鳥取県湖山池における溶存酸素の変動特性について

原田昌佳¹・吉田 勲²Fluctuation Characteristics of Dissolved Oxygen
in Lake Koyama of Tottori PrefectureMasayoshi Harada¹ and Isao Yoshida²

Abstract: To examine the behavior of DO from the viewpoint of formation and the break of density stratification, we continuously measured the water quality and micrometeorology of Lake Koyama at its deepest point of about 6 m from June to November in 2003. DO and EC in the surface and bottom layers, the vertical profile of the water temperature, the wind velocity and insolation were observed. As a result, DO in the bottom layer was lacking due to the formation of the thermal stratification in summer, and due to the saline stratification in a non-irrigation period after a large amount of sea water had flowed into Lake Koyama. The results also revealed a negative correlation between DO in the bottom layer and Wedderburn number W . Further analysis of the relationship between them indicated that anoxic water was generated due to the repression of the DO supply below surface layer under the stratification conditions of $W > 4.5$, and that the anoxic state in the bottom layer could be eliminated by the generation of vertical circulation when the wind velocity of $W < 4.5$, more than 4.0 m/s in summer and more than 10.0 m/s in the non-irrigation period, operated on the water area.

Keywords: Brackish lake; Dissolved oxygen; Density stratification; Progression of anoxia

1 はじめに

鳥取県東部に位置する湖山池は、水面積 6.81km^2 、最大水深 6m 、平均水深 2.8m 、貯水量 1900万m^3 、平均滞留時間約100日の規模の湖である。1965年頃からの池周辺部の急速な市街地化に伴い水質は悪化し、富栄養化が進んでいる(Yoshida and Inosako, 1996)。湖山池は湖沼類型Aおよび全窒素、全リンについて類型IIIの環境基準が定められているが、現在の水質は、CODについては類型Cに、全窒素と全リンについてはそれぞれ類型IV、類型Vに相当し、環境基準に適合していない(鳥取県, 2001)。生活排水や農業排水を通じた多量の有機物の流入によって、貧酸素化、透明度の低下、植物プランクトンの大量増殖、底質のヘドロ化などの水環境問題が深刻化している。

ところで、湖山池のような浅水湖では季節変動による温度躍層は一般に存在しないが、日々の日射によって水温成層が形成され、夜間の冷却によってそれが消滅するという過程を繰り返している。このような密度成層の形成と消滅、水面冷却に伴う熱対流の発生、あるいは風の作用による鉛直循環流の発生などの水理学的現象が、閉鎖性水域における水環境要素の輸送に果たす役割は大きい。そのため、水環境の保全や改善を図る上で、密度成層の安定性やその破壊特性の観点から水質の挙動特性を把握することは重要な課題である。

これまでの湖山池の水環境に関する研究では、栄養塩の流入負荷量に関する水質調査(道上ら, 1992; 猪迫ら, 1993)や、窒素・リンの湖山池底泥からの溶出現象に関す

る室内実験(例えば、藤山ら, 1997)が主であった。また、湖水中のCOD, TN, TP, 溶存酸素の定期観測によるこれらの月変化についての報告はあるものの(藤山ら, 1996; Shimizu *et al.*, 2002), 短い時間スケールでの水環境要素の変動特性やその変動の支配的因子についての詳細な研究は少ないように思われる。そこで本研究では、水環境要素として溶存酸素(以下、DO)に着目し、平成15年6月～11月に湖山池最深部で実施した水質ならびに微気象の連続観測を通じて、DOの変動特性と密度成層の安定性や成層度との関係について検討した。

2 調査水域と連続観測の概要

湖山池は千代川からの流出土砂の堆積と地盤の隆起によってできた海跡湖である。湖山池からの唯一の流出河川である湖山川は約 1km で日本海に達しており、湖山池はこの河川を通じて海水が流入するため汽水湖でもある。現在、湖山川河口付近に塩分調節のための樋門が設けられており、1985年以降から灌漑期と非灌漑期の塩化物イオン濃度をそれぞれ 150ppm と 330ppm に調節することが取り決められている(Hasegawa *et al.*, 1999)。そのため海水の流入量は少なく、とくに灌漑期における湖山池は低塩濃度の汽水湖といえる。

