

新環境基準項目（底層 D0 等）のモニタリング手法及び評価手法の構築に関する 研究（第3報）

水環境部

佐々木 貞幸 高津文人¹ 平山 大輔² 飯島 麻依子³

(¹ 現国立研究開発法人国立環境研究所) (² 現工業振興課) (³ 現岡本台病院)

要旨

新環境基準項目である底層溶存酸素量（以下、溶存酸素量を「D0」とする。）のモニタリング手法や評価方法を構築すること及び夏季の底層 D0 低下の対応策を検討することを目的として、データロガーを用いた気象や水温、底層 D0 の高頻度観測を行い、相互影響を調査した。湯ノ湖の底層は水温差による成層で長期間貧酸素状態にあった。湖内の水温差は調査を開始した初夏から秋にかけて減少し、気象影響を受けやすくなっていた。底層 D0 に与える影響は、水温が最も大きく、次いで最大風速が大きかった。

キーワード：新環境基準、底層 D0、貧酸素、高頻度モニタリング、地下水

1 はじめに

平成 28(2016)年 3 月、水域の底層を利用する魚等の水生生物やその餌となる生物の保全等を目的として、水質汚濁に係る環境基準の生活環境項目に底層 D0 が追加された。底層 D0 とは底面からおよそ 1 m 以内の D0 を表すが、保全対象種の利用水域は面的な広がりを持つこと、底層 D0 は季節的な変化が大きいことなどから、フィールドに即したモニタリング手法や評価方法について検討が必要とされている。

また、湯ノ湖では湖心で夏季に底層 D0 が低下することが確認されているが¹⁾²⁾、その原因は明らかにされておらず、類型指定の当てはめの検討やその後の対策に資するため、底層 D0 の低下要因を特定することが必要である。

これら課題の解決を目的として、国立環境研究所と地方環境研究所の共同研究「新環境基準項目（底層 D0 等）のモニタリング手法及び評価手法の構築に関する研究」に参画し調査を行ったので、その結果を報告する。

第 1 報（平成 29(2018)年度）では、水温、D0 等の測定結果から、水深 7~8 m 以深で貧酸素水塊が広がり、底層 D0 低下要因としては貧酸素かつ還元性物質を含んだ地下水の流入の可能性があること³⁾、第 2 報では、湖南部で高い濃度の硫化水素を観測したことを報告した⁴⁾。

本報では、データロガーを用いた気象や水温、底層 D0 の高頻度観測を行い、相互影響を調査したので報告する。

2 調査内容及び方法等

湖心及び湖南部のおおよそ水深 12.5 m の位置に、水質データロガーを設置し、水温と D0 の時間変化を観測した。また、日光市湯元水処理センターに気象データロガーを設置し、地上の風や日照の影響を調査した。設置位置等については図 1 のとおり。なお、底層は湖底から 0.5 m の位置、中間層は貧酸素水塊の直上となる湖底から 5 m の位置として調査を行った。

2.1 D0 等の時間変化

- (1) 調査期間 令和元(2019)年 6 月 27 日～11 月 15 日
- (2) 調査地点 St.5 (湖心)、St.6 (湖南部) (図 1 のとおり。)
- (3) 調査項目 水温、D0
- (4) 調査方法 水質データロガー (HOB0 CO-U26-001) によるモニタリング (設置水深等は図 2 のとおり。)

2.2 気象の時間変化

- (1) 調査期間 令和元(2019)年 6 月 27 日～11 月 15 日
- (2) 調査地点 湯元水処理センター(図 1 のとおり。)
- (3) 調査項目 風向、平均風速、最大風速、気温、日照量、雨量
- (4) 調査方法 気象データロガー (HOB0 U-30) によるモニタリング (雨量を除く。)
気象ホームページ⁵⁾ (日射量を除く。)

2.3 水質の鉛直変化

- (1) 調査期間 令和元(2019)年8月31日
- (2) 調査地点 St.5、St.6
- (3) 調査項目 緯度、経度、大気圧、水温、水深、pH、酸化還元電位、D0、電気伝導度、濁度
- (4) 調査方法 多項目水質計 (YSI; Pro DSS) によるモニタリング

