

はじめに

宮城県柴田郡山崎町に位置する釜房湖は夏季の成層期に底層水の嫌気性化が ≈ 4 。成層末期には中、下層の水質劣化がもたらされる。特に降雨が非常に少なく深刻な水不足があった昭和48年には著しい水質の劣化があった。そこでこの湖において夏の成層期に酸素の垂直分布などのように変化してゆくことを明らかに調査を行ない若干の知見を得たことを報告する。なお、本報告で用いるデータは昭和49年6月20日から同年9月3日までのものであり、そのうち特に7月16日から8月27日まで比較的流入量の少ないときの最大水深部で得られたデータである。

釜房湖概要ならびに調査方法

釜房湖は昭和44年に完成した多目的ダム湖であり、現在発電用に $50\text{万m}^3/\text{日}$ 、上水用 $10\text{万m}^3/\text{日}$ が使用されている。貯水量は常水位(EL.149.4m)で $4,200\text{万m}^3$ 、年平均滞流時間は ≈ 50 日である。管理上、水位調整が行われ、7月1日から9月30日間は制限水位が143.00mとなる。このときの貯水量は $2,200\text{万m}^3$ 、この間の平均滞流時間は年度によりますが20日ないし30日である。湖面面積、平均水深、最大水深は常水位のときそれぞれ 3.7km^2 、11.6m、43m、制限水位では 2.3km^2 、9.6m、36mである。

流入河川は太郎川、北川、芥川の3本であり、各河川の流域面積はそれぞれ 66.4 、 81.2 、 52.6km^2 である。

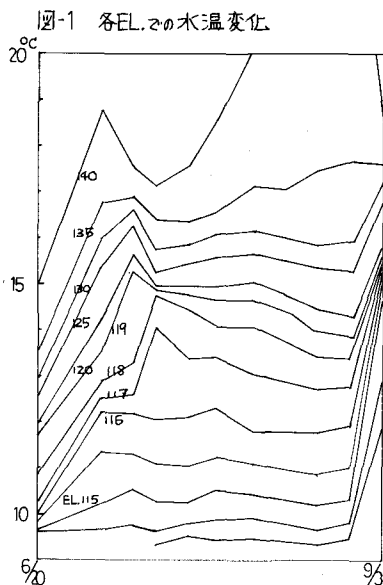
調査地として最大水深を有する地帯を選び、その他の貯水地の形状を考慮して2点を加え、計3点を湛留酸素(D.O.)、水質、pH etcと調査した。調査日は6月20日、7月4日、11日、16日、23日、29日、8月6日、13日、20日、27日、9月3日の計11回である。なお酸素濃度については生の試料を現場でフラスコに詰め実験室に持ち帰り20℃の恒温槽内で反応させ測定した。また光合成については現場で透明ガラス製のフラスコを用いる明暗ビン法による測定した。

なお、各項目の分析方法は上水試験法(1970年版)に準じた。

結果および考察

最大水深部の観測点で得られた水温とD.O.の垂直分布から各EL.での水温およびD.O.の分布、各EL.について水温とD.O.の経時変化を図示したのが図-1、図-2である。7月16日以前および8月27日以降は大量降雨および大量放流による水の循環が激しいためここからは考慮せず、7月16日から8月27日までの変化のみを比較的時間的な変化から示す。この間はEL.123.0mにあるコンジットゲートからの放流は行われなかった。かつ流入水量も高き時期であるので混合の程度はかたより多いものと考えられる。

そこでまず、有効貯水量を考慮して最深部をEL.110.0mと定め最深部から鉛直方向上向きに2単位と1-次元の整の拡散係数



を次式により算出した。

$$D_{vm} \cdot A_m \left\{ \frac{1}{2} \cdot \left[\frac{T(n-\frac{1}{2}, t) - T(n-\frac{1}{2}, t+T)}{\Delta z} + \frac{T(n-\frac{1}{2}, t+T) - T(n-\frac{1}{2}, t)}{\Delta z} \right] \right\} \\ = \sum_{n=110}^m \left\{ \frac{V_m}{T} [T(n-\frac{1}{2}, t+T) - T(n-\frac{1}{2}, t)] \right\} \quad (1)$$