湖山池の水深は南岸から北岸に向かって深くなっており、三津と呼ばれる地点が湖山池最深部である(図1参照)。最深部周辺で水深は急激に深く、湖底は窪地状となっている。夏季の湖山池最深部では、水の華の発生や湖底付近での貧酸素化など、湖山池においてとくに水環境の悪化が著しい地点である(原田・吉田, 2003a)。また、底泥中の有機物量、硫化物濃度、鉄やマンガンなどの重金属濃度が湖山池全域で最も高く、底質がヘドロ化しているなど底質環境の面でも非常に悪化している(原田・吉田,

¹ 鳥取大学農学部助手 Assistant Professor, Faculty of Agriculture, Tottori University, Minami 4-101, Koyama-cho, Tottori, 680-8553 Japan

² 鳥取大学農学部教授 Professor, Faculty of Agriculture, Tottori University, Minami 4-101, Koyama-cho, Tottori, 680-8553 Japan

図 1: 湖山池の概要

表 1: 連続観測の概要

測定項目	測定位置	測定方法
DO	表層, 底層	ポータブルDO計
水温	湖底～水面を0.5m間隔	熱電対 (C-C線)
気温	水面より約2m	通風乾湿計
日射量	水面より約2m	全天日射計
風向風速	水面より約5.3m	風車型風向風速計
水位	湖底	自記水位計
EC	表層, 底層	自記電気伝導計

2001;原田・吉田, 2003b).

最深部に設置された観測橋の先端部(水深約6m)で、平成15年6月～11月に水質ならびに微気象に関する連続観測を行った。観測項目は表 1の通りであり、データサンプリング時間は10分である。なお、同表中の表層と底層はそれぞれ水面から約10cmの地点と水底から約10cmの地点を表す。また、定期観測として透明度ならびに表層と底層のCOD, 全窒素, 全リン, クロロフィルaなどの測定を週1回の頻度で行った。

3 溶存酸素の変動特性

3.1 連続観測の結果

図 2に、表層と底層のDOならびにEC, 風速, 全天日射量の経時変化を示す。また、図 3に水温鉛直分布の時間的推移を月別に示す。図 2より、水面付近では6～8月のDOと比べて9～11月のDOは高い値で推移し、とくに日中のDOは過飽和の状態にあった。一方、湖底付近では、6月から9月上旬の期間にDOが2.0mg/L以下となるいわゆる貧酸素化が断続的に観測され、とくに8月24日～8月28日の4日間は無酸素状態にあった。また、10月以降では、10月10日～10月29日と11月19日～11月30日で無酸素状態が観測された。

図 3によれば、6月から9月上旬の湖底付近で貧酸素化が生じた期間では水温成層が形成された。とくに底層が無酸素状態であった8月24日～8月28日では、表層と底層の水温差が最大で5℃と大きく、また底から約3mの地点で水温の急変部が見られ、この期間の水温成層は非常に発達していたことが分かる。9月以降では、表層と底層の水温差は最大で2℃程度と小さく、水温成層の形成は見られない。

図 2: DO, 風速, 全天日射量, EC の経時変化

図 2中のECの経時変化によれば、6～9月では表層、底層のECはともに0.4S/cm程度と小さく、海水の流入量は少ないことが分かる。また10月以降では、湖底付近が無酸素状態であった10月10日～10月29日と11月19日～11月30日の期間に底層のECは急上昇し、多量の海水の流入が認められた。表層と底層のECの較差が極めて大きいことから、これらの期間では塩濃度の差によって密度成層が形成されたと考えられる。

ところで、観測期間中の透明度は1.0～1.5mの範囲で推移した。補償深度が透明度の3倍程度であると考え、底層は補償深度より深いため、光合成による酸素生産量よりも生物の呼吸による酸素消費量が上回ることになる。そのため湖山池最深部では、水域の成層化により鉛直方向の水塊の混合が抑制されると、湖底付近の貧酸素化が生じる。このことを考慮すると、図 2および図 3の結果から、夏季と10～11月の海水流入時期に生じる貧酸素化はそれぞれ水温成層と塩濃度による密度成層の形成・発達に起因すると考えられる。

3.2 成層の安定度とDO

密度成層の安定度を求めるにあたり、水温とECの連続観測結果から表層および底層の水の密度を算定した。まず、ECの値から次式により塩分 S を計算した(有田, 1998)。