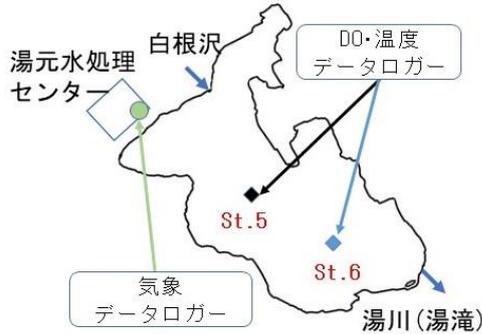


図1 調査地点

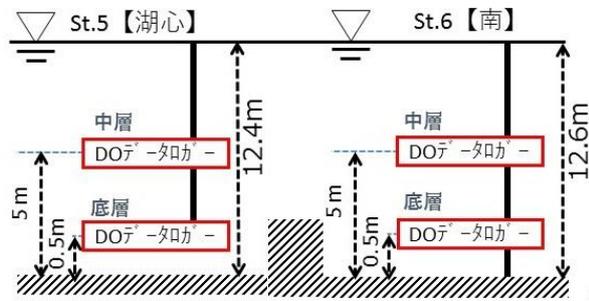


図2 水質データロガーの設置図

3 結果及び考察

3.1 水温

3.1.1 水温の鉛直変化

8月31日に多項目水質計を用いて測定した夏季成層時の水深と水温の関係は図3のとおり。

St.5とSt.6はともに、水深が深くなるにつれて水温が低下し、各水深で水温差が生じていることが確認された。St.5とSt.6の水深に対する水温変化は、若干の温度差はあるものの水深8mまではほぼ同じ曲線を描いており、熱伝達による水温の変化に関しては、2地点ともほぼ同じ条件であると考えられた。

湖表面から水深2mまでは、ともに約3℃の急激な水温低下がみられ、水温躍層がごく浅い位置に存在することが確認された。水温4℃以上では、水温差はすなわち密度差となるので、水深2mまでの温かく密度の小さい湖水は、以深の冷たく密度の大きい水層と非常に混ざりにくいことが示唆された。水深2mから8mにかけては表層の水温躍層ほど急激でないものの直線的に水温が低下していた。特に水深4mから8mにかけては水温低下の直線性が良く、温度勾配はSt.5で-0.227℃/m(相関係数0.988)、St.6で-0.246℃/m(相関係数0.985)であった。当該区間の熱伝達は、表層と底層との温度差による熱伝導が主要因であると考えられた。一般的に、熱伝達の要因としては、気温からの伝熱のほか、太陽等の輻射伝熱、熱対流と様々な要因が想定されるが、熱源からの距離や成層からこれらの影響は小さいと考えられた。

水深8m以深では、St.5が8m以浅と同様に直線的に水温が低下している一方、St.6では、水温の急激な低下が確認された。両地点の挙動の差は、St.6水深8m以深に冷たい水の層があることを示しており、地下水等の流入などの外的要因の影響が示唆された。

これらを踏まえ、今回の調査では、底層と中間層の水温差を湖内の水温差の指標とした。

3.1.2 気温と水温の時間変化

図4に気象データロガーで観測した湯元の気温を、図5に気象庁のホームページ⁵⁾から取得した宇都宮気象台奥日光観測所(中宮祠)の気温を示す。また、図6にSt.5の、図7にSt.6の水温の時間変化を示す。

湯元と中宮祠の気温を比較すると、湯元の方が気温の上下が激しいものの、おおむね同様の傾向で推移していた。気象データロガーが、10月12日の台風19号で転倒し、以後はデータが取得できていないことから、以降の解析は宇都宮気象台奥日光観測所(中宮祠)の気温を使用して行った。同様に平均風速、最大風速のデータについても、同所のデータを使用した。

気温は、時間帯や天気による変動はあるものの、おおむね調査開始直後の6月28日から8月初旬にかけて上昇し、その後、緩やかに下降に転じ、調査終了まで緩やかに下降していた。

1980年から2019年の宇都宮気象台奥日光観測所(中宮祠)の月別平均気温と、栃木県水質年表⁶⁾の湯ノ湖の水温

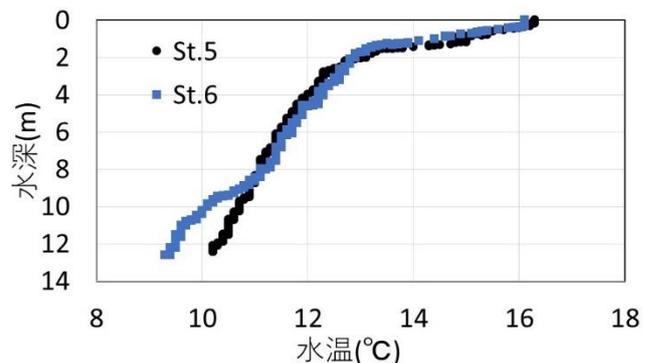


図3 水深と水温の関係(8月31日)

