

水温躍層における貧酸素水の成長機構について

MECHANISM OF DEOXYGENATION IN RESERVOIR METALIMNION

道奥康治¹・小谷英之²・佐々木茂太²・西口祐輝²

Kohji MICHIOKU, Hideyuki KOTANI, Shigeta SASAKI and Yuuki NISHIGUCHI

¹フェロー会員 工博 神戸大学教授 工学部建設学科 (〒657-8501 神戸市灘区六甲台町1-1)

²学生会員 学(工) 神戸大学大学院自然科学研究科 (同上)

It was observed in a eutrophic reservoir that metalimnion was deoxygenated and kept anaerobic during heating season while hypolimnion was successfully aerated. It was investigated in this study what brought the metalimnion deoxygenation. The fact that dissolved oxygen decreased faster in the sidearm than in the main reservoir suggests that oxygen consumption by the sediments might be one of the deoxygenation mechanisms. The additional mechanism of deoxygenation is considered to be decomposition of organic matters that were densely suspended in the metalimnion. The field data suggested that dissolved nutrients, metals, organic matters, etc. were released from the bed sediments at which the anaerobic metalimnetic water was touching. This reduction process may generate horizontal intrusion of the anaerobic and polluted waters from the sidearm into the main reservoir.

Key Words : Reservoir eutrophication, deoxygenation, decomposition of organic matters, hypolimnetic aeration

1. はじめに

水温躍層では密度が鉛直方向に急変するため、表層から沈降する有機物がトラップされ、クロロフィルaが高濃度に検出されることがしばしばある。水域によっては有機物の分解や集積した動物プランクトンの呼吸によって躍層の溶存酸素が非常に減少する。躍層部での酸素消費が顕著な場合、深層曝気を実施しても溶存酸素が水温躍層にまで行き渡らず貧酸素化を解消できないことがある。本研究で対象とする貯水池では20年近く深層曝気を実施されてきたが、ここ数年、曝気効果が躍層にまで及ばず貧酸素化が顕著になり始めている。本研究では、水質データに基づいて水温躍層の貧酸素化の要因を明らかにするとともに水質工学上の問題点を考察する。

10⁷m³であり、年交換率(年交換率=年間総流入量/総貯水容量)は2.48~9.64と小さい。そのため受熱期には安定な水温成層が発達する。常時満水面より下方0.62mの位置(標高176.200m)から約2.4mごとに12口(75cm角)の取水口が設置され、通常は常時満水面の下方5.57mから17.9mの範囲の6口(大部分の期間では171.25m, 166.3m)から取水されている。

両岸は急斜面のV字渓谷をなしているため、取水口より下方の深層水が停滞しやすい湖盆地形を有している。

(2) 深層曝気の概要¹⁾

流域の大部分は山林であるが、上流域の開発とともに富栄養化が進行した。そのため、図-2のような曝気装置が図-3のように4基設置され、1988年より深層曝気が開始された(平面位置については図-1を参照)。1基あた

2. 貯水池と深層曝気の概要

(1) 貯水池の諸元

対象貯水池は流域面積94.5km²、湛水延長5.6km、最大水深31m、総貯水量11.6×10⁶m³の上水専用貯水池である。平面地形を図-1に示す。

1994年から2002年における年間平均流入量は7.15×



図-1 貯水池の平面形状と観測点

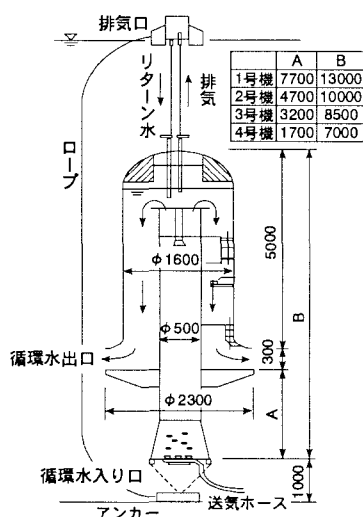


図-2 深層曝気装置の概要

りの送気量は350～1500l/minに設定されている。圧送空気は散気管ノズルから気泡群として深層水と接触し、目標溶存酸素濃度（5.0mg/L）に達した循環水が出口から放出される。余剰空気は排気口より大気へ放出され、成層構造を破壊することなく深水層へ酸素が供給される。これにより深水層の貧酸素化は相当軽減され、底泥からの物質溶出が抑制された。しかし近年、受熱期において水温躍層付近の貧酸素化が顕著となり、それに伴う水質変化が確認されている。