図 3: 水温鉛直分布の時間的推移

$$S' = a_0 + a_1 K_{15}^{1/2} + a_2 K_{15} + a_3 K_{15}^{3/2} + a_4 K_{15}^2 + a_5 K_{15}^{5/2} \quad (1)$$

ここで、 K_{15} は1気圧、15°Cの塩化カリウム標準溶液(溶液1kg中に32.4356gのKClを含んだ溶液)に対する電気伝導度の比である。また、 $a_0=0.0080$, $a_1=-0.1692$, $a_2=25.3851$, $a_3=14.0941$, $a_4=-7.0261$, $a_5=2.7081$ である。次に、水の密度 ρ は水温 t と塩分 S' のみで変化するものと考え、次式より求めた(土木学会水理委員会, 1999)。

$$\rho = 1 + \sigma_t \times 10^3 \quad (2)$$

$$\sigma_t = \Sigma_t + (\sigma_0 + 0.1324) \left\{ 1 - A_t \times 10^{-3} + (\sigma_0 - 0.1324) B_t \times 10^{-6} \right\} \quad (3)$$

$$\Sigma_t = -\frac{(t-3.98)^2}{503.570} \frac{t+283}{t+67.26} \quad (4)$$

$$A_t = t(4.7867 - 0.098185t + 0.0010843t^2) \quad (5)$$

$$B_t = t(18.030 - 0.8164t + 0.01667t^2) \quad (6)$$

$$\sigma_0 = -0.093 + 0.8149 S' - 0.000482 S'^2 + 0.0000068 S'^3 \quad (7)$$

一般に、成層の安定度を表すパラメータとして、ブラント・バイサラ振動数、リチャードソン数、モーニン・オブコフ長さなどが用いられる。ここではまず、静的な安定度を表す次式のブラント・バイサラ振動数 N に着目した。

$$N^2 = \frac{g}{\rho_0} \frac{d\rho}{dz} \quad (8)$$

ここで、 z は水面を原点に下向きを正とする鉛直座標、 g は重力加速度、 ρ_0 は基準密度である。本研究では、表層の水の密度を基準密度とし、また上式中の常微分係数 $d\rho/dz$ は表層と底層の密度勾配によって評価した。

つぎに、水域形状(吹送距離 L と水深 h の比)を考慮した成層度を表す次式のウェダバーン数 W に着目した。

$$W = \frac{\rho_2 - \rho_1}{\rho_1} \frac{gh}{U_*^2} \frac{h}{L} \quad (9)$$

ここで、 ρ_1 と ρ_2 はそれぞれ表層と底層の密度、 U_* は風応力の摩擦速度である。高度10mにおける風速を U_{10} 、抵抗係数を C_D 、空気の密度を ρ_a とすると U_* は次式で表される。

$$U_* = U_{10} \sqrt{\frac{\rho_a}{\rho_l}} \cdot C_D \quad (10)$$

上式中の C_D の値は、次式のCharnockの式を用いて評価した。

$$\frac{1}{\sqrt{C_D}} = \frac{1}{\kappa} \ln \left(\frac{gz_{10}}{bC_D U_{10}^2} \right) \quad (11)$$

ここで、 $z_{10}=10\text{m}$ 、 $\kappa(=0.41)$ はカルマン定数、 $b(=0.011)$ は経験定数である。式(9)で定義される W は鉛直循環流や深層水の湧昇特性を表すパラメータとして使用され、おおよそ $W<1$ の条件下で下層水の湧昇が生じることが知られている(有田, 1998)。

図4にブラント・バイサラ振動数の2乗値 N^2 と W の計算結果を示す。なお、観測期間中は常に $\rho_2 > \rho_1$ であり、 N^2 と W の値はともに正であった。密度成層の安定性の観点から表層DOならびに底層DOの変動特性について検討するために、 N^2 、 W とDOの相互相関係数を月別に求めた。その結果を図5と図6に示す。以下では、これらの結果をもとに表層と底層のDOの変動特性について考察する。