とを比較すると、表層水温と気温は高い相関性を有しており、表層水温は気温の7割ほどの割合で上昇していた⁷⁾。このことから、気温は輻射伝熱や熱対流などの影響を含めた表層水温の指標になると考えられた。一方で、気温の影響は、水深が深くなるほど減少し、水深9 mでは気温の3割ほどの割合で水温が上昇していたことから⁷⁾、気温が水温を上回っている時期は、気温が上昇するとともに、表層水温が上昇し、下層との水温差・密度差が生じて水温の循環が阻害されていくものと推測していた。

しかし、今回の調査では、底層の水温は調査開始直後が最も低く、その後は直線的に上昇しており、気温の上昇や下降によって、温度変化の勾配が変わることはなかった。このことから、底層水温に対する表層からの熱供給の影響は大きくないことが示唆された。

また、中間層の水温はほぼ一定で、多少の気温影響は見られるものの大きな変化は認められなかった。中間層の水温がほとんど変わらないということは、中間層の上の水層と下の水層との熱収支が釣り合っているということになるが、一定速度で底層水温が上昇し、かつ、気温が上下する中では、表層-底層間の温度勾配が変化するため、表層からの熱伝導だけでは長期間熱収支が取れるとは考えにくく、表層からの熱供給以外の要素が影響していることが示唆された。湯の湖のように、湧水で涵養されている湖沼では、上下層との熱収支以外に河川水、湧水の流入量と平均水温からの水平方向の熱流束が大きく影響していると考えられ、そうした湧水流入が中間層の水温を安定させていると考えられる。

中間層の水温が変わらず、底層の水温が時間経過とともに上昇するため、底層と中間層の温度差は、時間経過とともに減少していくことが確認された。このことは、時間経過によって、湖内の水温差・密度差が減少し、湖水が混ざりやすくなっていくことを示唆している。

St. 5 と St. 6 では底層の水温差は、3.1.1 で示した冷たい水塊の影響等によるものと考えられた。底層水温の上昇速度が異なるのは、St. 6 の底層水温が低く、中間層や湖底との温度勾配が大きいためと考えられ、熱伝導による伝熱の影響が大きいことが示唆された。

湧水からの熱流束が大きいため、表層からの鉛直熱拡散の影響を中間層の水温変化から検出することは難しかった。一方、そうした影響の少ない底層水の水温は中間層からの熱伝達により約+0.5℃/月のペースで上昇した。このときの底層水温の上昇は、湧水が上部を流れ、蓋をされた様になった底層水が、湧水によって徐々に温められ、一定温度で上昇するものと考えられ、中間層の水温が変わらない中、底層水温が上昇することに一定の説明が可能と考えられた。底層水温と中間層水温の差は調査初期から発生していることから、以前の調査で存在が示唆されている冷たい地下水³⁾⁴⁾のほか、冬季などの低気温時に発生した冷たい水塊が成層時に封じ込められた可能性や、地熱などの影響も考えられることから、水温変化のメカニズム解明には、更なる調査が必要と考えられた。

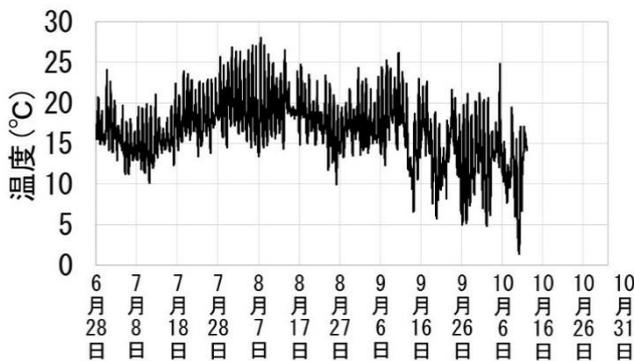


図4 気温の時間変化 (湯元)

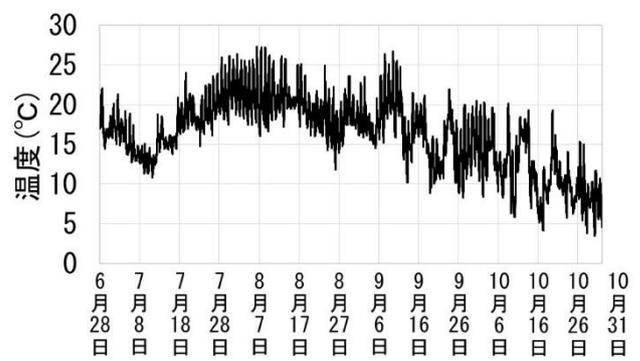


図5 気温の時間変化 (中宮祠)

