D-0804 温暖化が大型淡水湖の循環と生態系に及ぼす影響評価に関する研究

(1) 琵琶湖の全循環と生態系モデリングに関する研究

東京大学生産技術研究所 海中工学国際研究センター 北澤 大輔

> 平成20~22年度累計予算額:3,753千円(うち、平成22年度予算額: 1,153千円) 予算額は、間接経費を含む。

[要旨] 本研究では、3次元の流れ場・生態系結合数値モデルを開発し、深水湖の水質、生態系 を再現するとともに、将来予測を行った。全循環の発生に係わる表層、底層の水温変動の再現性 向上に焦点を当て、境界条件の精緻化等により、(1)琵琶湖では成層期の底層の水温上昇率が表層 の水温上昇率を上回り、全循環が継続して発生したこと、(2)池田湖では表層の水温上昇率が底層 の水温上昇率を上回り、全循環が停止したことを示した。琵琶湖と池田湖で比較してみると、湖 底の勾配が大きい池田湖では、吹送流、密度流、内部波などの3次元的物理現象が発達しにくく、 底層への熱伝達率が減少し、底層の水温上昇率が抑制されたものと考えられる。琵琶湖では、今 後の気温上昇により表層平均水温が底層平均水温より上昇しても、成層期に表層からの熱伝達に よって底層水温が上昇し、循環期に下降する季節変動を示すため、全循環が継続して発生すると 予測された。生態系サブモデルでは、無機態リン濃度が著しく低いにもかかわらず植物プランク トンのブルームが発生する琵琶湖の特性を考慮し、栄養塩のセルクオタを組み込んだ。また、他 のサブテーマによる観測結果を用いて、有機物の沈降速度、栄養塩の溶出速度、酸素消費速度な どの主要なフラックスを直接的に定式化し、観測、実験で得られたパラメータを与えた。その結 果、深水湖の季節変動および経年変動を想定した予測精度の範囲内で再現できた。今後100年間で 気温が上昇すると仮定した場合は、水温の上昇により酸素の溶解度が減少し、年最低溶存酸素濃 度が低下した。また、底層での溶存酸素濃度の低下により栄養塩が溶出し、富栄養化によって湖 底の溶存酸素濃度がさらに低下した。溶存酸素濃度の低下を緩和する有効な手法として、①汚濁 物質負荷量の削減による酸素消費の低減、②電気分解による酸素供給を取り上げ、その効果を数 値シミュレーションによって予測したところ、汚濁物質負荷量の削減により溶存酸素濃度の低下 を緩和できること、電気分解によって酸素を供給する場合は成層期に集中して行う方が効果的で あることを示した。

[キーワード] 気候変動、全循環、生態系モデル、溶存酸素濃度、将来予測

1. はじめに

世界の平均表面気温は、1981年から2005年までの25年間で線形に変化したと仮定すると、0.44 $^{\circ}$ ±0.13 $^{\circ}$ C (0.018 $^{\circ}$ 2±0.0052 $^{\circ}$ C year $^{-1}$) 上昇した (Intergovernmental Panel on Climate Change $^{1)}$ 、以下IPCC)。日本各地の気象台の中には、より高い気温上昇率を示した地点もある。たとえば、日本最大の湖である琵琶湖周辺の彦根気象台データ、7地点のアメダスデータによると、各地の年

平均気温の上昇率は、1981年から2005年までに、 $0.02\sim0.07$ \mathbb{C} year⁻¹であった(気象庁提供)。 IPCCでは、今後100年間に、世界の平均表面気温が $1.1\sim6.4$ \mathbb{C} 上昇すると予測しており、日本各地でもさらなる気温上昇が予想される。

気温の上昇は、湖沼の水温上昇や成層の強化を引き起こす。冷却期に循環する深水湖では、鉛直循環の欠損による成層の恒常化が懸念される。たとえば、琵琶湖は、春季から秋季にかけて成層が形成され、冬季に成層が消滅する一循環湖である²)。成層期には、表層で生産された有機物が湖底に堆積し、バクテリアによる分解を受ける。バクテリアの分解に伴って酸素が消費されるとともに、成層により表層から底層への酸素供給が抑制されるため、底層の溶存酸素濃度が低下する。冬季に鉛直循環が発達し、成層が消滅すると、表層の酸素を含んだ水が底層に供給され、底層の溶存酸素濃度は表層の溶存酸素濃度と同じレベルまで回復する。一般に、冬季に表層から底層までの水温が一様となり、底層の溶存酸素濃度が回復する過程を全循環と呼んでいる。しかし、2006~2007年の冬季には、観測史上初めて、暖冬によって3月になっても底層の溶存酸素濃度が表層の溶存酸素濃度のレベルに回復しない現象が確認された³)。また、琵琶湖と同じ深水湖の池田湖では、1980年代の気温上昇に伴って全循環が停止し、底層が貧酸素化した⁴⁵)。世界の深水湖でも、水温上昇や成層の強化、底層水の低酸素化が報告されている⁶)。底層水の低酸素化は、底層に生息する生物に大きな影響を及ぼす。