3.2.1 表層DOの変動特性

図5より、表層DOと N^2 は6～9月で良好な正の相関を示し、さらに、両者はともに約1日周期の変動を示すことが分かる。一方、10～11月ではこのような相関と周期性は認められない。結果を図示しないが、月ごとに表層DOの自己相関係数を求めたところ、観測期間中の表層DOは約1日周期の変動を示すことが分かった。この周期性は、日中では植物プランクトンの光合成によりDOは増加し、夜間では生物の呼吸によりDOは減少するという一日サイクルを意味する。ところで、ブラント・バイサラ振動数は、表層と底層の密度勾配のみによって規定される。上述のとおり、6～9月では湖山池湖水の密度の変動は水温によって規定されるため、日射の影響を多大に受ける。10～11月では、湖水の密度は塩濃度によって大きく変動するため日射の影響は極めて小さい。そのため、 N^2 の経時変化は6～9月で約1日周期の変動を示すが、10～11月ではこのような周期性を示さないことから、表層DOと N^2 の関係は図5に示す結果となったと考えられる。

一方、図6より表層DOと W の間には相関は見られない。ウェダバーン数の経時変化は図4のように非定常である

図4: ブラント・バイサラ振動数の2乗値 N^2 とウェダバーン数 W の経時変化

図5: ブラント・バイサラ振動数の2乗値 N^2 と表層・底層DOの相互相関係数

図6: ウェダバーン数 W と表層・底層DOの相互相関係数

図7: 表層クロロフィルaの経日変化

ため、 W は周期性の強い変動を示す表層DOと相関を示さなかったと考えられる。

ところで、湖沼のような閉鎖性水域内におけるDO増加の主因は、植物プランクトンの光合成および水面での再曝気であると考えられる。前者によるDOの生産量は光照射量と植物プランクトン濃度に関係する。一方、後者の再曝気によるDOの生産量は、風速および大気と水中の酸素濃度差に関係する。ここで、DOの生産量に関わる植物プランクトン濃度の目安になる値として表層のクロロフィルaの

図 8: 底層 DO の低下開始時の DO と安定度の値

経日変化を図 7 に示す。これから、水面付近のクロロフィル a は 6～8 月では $13\mu\text{g/L}$ 程度で、9～11 月では $10\mu\text{g/L}$ 程度で推移している。9 月以降に着目すると、水温の低下や多量の海水の流入による表層の植物プランクトン濃度の変化は見られない。図 2 に示したように、9 月以降では全天日射量が減少しているが、表層 DO は高い値で推移している。図 7 と併せて考えると、9～11 月では水面での再曝気による DO 増加がより顕著に現れると推察できる。したがって、この期間の表層 DO の変動特性を考えるにあたり、再曝気による DO の生産量を定量的に評価する必要がある。

3.2.2 底層 DO の変動特性

図 5、図 6 より底層 DO は、季節や海水の流入量に関わらず N^2 と W に対して負の相関を示すことが分かる。とくに、多量の海水が流入する 10 月と 11 月では、負の相関は非常に大きいことが分かる。

底層 DO と N^2 が負の相関を示した結果は、成層が発達すると水塊の鉛直輸送の制限により底層 DO は低下するという現象を説明している。また、底層 DO と W の負の相関の物理的意味は次のとおりである。風の作用が卓越すると (W の値が小)、鉛直循環流の発生により表層から底層へ DO の供給が起こるため底層 DO は増加する。また、風の作用が小さく、表層と底層の密度差が大きくなると (W の値が大)、成層の発達に伴う底層 DO の低下が生じる。以上から、 N^2 と W は深水層における DO の変動特性を水理学的見地から説明し得るパラメータとして考えられる。

3.3 底層 DO の低下について

湖底付近における DO の低下に関する支配因子を定量的に把握するため、底層 DO の変動時系列を 4 時間の移動平均によって平滑化した後、DO の低下開始時点の底層 DO の値ならびに N^2 、 W の値を調べた。その結果を図 8 に示す。同図の実線は変動時系列を、プロット点は DO の低下