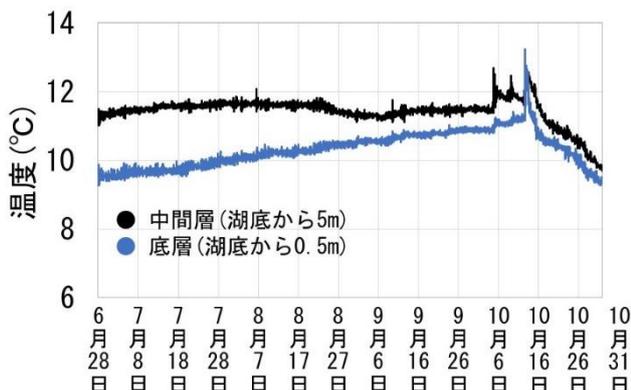


図6 水温の時間変化 (St. 5)

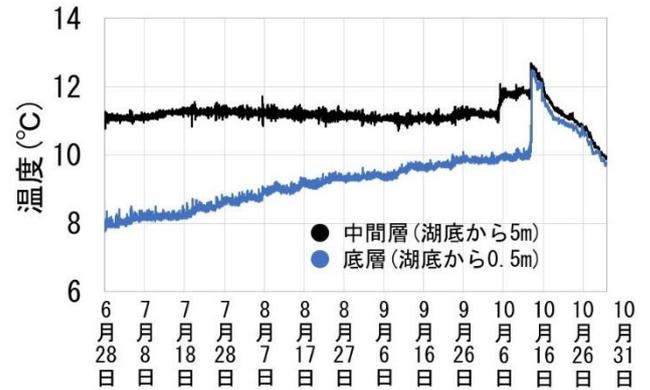


図7 水温の時間変化 (St. 6)

3.2 底層 D0 の時間変化

底層 D0 の時間変化は図 8 のとおり。底層と中間層との水温差、最大風速、雨量の時間変化はそれぞれ図 9、図 10、図 11 のとおり。

D0 は調査開始直後の 6 月 28 日から 10 月 12 日の台風 19 号まで常にほぼ 0 mg/L で推移しており、この間、最大風速 18.9 m/s の風が吹いた 9 月 8 日から 9 日の台風 15 号を含め、風雨や日照の影響は全く見られなかった。湯の湖において、底層 D0 が減少し、0 mg/L となっていること的主要因は、調査初期から発生している湖内の水温差によって湖内の酸素循環が強固に、かつ長期間にわたって妨げられていることであると考えられた。

D0 回復時の D0 と水温差の挙動は図 12、図 13 のとおり。湖内の水温差が St. 5 で約 0.5℃、St. 6 で約 1.9℃と小さくなったうえで、台風 19 号の強風によって回復していた。このときの強風のピークは 2 回あり、一度目の最大風速は 22.4 m/s、二度目の最大風速は 34.1 m/s であった。この強風に対し、St. 5 と St. 6 では、ほぼ同じ水深にもかかわらず、異なる挙動を示した。

St. 5 では、1 回目の風のピークの直後から D0 が上昇し、一度低下するも、徐々に回復し、2 回目の風のピークを待たずに回復した。一方、St. 6 では 1 回目の風のピークでは変化がなく、2 回目のピークで急速に回復していた。底層と中間層の水温差が小さくなるほど、風などの外的要因の影響を受けやすくなるものとみられ、底層 D0 に関する強風の影響は、水深が深くなることよりも、湖内の水温差（密度差）の影響が大きいことが示唆された。

今回の調査では、台風 19 号による湖水の攪拌があったため、底層水温の上昇による湖内水温差の減少と、気温の低下による表層水温の低下のどちらが D0 の回復に優先的に作用するかはわからなかった。しかし、底層水温の上昇の傾向から 11 月中には底層水温と中層水温の水温差がなくなる見込みであること、11 月初旬には平均気温が底層水温をほぼ下回ようになることを踏まえると、どちらが優先的に作用するとしても、湖の水温差が消滅する時期にあまり変わりはなく、少なくとも 11 月中には湖内の水温差が消滅し、湖水の全循環が起こると考えられた。