(3) 水質項目

流入河川や取水原水および貯水池内では水温、溶存酸素濃度DO、電気伝導度EC、窒素関連項目、全リン、マンガンなどの水質項目が計測された。図-1中のA点とB点では水深方向2～5mの間隔で採水され、水質濃度が得られている。

3. 基準点における水質の経年変化

(1) 水温

図-4にA点で観測された水温分布の経年変化を示す。実線は等温線を、濃淡は水温勾配をあらわす。

受熱期に安定な水温成層が発達し、放熱期には自然対

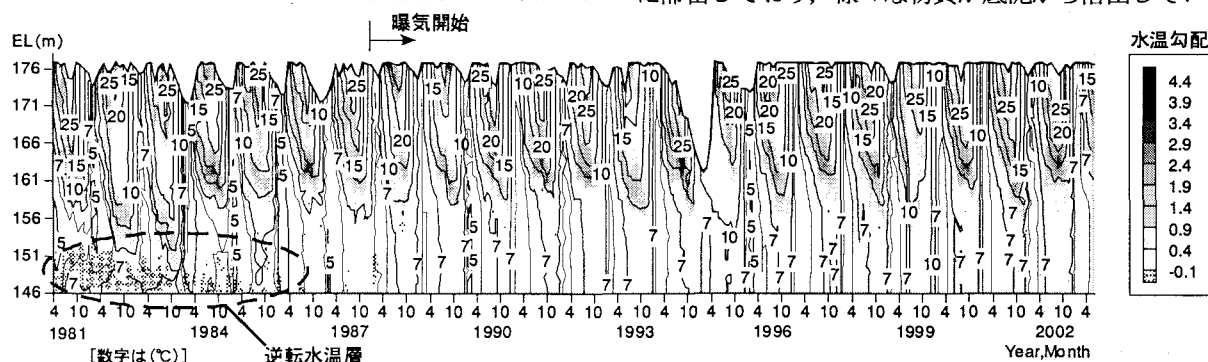


図-4 A点における水温分布の経年変化

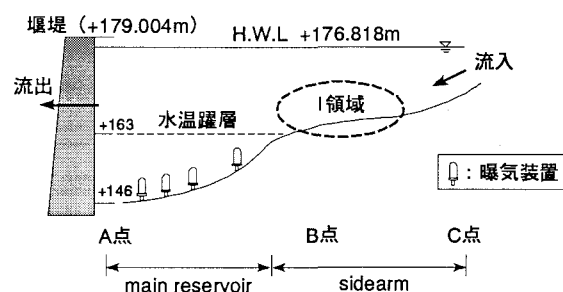


図-3 深層曝気装置の配置状況

流によって躍層が低下する。深層曝気開始の1987年より以前では、底部に逆転水温層が観測され、冬季でも部分循環状態が維持されていた。1987年以降には逆転水温層が消失し、冬季に全層が一様に循環していた。

(2) 溶存酸素, DO

A, B点で観測された溶存酸素濃度DOの経年変化を図-5に示す。図-5(a)のA点に着目すると、曝気開始前（1987年以前）では、受熱期に貧酸素水塊が中層にまで拡大し、放熱期には自然対流に伴う酸素供給によって縮小している。しかし、水温構造からも推察されるように、冬季においても全層スケールでの循環は生じず、底部の貧酸素水塊は残留していた。1988年の曝気開始以降においては深水層に酸素が供給され貧酸素水塊は相当縮小する。しかし、内部生産が活発になる受熱期から、水温躍層上部の標高163～172m付近において貧酸素化が顕著となる。秋季には自然対流によって中層の酸素はある程度回復するが、逆に底部付近ではDOが減少する。1987年以前とは異なり、真冬には全層で循環し貧酸素水塊が完全に消失する。

一方、図-5(b)に着目するとB点にまで曝気による酸素供給が達していないようである。B点における貧酸素水塊は、A点よりも早く5～6月に底部付近で発生し、受熱期に拡大している（後述）。冬季にはA点と同様に全層混合によって貧酸素水塊が消失する。

(3) 電気伝導度, EC

A点で観測された電気伝導度ECの経年変化を図-6に示す。1987年以前には、大きなECの高塩分水が底層付近に滞留しており、様々な物質が底泥から溶出しているこ

(1) クロロフィルa濃度Chl-aの収支

受熱期を想定し、水質項目について鉛直一次元の平衡状態を考える。Chl-a濃度 C_P (mg/l)の収支を式(1)で表わす。

$$\left(\underbrace{G_P}_{\text{光合成}} - \underbrace{D_P}_{\text{呼吸・死滅}} \right) C_P - \underbrace{\frac{\partial}{\partial z} (w_s C_P)}_{\text{沈降}} + D \underbrace{\frac{\partial^2 C_P}{\partial z^2}}_{\text{浮上・拡散}} = 0 \quad (1)$$