開始時点を表す。図 8 より、底層 DO の低下が生じた時の W はある一定値を取ると推察できるが、 N^2 の値についてはこのような傾向は見出せない。そこで、プロットされた W の平均値を求めたところ $W=4.5$ を得た。底層 DO と W が負の相関を示したことを考慮すると、 W が 4.5 を超える成層状態では DO の低下が生じると考えられる。ところで、Tomson and Imberger (1980) は、成層界面が風上側の水表面に達する限界のウェダバーン数は $W=3\sim 4$ であることを示した。換言すると、成層の破壊条件の目安は水域に作用する風速が $W=3\sim 4$ を満足する場合である。彼らが示した成層破壊条件 $W=3\sim 4$ の観点から考えると、 $W>4.5$ となる成層状態で底層 DO の低下が生じることは妥当な結果であると考えられる。これより、湖山池最深部のように底層において光合成による酸素の生産が期待できない場合、 W が 4.5 を超えるような風速条件下では、成層の形成・発達により水塊の鉛直混合が抑制されるため表層から底層への DO が供給されず、その結果として底層 DO の低下が生じると考えられる。

底層 DO の変動と風速との関係をより明確に検討するために、 $W=4.5$ となる風速 U_c を次のように逆推定した。まず、表層と底層の水の密度から式 (9) において $W=4.5$ となる摩擦速度 U_* を求める。この値と次式の Web-Deacon の式を式 (10) に代入すると U_{10} のみを未知数とする方程式が得られる。

$$C_D = (1.0 + 0.07U_{10}) \times 10^{-3} \quad (12)$$

ここで、抵抗係数の評価式として式 (11) を用いると得られる方程式が複雑なものとなるため、 C_D の簡便な評価法である式 (12) を用いた。以上から得られる U_{10} に関する方程式の数値解を Newton-Raphson 法により求め、これを U_c とした。

図 9 に、8 月ならびに 11 月の風速の観測データ U_b と上記より求めた U_c 、さらに底層 DO の変動時系列上に $U_c > U_b$ とな

図 9: 8 月と 11 月の風速 U_b , U_c の経時変化と $U_c > U_b$ 時の DO の値

表 2: 夏季と海水流入時期の U_c の推定結果

	夏季 (6~8月)	海水流入時期 (10~11月)
t_1 (°C)	28.5	16.4
t_2 (°C)	25.5	17.7
EC_1 (S/cm)	316.4	702.6
EC_2 (S/cm)	433.8	13105.5
ρ_1 (g/cm ³)	0.99629	0.99926
ρ_2 (g/cm ³)	0.99717	1.00569
風向	南南東	南
L (km)	2.6	2.53
U_c (m/s)	4.1	9.9

る時の DO の値を示す。ここで、 $U_c > U_b$ となる時の DO の値とは、 $W > 4.5$ の成層が形成されたときの底層 DO の値を意味する。図 9 より、 $U_c > U_b$ である場合の底層 DO がその低下開始時あるいは減少過程時の値であることが多く、さらに貧酸素水塊が発生した時の風速は U_c よりも下回っていることが分かる。例えば、8/2~8/6, 8/11~8/14, 8/19~8/26, 11/18~11/21, 11/23~11/30 では $U_c > U_b$ が数日間継続しており、その間の DO は低下し、底層は貧酸素状態にある。また、8/9~8/10, 8/30, 11/22 で見られるように U_c を大きく上回る風速が作用すると、貧酸素状態は解消され底層 DO は急激に上昇している。これから、夏季の受熱期ならびに 10~11 月の海水流入時期において、 U_c より小さい風速が数日間水域に作用すると湖底付近で貧酸素水塊が発生し、また U_c を超える風速によって貧酸素化は解消されと考えられる。

つぎに、夏季と海水流入時期において貧酸素化が起こらないための風速の目安となる値を推定した。ここでは、両時期において貧酸素化が生じたときの表層と底層の水温ならびに EC の平均値から水の密度を計算し、この場合の

U_c を求めた。結果を表 2 に示す。これから、夏季では風速約 4m/s 以上、海水流入時期では風速約 10m/s 以上の風が作用することで、水塊の鉛直方向の輸送が活発化し、その結果、表層からの供給によって底層での DO の低下は抑制されると考えられる。

4 おわりに

湖山池最深部において水質ならびに微気象の連続観測を行い、密度成層の安定性とその破壊特性の観点から、表層と底層の DO の変動特性について検討した。本研究で得られた結果をまとめると以下のとおりである。