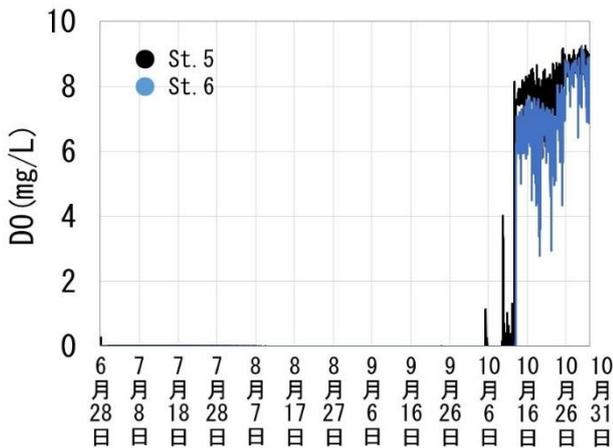


図 8 底層 D0 の時間変化

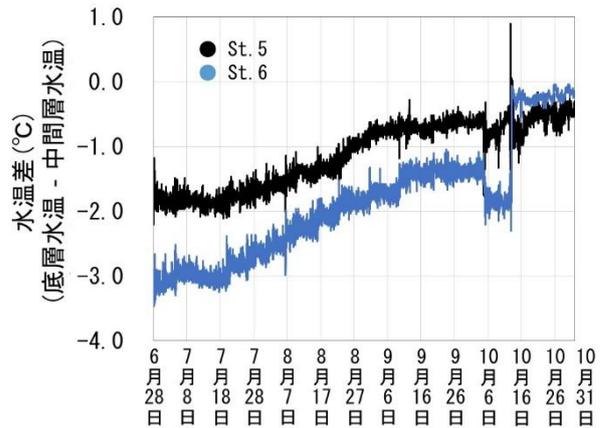


図 9 底層と中間層との水温差の時間変化

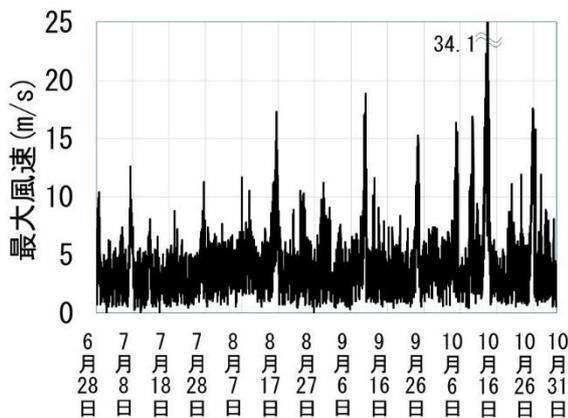


図 10 最大風量の時間変化

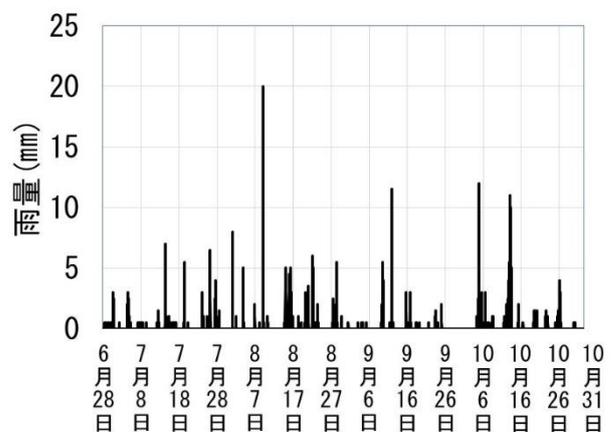


図 11 雨量の時間変化

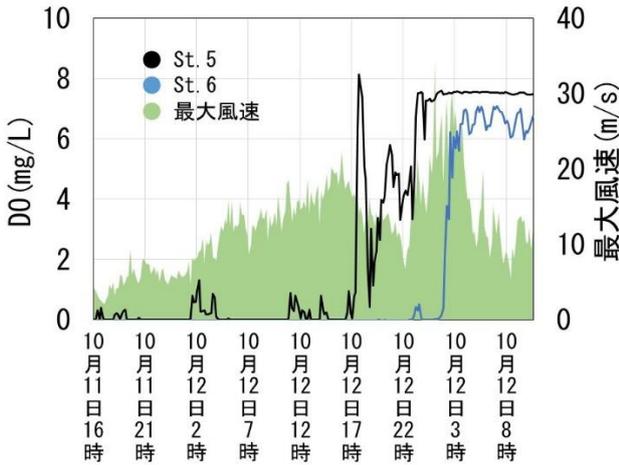


図12 底層 DO 回復時の DO の時間変化

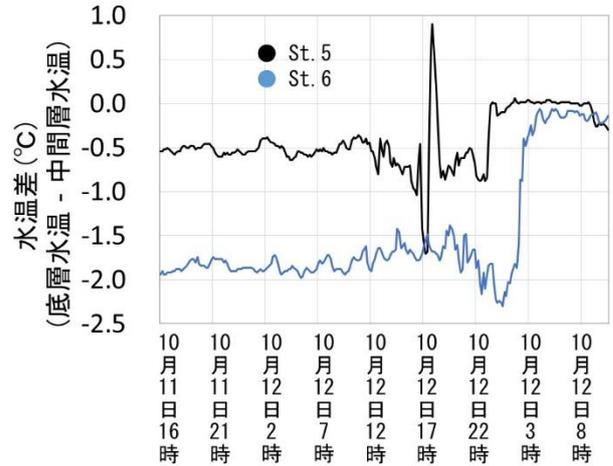


図13 底層 DO 回復時の底層と中間層の水温差の時間変化

3.3 中間層の DO の時間変化

湖底から 5 m (湖面から約 7 m) の中間層における DO の時間変化は、図 14 のとおり。St. 5 と St. 6 の中間層の水温に大きな差はないが、DO は異なる挙動を示していた。