上式において、 G_P は光合成による C_P の生産量、 D_P は呼吸・死滅による消費量である。これらはそれぞれ次式のような環境因子の制御関数であらわされる。

$$G_P = \mu_{\max} \beta_s f_{GP}(T) f(I) f(N) f(P) \quad (2)$$

$$D_P = k_{RP} f_{DP}(T) \quad (3)$$

ここで、 $\mu_{\max}(\text{sec}^{-1})$ は20℃を基準とする可能最大成長率(=0.5/(24・60・60))、 β_s は藻類増殖に関する混雑係数、 $k_{RP}(\text{sec}^{-1})$ は死滅率係数(=0.05/(24・60・60))、 $f_{GP}(T)$ と $f_{DP}(T)$ は増殖と死滅に関する温度制御関数、 $f(I)$ 、 $f(N)$ 、 $f(P)$ はそれぞれ光、無機態窒素、無機態リンに関する制御関数、 $w_s(\text{m/sec})$ はストークス式で与えられる沈降速度である(原因藻類としてミクロキスチス等を想定し、粒径を10 μm とした)⁴⁾。

受熱期の水温分布として図-7(a)を与える。

鉛直拡散係数 $D(\text{m}^2/\text{sec})$ については、風応力による摩擦速度をCharnockの式⁹⁾で与え、対数則を用いて $U=0.5\text{m/sec}$ 程度の風速に相当する図-7(b)のような D を与えた。

式(1)~(3)に含まれるその他の制御関数は以下のように与えられる。

① 混雑係数： β_s

$$\beta_s = \exp[-\mu_s C_P] \quad (4)$$

ここで、 μ_s は定数(=0.0385)である。

② 温度制御関数： $f_{GP}(T)$ 、 $f_{DP}(T)$

$T=20^\circ\text{C}$ を基準とする指数型の制御関数として次のように与える。

$$f_{GP}(T) = \theta_{GP}^{(T-20)}, \quad f_{DP}(T) = \theta_{DP}^{(T-20)} \quad (5)$$

ここで、 $\theta_{GP}(=1.25)$ 、 $\theta_{DP}(=1.05)$ はモデル定数である。

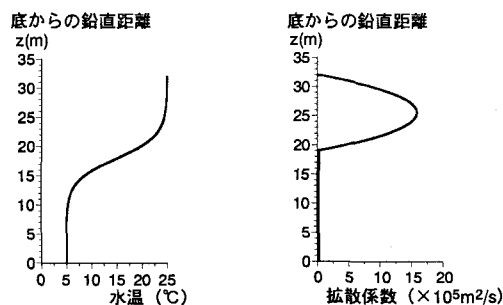
③ 光制御関数： $f(I)$

$$f(I) = \frac{I(z)}{I_{opt}} \exp \left[1 - \frac{I(z)}{I_{opt}} \right] \quad (6)$$

ここで、 I_{opt} (W/m^2)は最適光量(=300)であり、水深 z における光量 $I(z)$ (W/m^2)は次式により与えられる。

$$I(z) = (1 - \beta_L) Q_s' \exp[\eta(z - h)] \quad (7)$$

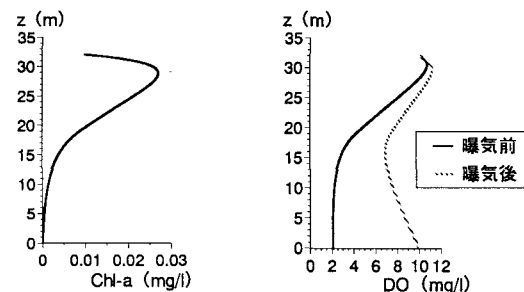
ここで、 β_L は透過率(=0.45)、 Q_s' (W/m^2)は日射エネルギー(短波放射量)(=750)、 $h(\text{m})$ は水深(=32)である。光