- (1) 夏季の受熱期では、水温日成層の形成に起因して底層に貧酸素水塊の発生が見られた。また 10~11 月の非灌漑期では、多量の海水の流入に伴う水域の成層化が生じるため、湖底付近で貧酸素化・無酸素化が生じた。
- (2) 観測期間を通じて表層 DO は海水の流入量に関係なく約 1 日周期の変動を示した。また、表層 DO は、表層と底層の水の密度勾配から求めたブラント・バイサラ振動数の経時変化に対して 6~9 月では良好な正の相関を示したが、10~11 月では両者に相関は見られなかった。
- (3) 底層 DO は、季節あるいは海水流入量に関係なくブラント・バイサラ振動数とウェダバーン数のそれぞれに対して良好な負の相関を示した。これらは成層化した水域内の深水層中の DO の挙動を水理学的見地から説明し得る成層度パラメータであった。
- (4) ウェダバーン数が 4.5 を超えるような成層状態では水塊の鉛直混合が抑制されるため底層 DO は低下する。また、ウェダバーン数が 4.5 となる風速を超える風が水域に作用すると、鉛直循環流の発生に伴う表層から底層への DO の供給が起こり、底層での貧酸素化は解消される。夏季の受熱期では風速約 4m/s 以下、10~11 月の海水流入時期では風速約 10m/s 以下の風が作用すると、湖底付近は貧酸素化・無酸素化が

生じる。

謝辞:本研究の一部は文部科学省科学研究補助金(基盤研究(B)(1)課題番号15380164)を受けた。また、観測ならびに水質分析に当たっては鳥取大学農学部環境計画学分野(研究当時)の浜崎真伍氏と古木智恵氏の協力を得た。記して謝意を表します。

引用文献

- [1] 有田正光編著(1998):水圏の環境, 東京電機大学出版局, pp.228-275.
- [2] 土木学会水理委員会(1999):水理公式集[平成11年版], 丸善, pp.571-662.
- [3] 藤山英保・福田啓子・生田和義・小笹純・長井武雄(1996):鳥取県湖山池における池水の理化学的・生物学的特性の現状と相互関係, 水環境学会誌, **19**(1), pp.71-75.
- [4] 藤山英保・仁尾泰己・大橋英希(1997):鳥取県湖山池における池水と底質間の窒素とリンの移動, 水環境学会誌, **20**(10), pp.50-53.
- [5] 原田昌佳・吉田勲(2001):湖山池における底質中の硫化物と重金属の分布特性, 農村計画論文集, **3**, pp.61-66.
- [6] 原田昌佳・吉田勲(2003a):湖山池最深部の水環境について, 応用水文, **16**, pp.8-17.
- [7] 原田昌佳・吉田勲(2003b):底泥の重金属と硫化物濃度からみた夏季における湖山池の底質環境について, 農土論, **224**, pp.111-119.
- [8] Hasegawa, K., Sitizyo, K., Yoshida, I. and Inosako, K. (1999): Study on Ecology and Water Purification of Lake Koyama -History of Water Management, *Proc. Civil Environ. Eng. Conf.*, **1**, Part I, pp.111-116.
- [9] 猪迫耕二・吉田勲・松井毅(1993):湖山川の水質に与える流入河川の影響, 鳥大農研報, **46**, pp.13-22.
- [10] 道上正規・檜谷治・朴啓次(1992):湖山池における栄養塩類負荷量に関する研究, 水環境学会誌, **23**(1), pp.99-108.
- [11] Shimizu, T., Yoshida, I., Harada, M., Sitizyo, K. and Takashiba, H. (2002): Study on the formation of an oxygen deficient layer in Lake Koyama, *Proc. Inter. Agri. Eng. Conf.*, pp.495-499.
- [12] 鳥取県(2001):平成13年度公共用水域及び地下水の水質測定結果, pp.1-19.
- [13] Tomson, R. O. R. Y., and Imberger, J. (1980): Response of a numerical model of a stratified lake to wind stress, *Proc. Second Int. Symp. Stratified Flows, IAHR*, pp.562-570.
- [14] Yoshida, I. and Inosako, K. (1996): A study on water quality of Lake Koyama, *Agri. Eng. J.*, **5**(1-2), pp.83-90.

この論文の公開の質疑または討議は2005年6月30日まで受付けます。