6 月 28 日から 8 月 22 日までの、DO の時間変化を図 15 に示す。底層と中間層の水温差が 3°C 以上ある St. 6 では、調査開始直後から DO が 1 mg/L を下回り始めるまで、直線的に減少していた。その減少速度は時間と高い相関性が見られ、気象等の影響による変動は少ないと考えられた。この時の DO 減少は、微生物やプランクトン等の湖内消費が主であると考えられ、その減少速度は 10 分毎に -0.0013 mg/L 程度と見積もられた。

一方、底層と中間層の水温差が 2°C 弱と比較的小さい St. 5 では、St. 6 の DO 減少に追従する傾向はみられるものの、変動が大きく、減少速度も緩やかで、DO の一時的な回復なども見られた。DO の回復がみられた 7 月 8 日から 7 月 22 日頃にかけては、図 5 に示したとおり、一度低下した気温が上昇している時期であり、何らかの気温影響が示唆された。

St. 5 で約 1.5°C、St. 6 で約 2.5°C と底層と中間層の水温差が小さくなると、強風の影響と思われる DO の変化がみられるようになった。強風時の挙動は、St. 5 と St. 6 で異なり、St. 5 で DO が低下する時に、St. 6 で DO が上昇する鏡面性が認められた。3.2 で示したとおり、風の影響は水温差に応じて変化することが示唆されている。同じ風速の風でも、底層と中間層の水温が大きい場合は、浅い層までしか循環が生じず、水温差が小さい場合は、より深い層まで循環が生じると考えられる。このことから、底層との水温差の小さい St. 5 ではより DO の少ない深い層との混合が起こるため DO が減少し、水温差の大きい St. 6 ではより DO の多い上層との混合が主となるため、DO が上昇するのではないかと推測された。

8 月 22 日から 8 月 27 日の DO の時間変化を図 16 に、同期間の水温と気温、日照量の時間変化を図 17 に示す。St. 5 では、8 月でも、気温が中間層の水温に近くなると、DO が一時的に回復することが認められた。このとき、底層と中間層の水温差は 1°C を下回っており、気温の低い夜間に DO が上昇する日周期性が認められた。

10 月 3 日から 10 月 14 日の DO と最大風速の時間変化を図 18 に、同期間の水温と気温の時間変化を図 19 に示す。St. 5 と St. 6 はともに、10 月頭になり、気温が水温を下回り始めると、気温が中間層水温に近づくタイミングで DO が回復した。また、St. 5 では、強風の影響で、DO が上昇し、底層と中間層の水温差が一時的に大きくなることが認められた。気温の低下により表層水温が低下して中間層と混ざりやすくなり、表層付近の比較的暖かい湖水が中間層付近にもぐりこんだためと考えられる。一方、St. 5 と St. 6 で強風時の DO の挙動に鏡面性は認められなかった。表層水が混ざりやすくなることにより、表層からの酸素供給の影響が大きくなったためと考えられる。

10 月 12 日に水温躍層が消滅し、湖水の循環が起こって以降は、St. 5 と St. 6 の DO は同程度の値で推移していた。

3.4 まとめ

水温の鉛直変化は St. 5 と St. 6 とともにほぼ同様で、熱伝達による水温の変化に関しては、2 地点ともほぼ同じ条件であると考えられた。St. 6 では、水深 8 m 以深に、湧水 (地下水) 等の外的要因によると思われる水温低下があり、St. 6 の底層水温が低い原因となっていると考えられる。

底層と中間層の水温差は調査開始直後が最も大きかった。底層水温は、水温躍層が消滅する前まで、気温の影響をほとんど受けずに、直線的に上昇し、中間層水温も大きな変化が見られなかった。底層水温の上昇により、湖内の水温差は時間とともに減少し、湖水が混ざりやすくなっていくことが示唆された。一方、水温変化のメカニズムについては、不明な点が多く、更なる調査が必要と思われた。