(a) 水温分布

(b) 拡散係数の分布

図-7 仮定された水温、拡散係数の分布



(a) Chl-a濃度の分布

(b) DO濃度の分布

図-8 Chl-a濃度、DO濃度の計算結果

の消散係数 $\eta(\text{m}^{-1})$ は藻類による透明度の低下を考慮し、 C_P の増加関数として次のように与える。

$$\eta = C_P + 0.5 \quad (8)$$

④ 栄養塩の制御関数： $0 \leq f(N), f(P) \leq 1$

通常の水質シミュレーションでは、無機態栄養塩濃度(N , P)に関するミハエリス・メンテン型制御関数などが用いられるが、ここでは光合成と有機物分解にともなう酸素消費の特徴を定性的に捉えることが目的なので、水深方向に一定の $f(N)=0.9$ 、 $f(P)=0.5$ を与える。

(2) 溶存酸素濃度DOの収支

溶存酸素濃度 $DO(\text{mg/l})$ の収支を式(9)で表す。

$$\underbrace{G_P \cdot C_P \cdot IC \cdot Y_{O,C}}_{\text{光合成}} - \underbrace{D_P \cdot C_P \cdot IC \cdot Y_{O,C}}_{\text{呼吸・死滅}} - \underbrace{k_{DT} \frac{DO}{K_{DT} + DO} f_{DT}(T) \cdot D_T}_{\text{分解}} + D \underbrace{\frac{\partial^2 DO}{\partial z^2}}_{\text{拡散}} = 0 \quad (9)$$

ここで、 IC はChl-aと炭素の重量換算比(=44.4)、 $Y_{O,C}$ は酸素と炭素の重量換算比(=32.0/12.0)、 $K_P(\text{sec}^{-1})$ は光呼吸率(=0.14/(24・60・60))、 $k_{DT}(\text{sec}^{-1})$ はデトリタスの分解率(=0.3/(24・60・60))、 $K_{DT}(\text{mg/l})$ はデトリタス分解に関する半飽和定数(=1.1)、 $f_{DT}(T)$ は式(5)と同様の温度制御関数、 $D_T(\text{mg/l})$ はデトリタス濃度である。

(3) 解析例

式(1)と(9)を用いて算定されたChl-aとDOの鉛直分布の

計算例を図-8に示す。前述までの（ ）内に記入した各モデル定数は貯水池の水質解析例を参考にして暫定的に与えている。なお、本モデルは湖中央を想定した鉛直一次元モデルであり、 $z=0\text{m}$ で湖底と接している。底泥による酸素消費は考慮されていない。

図-8(a)に示すようにChl-aは有光層で増加し、無光層では減少する。特に密度急変部である躍層以深においては沈降速度が減少し、躍層上部に植物プランクトンが停滞するため、深水層のChl-aは大きく減少する。図-8(b)に示すように曝気前におけるDO分布は、表面付近において大気との酸素交換や光合成により飽和状態にあり、表層からの供給が断たれて有機物分解により消費されるため、下層に行くほど減少する。深層曝気の効果を生水底で $\text{DO}=10\text{mg/l}$ という境界条件を与えて仮想的に表わすと、同図のように深水層で溶存酸素が回復し、躍層部でDOが極小値となる分布が得られた。このようなDOの欠損は、深層曝気による酸素供給が躍層以浅にまで達しないことと躍層付近に浮遊した有機物の分解にともなう酸素消費によって生じると考えられる。なお、貯水池底と躍層は距離を隔てており、躍層付近に限定される局所的なDOの欠損を底泥による酸素消費によって説明することはできない。

6. sidearmからの貧酸素水の供給

図-5では不明瞭であるが、毎年のDO分布を照査するとB点の底面付近の方がA点よりも先行して貧酸素化が進んでいるようである。したがって、B点の底面で形成された貧酸素水塊がA点周辺の貯水池中央へと水平に進行し、躍層部での酸素消費を促進するもう一つの要因となっている可能性がある。これを確認するため二地点で観測されたDO分布の時空間相関を解析する。相関解析においては、DO濃度の時空間分布から画像認識に使用されるテンプレートマッチング⁹⁾を応用し、相関性を解析する。図-9に示すように、B点でのDO分布の季節変化パターンをテンプレートとし、A点のDO分布を探索対象として（標高、時間）座標を縦横に移動させながら次式で定義される相互相関係数を算定する。

$$R(x, y) = \frac{\sum_{i=1}^N \sum_{j=1}^M (w(x+i, y+j) - \bar{w})(T(i, j) - \bar{T})}{\sqrt{\sum_{i=1}^N \sum_{j=1}^M (w(x+i, y+j) - \bar{w})^2} \sqrt{\sum_{i=1}^N \sum_{j=1}^M (T(i, j) - \bar{T})^2}} \quad (10)$$

$$\bar{w} = \frac{1}{N} \frac{1}{M} \sum_{i=1}^N \sum_{j=1}^M w(x+i, y+j) \quad (11)$$

$$\bar{T} = \frac{1}{N} \frac{1}{M} \sum_{i=1}^N \sum_{j=1}^M T(i, j) \quad (12)$$

