関係とみている。つぎに、例えば取水の初期において不連続面が取水口より上にある場合、最終的な状態に達するまでの経過、すなわち、貯水池からの取水により内部境界面が如何に変化するか、また、取水された水の温度（あるいは密度）の変化について調べるため、淡・塩二成層モデルになる実験を行なった。実験は長さ4m、幅25cm、高さ35cmのアクリライト製水槽に淡・塩二成層を作り、下流端に設けられたオリフィスおよびポンプによって一定流量の取水を行なった。また、上流側から上層水の補給のあることを想定し、取水流量にひとしい淡水を補給した。この実験より求められた内部境界面の位置および取水流体の密度の時間的変化を示したのが図9,10である。すなわち、初期の段階

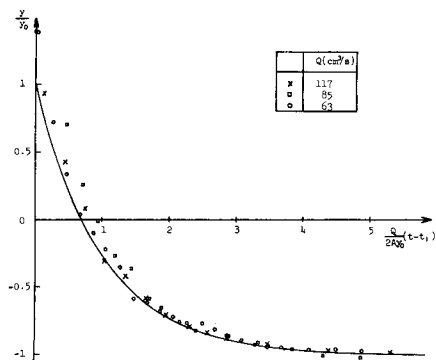


図 9

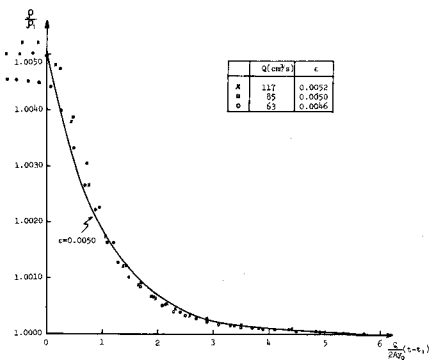


図 10

では下層分離取水がおこり、その後両層の混合された取水に移り、一定時間経過後は定常状態となり上層分離取水となっている。以下ではこれらの様子について、簡単なモデルによって考察する。

取水流量 Q から(2)式により求められる長さを y_0 、取水口を基準にして躍層の位置を y とする(図 1.1)。いま、 $y > y_0$ のとき下層分離取水がおこり、 $y < y_0$ のとき上・下層の混合した取水が生じ、上層流体から $\frac{y_0 - y}{2y_0} Q$ 、下層流体から $\frac{y_0 + y}{2y_0} Q$ が取水されると仮定する。このとき $t = 0$ における境界面の位置を y_i ($y_i > y_0$) とすれば、時間 $t_1 = A \cdot (y_i - y_0) / Q$ (A : 境界面の面積) までは下層水のみが取水され(取水流体の密度 $\rho = \rho_2$)、それ以後は y は次式で表わされる。

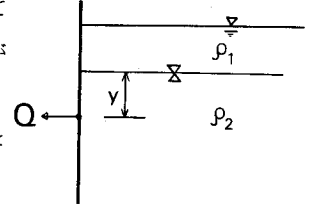


図 1.1

$$A \frac{\partial y}{\partial t} = - \frac{y + y_0}{2y_0} Q \quad (3)$$

$$\therefore y = 2y_0 e^{-\frac{Q}{2Ay_0}(t-t_1)} - y_0 \quad (4)$$

また、取水流体の密度はつぎのようになる。

$$\rho = \rho_1 + (\rho_2 - \rho_1) e^{-\frac{Q}{2Ay_0}(t-t_1)} \quad (5)$$

(4), (5)式より求められる境界面の位置および取水流体の密度を表わしたのが図 9, 10 中の実線である。取水時間が長くなれば境界面は(2)式で与えられる位置に漸近するが、それにいたる経過も含めて、上の簡単なモデルによる結果と実験結果は取水流量の大・小にかかわらずよく一致している。

5. むすび

以上天ヶ瀬貯水池における観測結果などについて述べてきたが、とくに躍層の位置に関する実験において、きわめて簡略化されたモデルによって、境界面の位置および取水流体の密度をある程度知ることが分った。温度差による成層と、濃度差によるそれとの交換性および相似律が十分に解明されていないので 上の考えをそのまま貯水池に適用するのに問題はあるが、興味ある結果と考えている。

最後に、現地観測、資料の整理および実験にあたって多大の助力をいただいた研究室の諸兄に厚く感謝いたします。

○参考文献

- 1) 吉川秀夫, 山本晃一, 貯水池の水の挙動に関する研究, 土木学会論文報告集186号, 1971年2月。
- 2) Huber, W. C., D. R. F. Harleman, P. J. Ryan, Temperature prediction in stratified reservoirs, Proc. ASCE, HY4, Apr. 1972.
- 3) 白砂孝夫, 貯水池濁水対策に関する研究(第一報), 電力中央研究所報告 72503, 1972年7月。
- 4) 水理公式集, 土木学会, 1971。