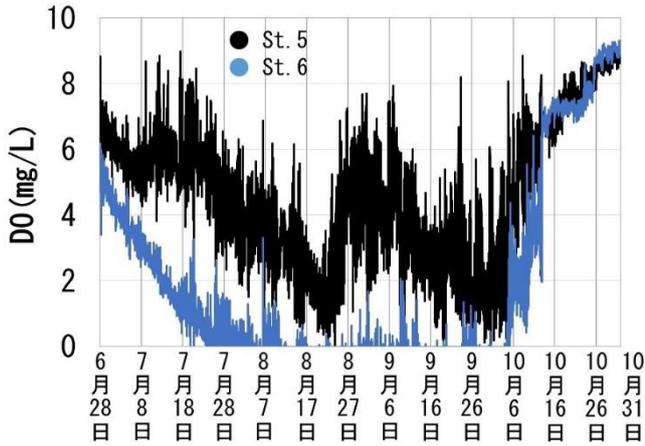


図14 中間層のDOの時間変化

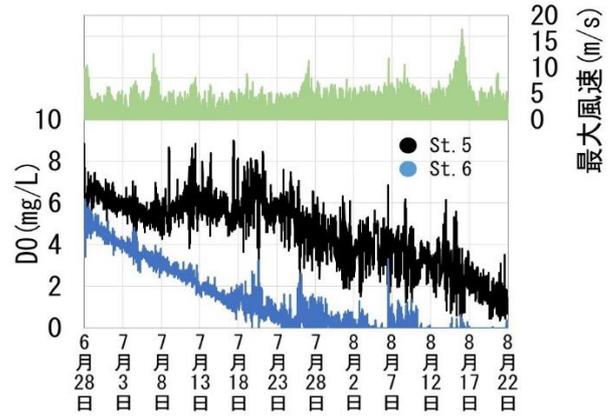


図15 中間層のDOと最大風速の時間変化
(6月28日から8月22日)

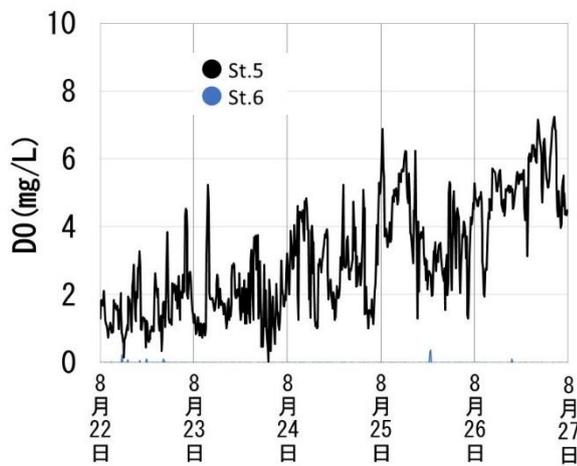


図16 中間層のDOの時間変化
(8月22日から8月27日)

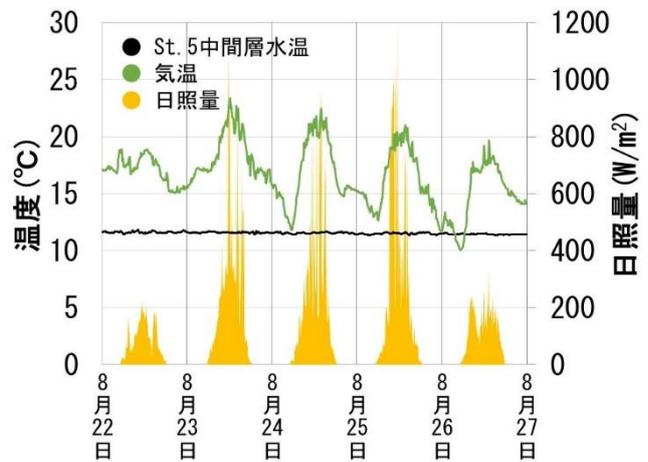


図17 中間層の水温と気温、日照量の時間変化
(8月22日から8月27日)

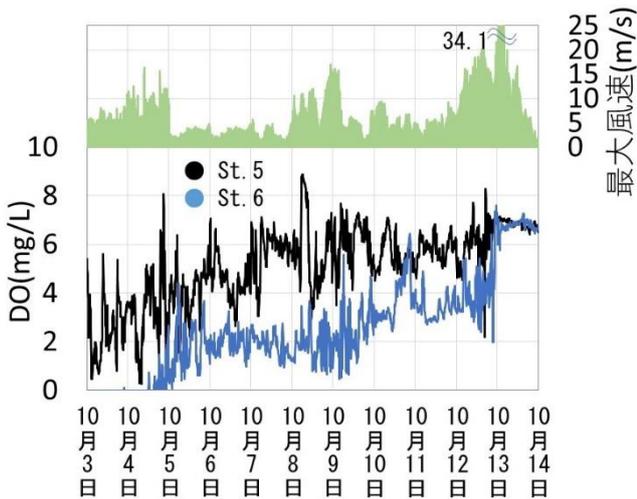


図18 中間層のDOと最大風速の時間変化
(10月3日から10月14日)