ここで、 w は探索対象（A点のDO分布）の濃度、 T はテ

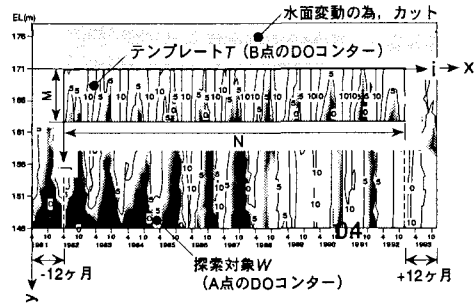


図-9 テンプレートマッチングの応用

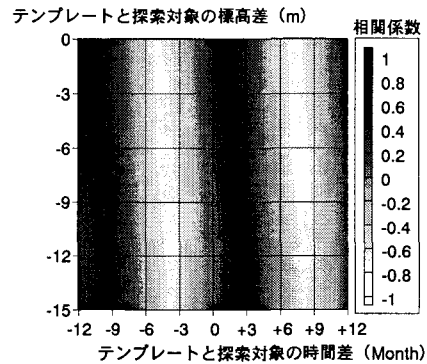


図-10 DOの相関係数

ンプレート（B点のDO分布）の濃度、 $\bar{w}$ 、 $\bar{T}$ はそれぞれの平均値である。

以上により二地点のDO分布の相関性が高い（標高軸、時間軸）組み合わせが求められる。

本解析では、B点で観測された標高163～171m、期間1996/5～2002/6のDO分布をテンプレートとして用い、探索対象はA点における標高146～171m、期間1995/5～2003/6のDO分布とする。以上のように算定されたA点とB点のDOの相関係数を図-10に示す。横軸は探索対象とテンプレートの時間差を、縦軸は両者の標高差を示す。色の濃淡は相関係数を表し、濃いほど正の相関が高く、薄いほど負の相関が高い。図-10より標高差0～-2m、時間差+1ヶ月において約0.9の高い相関係数が得られている。すなわち、B点で形成された貧酸素水塊は約1ヶ月後にA点の水溫躍層付近までほぼ水平に移動した可能性が高い。図-11にA点とB点で観測されたマンガンMn濃度の鉛直分布を示す。B点の底面付近では高濃度のMnが検出されており、底泥からの嫌氣的溶出が生じていることがわかる。A点におけるほぼ同程度の標高にもMn濃度のピークが検出されており、上記の相関解析から推定された貧酸素水塊の移動を裏付ける結果となっている。

以上の解析に基づけば、5. で示した浮遊有機物の分解による酸素消費に加えて、浅水部（sidearm）からの貧酸素水の供給も、水溫躍層における貧酸素化の一つの要因であると考えられる。

B点の底部で酸素消費が顕著な原因としては、①曝気による酸素供給がB点にまで到達しない、②B点の底泥によって酸素が消費される、③上流に近いB点の方がA点周辺よりも栄養塩供給が多いため、藻類が増殖しやす

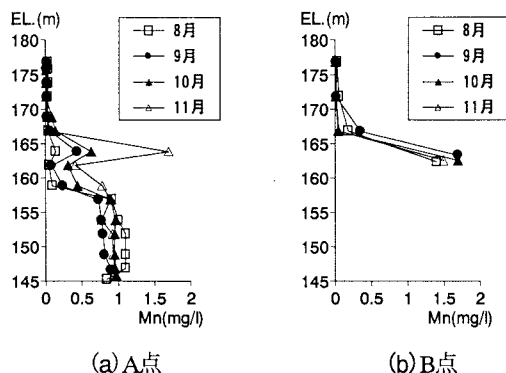


図-11 A点、B点におけるマンガン鉛直分布(2003年)

