

II-120

小野川湖における水温構造と水質特性に関する研究

日本大学大学院 学生員 ○山本 洋一
日本大学工学部 正 員 長林 久夫

1. はじめに

湖沼などの閉鎖性水域は、一旦水質が汚染されると、その回復が困難であり、湖沼の水質の悪化は観光資源としての価値の低下や水利用等に重大な損害をもたらすことから、水質汚濁が進行している湖沼の水質を改善し、健全な水質を長期的に保全していくことが必要である。

本研究は、水質保全のための基礎的研究として、福島県裏磐梯に位置する小野川湖を対象に湖内水質の解析を行った。はじめに湖内水温・水質を中心とした現地観測を行い季節的变化に伴う水質特性の変化を検討した。また、湖内の物質輸送に大きな影響を与える水温構造を、移流熱を考慮した再現計算により検討した。

2. 対象流域概要

小野川湖は長瀬川流域の桧原湖と秋元湖の中間に位置し、面積1.4km²、標高797m、最大水深22m、貯水容量11.8百万m³である。主な流入河川は小野川、中ノ沢川、桧原川、新川である。主な流出は湖のほぼ中央に位置している下流の秋元湖との落差を利用した小野川湖発電所に通じる導水路である。小野川湖は流入、流出量が非常に多く、湖の回転率は21.9回/年と一般には水温成層の形成がされにくい流れダム湖に分類される。しかし、最深部においては例年夏季において8mから12m付近にかけて明瞭な水温成層が形成される。

3. 湖内水質特性

2004年の現地観測による小野川湖の水質鉛直分布図を図-1に示す。各水質項目において水質特性の考察を行った。

水温分布は8月になると6m～12mにかけて急激な変温層が現れ水温成層を確認することができる。10月になると上層と下層の温度差がなくなり成層の崩壊期が見られる。DOは5月～10月の上層は一様な分布を示している。夏季において水温成層の形成により上下層の対流がなくなるため下層では無酸素状態にある。Chl. aにおいて、8m付近の濃度の変動が著しい。これは北東部から流入する河川水は8m層を中心に流動していることが報告されており、移流による効果が大き

いものと思われる。ECにおいては、表層から12m付近までは一様で60μS/cm～80μS/cmであり、8月～10月の下層では上昇傾向が見られる。これはECが溶存イオン量に比例するため、夏季における深水層の貧酸素化による湖底からの金属イオン類の溶出の影響であると思われる。CODは、表層では1.0mg/l～2.0mg/lを示し、湖底付近では春季、秋季において急激な上昇傾向が見られる。T-Nについては、表層においては、0mg/l～0.4mg/l程度である。下層においては8月、9月、10月と順に上昇する傾向が見られ、10月では2.5mg/lを示した。NH₄-NにおいてもT-Nと同様な傾向が見られ、表層では0mg/l程度であり、夏季の深水層においては溶存酸素の減少に伴い高濃度のNH₄-Nが確認できる。これは深水層が貧酸素化に移行することにより湖底からのアンモニアの溶出が促進されたものと思われる。NO₃-Nにおいては、5月の循環期において全層にわたり高い濃度が検出されており、時間経過に伴い濃度の減少が見られ、特に9月10月における深水層での濃度の減少は著しい。これは、夏季の湖底では貧酸素水塊が形成されるため、嫌氣的条件下に伴う脱窒現象によるものと思われる。

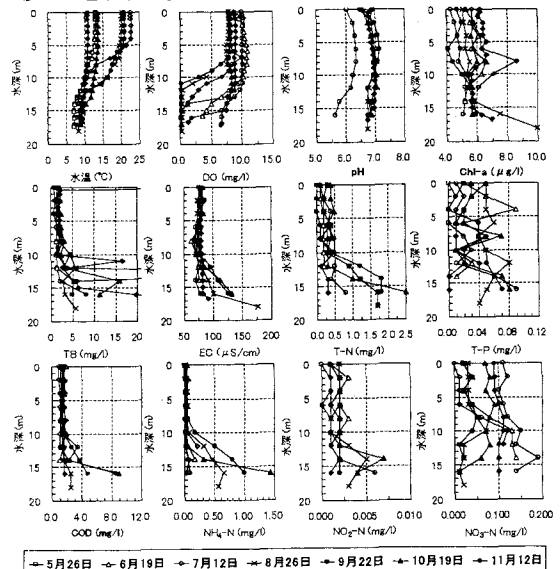


図-1 水質鉛直分布図

4. 水温構造特性

湖内水質の解明にあたり、湖内物質輸送に大きく影響する水温構造の把握は重要であり、本研究では鉛直一次元モデルにより水温構造を検討した。

4.1 数値計算

水温成層の形成や崩壊のような鉛直拡散現象を取り扱うために、種々のモデルが展開されているが、小野川湖における既往の研究では基本的な鉛直一次元熱輸送方程式を用いて解析を行ってきた。しかし、従来のモデルに移流熱の考慮が必要であると解明された。よって本研究では、移流熱を温度に換算した項 T_A を加える式(1)を用いた。