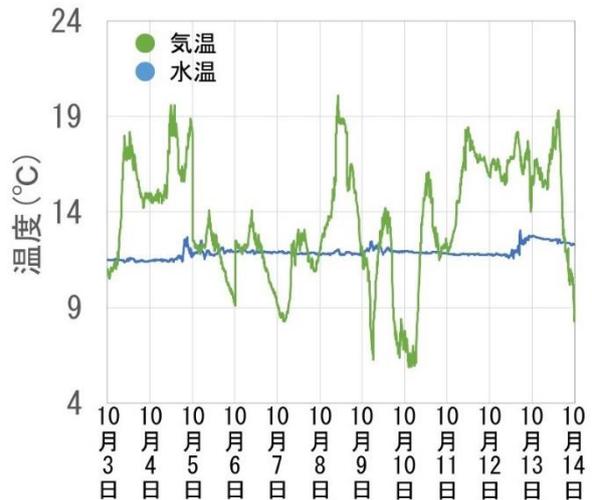


図19 中間層の水温と気温の時間変化
(10月3日から10月14日)

底層 D0 は、湖内の水温差によって長期間貧酸素状態にあり、湖内の水温差が大きいうちは気象等の影響を受けず、水温差の減少に強風等の外部要因が加わって回復していた。底層 D0 への影響は、水温が最も大きく、次いで最大風速の影響が大きいことが示唆された。

中間層の D0 は、底層 D0 と同様に、湖内の水温差が大きいうちは、気象等の影響を受けにくく、特に、水温差の大きい St. 6 では D0 が 1 mg/L を下回るまで、気象等の影響を受けずにほぼ一定の速度で減少していた。その後、時間経過により湖内の水温差が小さくなってくると、D0 は気温や強風の影響を受けやすくなり、気温が中間層の水温に近づくタイミングで、回復する傾向が見られた。中間層の D0 への影響は、水温が最も大きいことは底層と同じだが、次いで、気温、次いで強風の影響が大きいことが示唆された。

前回までの報告を踏まえると、以下のことが分かった。

- ・水温躍層形成期には、湯ノ湖全域の水面下 7~8 m 以深に広く貧酸素水塊が分布。
- ・底層 D0 の減少要因は、水温差・含有酸素量等の観点から湧水（地下水）の影響が大きいと考えられる。
- ・特に、冷たく、硫化水素を含む湧水（地下水）が流入している St. 6 で貧酸素化しやすくなっている。
- ・底層は、長期間貧酸素状態にあり、水温差が大きいうちは気象条件等の影響を受けず、外気温の低下や底層水温の上昇に強風等の外部要因が加わって回復する。
- ・中間層の D0 は、底層と中間層との水温差が大きいうちは気象等の影響を受けにくいだが、時間経過とともに底層の水温が暖められ、底層と中間層との水温差が小さくなると、気温や強風などの気象の影響を受けやすくなる。

D0 の低下要因と回復要因がともに、自然由来であるため、直接的な対策は難しいが、流入汚濁負荷の低減等の水質保全対策を講じ、湖内消費を抑えることで水温躍層形成時の D0 低下を抑制することができると考えられる。また、湧水（地下水）の量や質が湖内環境に大きな影響を与えていることが確認されたため、更なる調査を行っていく。

4 謝辞

本研究にあたり、御協力をいただきました日光市上下水道部下水道課、全国内水面漁業協同組合日光支所、日光湯元レストハウスの皆さまに感謝申し上げます。

5 参考文献

- 1) 塩月智子他、湯ノ湖水環境保全調査（プランクトンの季節変化-水質との関係）、栃木県保健環境センター年報第 19 号、57-63、2014
- 2) 塩月智子他、湯ノ湖水環境保全調査、栃木県保健環境センター年報第 20 号、41-49、2015
- 3) 中島麻依子他、新環境基準項目（底層 D0 等）のモニタリング手法及び評価手法の構築に関する研究（第 1 報）、栃木県保健環境センター年報第 23 号、46-48、2018
- 4) 平山大輔他、新環境基準項目（底層 D0 等）のモニタリング手法及び評価手法の構築に関する研究（第 2 報）、栃木県保健環境センター年報第 24 号、62-66、2019
- 5) 気象庁ホームページ、https://www.jma.go.jp/jma.m_index.html
- 6) 栃木県、栃木県水質年表、(1980~2019)
- 7) 佐々木貞幸他、地球温暖化が県内水辺環境に与える影響の把握に関する基礎研究、栃木県保健環境センター年報第 25 号、68-72、2020