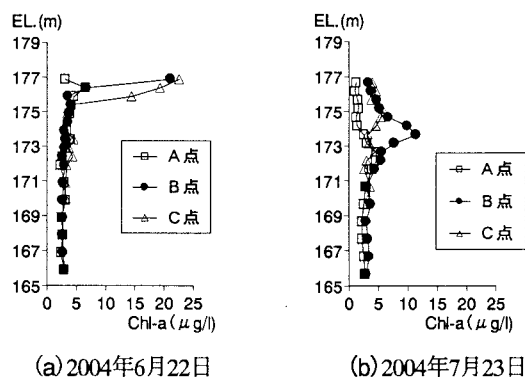


図-12 受熱期におけるChl-aの鉛直分布

く、多量に沈降した有機物が底面付近における酸素消費を促進させる、などが考えられる。

①と②は深層曝気が行われている本貯水池特有の現象であり、図-4～6に示した水質分布からもその可能性が示唆される。③を検証するために、図-12に2004年6月、7月の各点におけるChl-aの鉛直分布を示す。図-12より貧酸素化が始まる時期において、B点を含む上流側の方がA点周辺よりも藻類の発生量が多いことが確認される。このことより、③もB点の貧酸素化に対し大きく貢献していると考えてよい。

B点からA点へ貧酸素水塊を移動させる要因としては、①河川流入にともなう平均的な移流と②MnなどB点の底泥から溶出した金属・栄養塩成分の過剰塩分による密度流輸送が考えられる。②については、図-11のようにMnなど底泥起因で比重増加の原因となる物質がA点の水溫躍層部にまで輸送されていることから、十分可能性がある。しかし、過剰塩分を評価するための溶出量について情報がないため、密度流による輸送量を現時点で評価することは困難である。一方、貯水池の断面積と年平均流量から移流速度を概算すると約4.6km/月であり、A-B間の距離が約2.5kmであることから、平均流で輸送されたと考えた場合のBからAへの移動日数は約0.54ヶ月と概算される。これは、図-10の相関解析から得られた二地点間のDOパターンの時間差1ヶ月と同じオーダーであり、①の河川流入が貧酸素水塊の移動には大きく影響していることが示唆される。

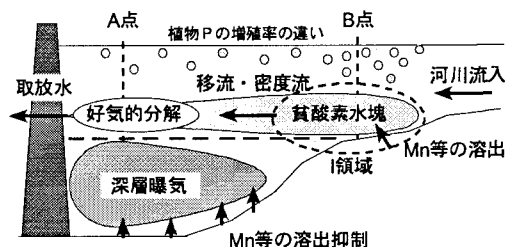


図-13 貧酸素水塊の移動モデル

7. まとめ

貯水池で観測された水溫躍層部の貧酸素化のメカニズムを概念的に描けば図-13のようになる。すなわち、A点など貯水池中央では深層曝気が行われ、深水層には溶存酸素がある程度確保されている。しかし、4基の曝気装置から吐出される酸素はB点さらにはその上流部にまで至らない。A点とB点の躍層付近における酸素消費を比較すると、水溫躍層が底面に近接するB点では、底泥によって酸素がより多く消費されと考えられる。さらに、B点の方が貯水池中央のA点よりも藻類の生産・沈降が多く、有機物の分解による酸素消費も卓越すると推察される。以上のような理由により、A点よりもB点での貧酸素化が激しく、B点がA点への貧酸素水の供給源となっている。加えて、密度急変部である躍層にはデトリタスや藻類などの有機物質が多量に浮遊しているので、有機物分解による貧酸素化は池内全域におよんでいる。こうした二つの効果によって水溫躍層の貧酸素化が進行する。B点からA点への貧酸素水塊の移動は、河川流入とB点で溶出する塩分による密度流によってもたらされていると推察される。

本研究での検討は、観測データの定性的考察に限定されたが、今後は深層曝気を考慮した水質シミュレーションを含め、より定量的な解析を進める必要がある。

参考文献

- 1) 道奥康治・神田徹・大成博文・森口昌仁・松尾昌和・松尾克美：曝気形態と貯水池深層水質との関係について，水工学論文集，第6巻，pp.1091-1096，2002.
- 2) 道奥康治・神田徹・石川浩：貯水池の有機汚濁と深水層における逆転水溫層・高塩分水塊の消長について，土木学会論文集，No.740/II-64，pp.45-62，2003.
- 3) Robert G. Wetzel: Limnology: Lake and River Ecosystems, Academic Pr, 1006P., 2001.
- 4) 有田正光編著：水圏の環境，東京電機大学出版局，6P., 1998.
- 5) Deacon, E.L. and Webb, E.K.: Interchange of properties between sea and air, Ch.3, Small-scale interaction in the sea, ed. by M.B. Hill, Interscience, New York, pp.43-87, 1962.
- 6) 末松良一，山田宏尚 共著：画像処理工学，コロナ社，2000.

(2004. 9. 30 受付)