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial Z} \left(K_z \frac{\partial T}{\partial Z} \right) - \frac{1}{\rho_0 C_p} \frac{\partial q(Z)}{\partial Z} + T_A \quad \cdots (1)$$

ここで、 T ：水温(°C)、 t ：時間(day)、 Z ：水深(鉛直下向き)(m)、 K_z ：拡散係数(m²/day)、 ρ_0 ：基準密度(kg/m³)、 C_p ：水の比熱(4.185×10³J/kg/K)である。短波放射の深さ方向への分布である熱源関数は色々な方法でパラメーター化されているが、一般的に次式で表される。

$$q(Z) = (1 - \beta) Q_s \exp(-\eta z) \quad \cdots (2)$$

ここで、 $q(Z)$ ：短波放射量のうち水中に入射する量(J/m²/day)、 η ：消散係数、 β ：短波放射のうち水表面近傍で吸収される割合、 Q_s ：太陽からの短波放射量(J/m²/day)、ここで拡散係数 K_z は以下の式を用いた。

$$K_z = K u_* Z P_r^{-1} \exp(-k_* Z) f(R_i) \quad \cdots (3)$$

ここで、 K ：カルマン定数、 u_* ：水面摩擦速度、 P_r ：中立状態の乱流プラントル数、 k_* ：摩擦速度の減衰係数、 $f(R_i)$ ：成層関数である。

計算は小野川湖の流入流出量がわかっている 1996 年 1 月 1 日をスタートとして 12 月 31 日までの 1 年間を対象とした。初期条件は水温が一様になる 1 月に日平均値である 2°C を与え、計算方法は差分方法を用いて行った。水深間隔 Δh は移流熱考慮の場合は最大水深を流入流出量により変化させ、時間間隔ごとに最大水深を 10 分割して計算し、考慮前は 2m 間隔とした。計算の時間間隔は $\Delta T = 0.01$ day とした。また水面が冷却され密度の逆転が生じたときは瞬時に混合するものとした。

4.2 湖内における移流熱の考慮

小野川湖においては流入・流出水量が多くこれに伴って移流熱が生じる。基本的な移流熱の式(4)に示す。

$$Q_A = C \cdot \rho \frac{(\theta \cdot q)_{IN} - (\theta \cdot q)_{OUT}}{S_0} \quad \cdots (4)$$

ここで、 Q_A ：移流熱(J/m²/day)、 $\theta_{IN \cdot OUT}$ ：流入・流出水温(K)、 $q_{IN \cdot OUT}$ ：流入・流出水量(m³)である。流入水温については 94 年に計測を行っており、計算においては水温と気温の相関関係より流入水温を算定し流入熱量を求めた。また流出熱量は、小野川湖の放流口の最低水位高 11.22m 以上の層から均等に放出させた。

4.3 計算結果及び検討

図-2 に水温実測値と移流熱を考慮する前と後の計算値の鉛直分布図を示し、移流熱考慮前と後を比較した。5 月では前、後ともに良好な値を示した。6、7 月では考慮後は良好に示せなかった。これは流入河川の水温が適当でなかったためで、実際には冷たい河川水が下層に流入し、下層水温が低くなるどころが、実際より高い河川水温を与えたためと思われる。8、9、10 月では考慮前の上層の水温が高い値を示したが、考慮後では、移流熱の影響により実測値に近い値を示した。

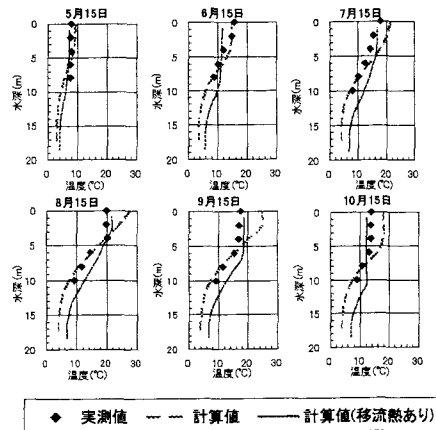


図-2 水温鉛直分布図

5. 終わりに

移流熱を考慮した水温鉛直一次元モデルの計算を行い、考慮していない場合より水温成層をある程度良好に示せた。今後は移流熱が湖内にどう流入するかを詳細に検討する必要がある。また、湖内水質の解析にあたり流入負荷の影響は重要であり、今回の移流による影響を踏まえ検討していく必要がある。