ここで、 z : 垂直方向の距離[m], D_{vm} : EL=m の拡散係数[cm²/sec]

A_m : EL=m の湛水面積[m²], T : 温度[°C], V_m : EL=m と EL=m-1 間

に存在する水量[m³], n : EL の値, t : 時刻, T : 時間間隔。

(1) 式による計算結果は示した通り、EL 120~125m 間には (1) 式で計算すると D_{vm} が「-」の値となつた箇所が存在する。図-1 から明らかなように EL 120m 以下では水温は時間とともにやや減少する傾向がみられ、熱は水体内に全て保持されるとは考えられないうことを示している。したがって、減少した中、下層の熱収支を考へると水と底泥との間の熱の授受を考へることは必要である。

図-2 に示した DO の経時変化図から 7 月 16 日から 8 月 27 日間は EL. 117~138m 間ではほぼ 0 次反応的に減少していることに着目し、各 EL におけるみかけの酸素濃度の減少速度を求めた。

$$DO(t) = DO_0 - bt \quad (2)$$

(2) 式で求めた b 値を図-4 に示す。EL. 117m 以下では 7 月 16 日に既に小さな DO 値しか示さず求められなかった。なお、(2) 式の b 値を求めるとき、 $DO < 1.0 \text{ mg O}_2/\text{L}$ 以下の値は利用しなかった。

次に各 EL における脱酸素速度を求めるために 20°C、暗所、フラスコ中での脱酸素速度を求め、各 EL の水温に温度補正を行なった。

$$DO(t) = DO_0 - L_0(1 - 10^{-kt}) \quad (3)$$

$$k_T = k_{20} \theta^{T-20} \quad (4)$$

(3), (4) 式で得られた値から kL_0 を計算すると図-3 のようになる。

全体にはほぼ一定であるが、各 EL の脱酸素速度を決定するのは必ずしも、中層部で全体的に小さく、表層および下層では比較的大きな値が得られている。表層付近では比較的大きな値は光合成による酸素増産によるものと考へられる。また下層部特に EL. 114m 以下で得られる大きな値は、全体的な反応以外に鉄の沈降反応（たとえば Mn^{2+} , Fe^{2+} などの酸化反応）による部分が含まれていることによると考へられる。

今後、 O_2 の拡散および脱酸素速度の検討が望み、減少係数 b がどのような説明をうけるか説明がなされる。

参考文献

(1) D. A. Bella, "Dissolved Oxygen Variations in Stratified Lakes" ASCE, SA5, pp 7628~ (1970)

図-2 各 EL での DO の変化

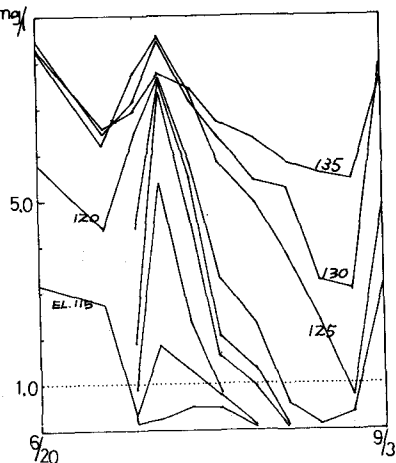


図-3 湖水の脱酸素速度

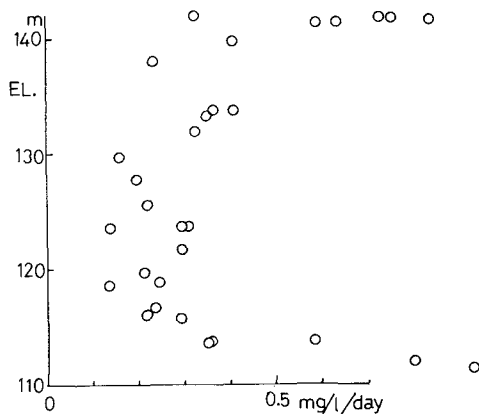


図-4 各 EL での DO 減少係数