今後の気候変動は、湖沼生態系にさらなる影響を及ぼす可能性があるが、その影響を緩和する方法を検討するためには、まず将来の気候変動予測シナリオに基づき、湖沼の水質、生態系を予測する必要がある。特に、全循環の継続に係わる水温と底層の溶存酸素濃度は主要なパラメータである。流れ場ー生態系結合数値モデルによる数値シミュレーションは、水質、生態系の将来予測を行うために有効な方法の一つである。近年、鉛直一次元の流れ場ー生態系結合数値モデルを用いた湖沼の水質予測計算が行われるようになった7-8)。鉛直一次元モデルでは、湖面冷却や風摩擦による鉛直混合を再現できるが、吹送流、密度流、内部波などの現象を考慮する場合にはモデル化が必要であり9)、全循環の発生や底層の溶存酸素濃度分布を高精度に予測することは困難である。そこで、近年は三次元モデルを用いてこれらの現象を直接的に再現、予測する方法が用いられ始めている。

2. 研究目的

本研究では、深水湖を対象とした3次元流れ場-生態系結合数値モデルを開発する。数値モデルを琵琶湖に適用し、過去の観測結果や他のサブテーマで実施された観測の結果を用いて、数値モデルの校正と検証を行う。また、比較研究として、1980年代に全循環が停止した池田湖を取り上げ、数値モデルを池田湖に適用した数値シミュレーションも実施する。さらに、今後100年間のIPCCの気候変動シナリオに基づき、琵琶湖の将来の水質、生態系を予測する。また、気候変動が琵琶湖の水質、生態系に及ぼす影響を緩和するための方策を提示し、その効果を数値シミュレーションによって予測する。

3. 研究方法

(1) 流れ場-生態系結合数値モデル

流れ場-生態系結合数値モデルは、流れ場サブモデルと生態系サブモデルから構成される。流

れ場サブモデルは、静水圧近似とブジネスク近似を仮定し、デカルト座標系の3軸方向の運動方程式、連続の式、水温の移流・拡散方程式、状態方程式から構成され、3方向の流速、圧力、水温、密度の時空間変化を解く。生態系サブモデルでは、図1に示すように、植物プランクトン、リン、窒素のセルクオタ、動物プランクトン、懸濁態有機物、溶存態有機物、無機態リン、無機態窒素、溶存酸素を状態変数とし、状態変数間のフラックスをいくつか数式とパラメータを用いて定式化した。これらの物質の時空間変化は、化学・生物学的な変化を組み込んだ後、流れ場サブモデルにより得られる物理パラメータによる移流・拡散方程式を用いて解いた。

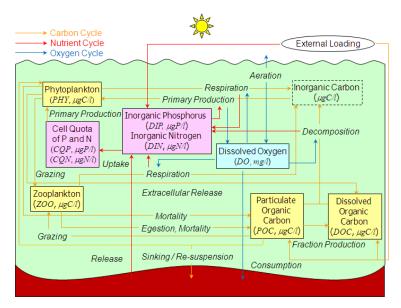


図1. 生態系サブモデル

当初の生態系サブモデルにおいては、光合成の栄養塩制限項 μ は、光合成速度が水中の栄養塩濃度に依存するものと仮定し、以下の式で与えていた $^{7)10}$ 。

$$\mu = \min\left(\frac{DIP}{K_{DIP} + DIP}, \frac{DIN}{K_{DIN} + DIN}\right) \tag{1}$$

ここで、 K_{DIP} (μ gP L⁻¹)、 K_{DIN} (μ gN L⁻¹)はそれぞれ栄養塩摂取の半飽和定数、DIP (μ g P L⁻¹)、DIN (μ g N L⁻¹)は無機態リン、無機態窒素の濃度である。しかし、琵琶湖では、循環期に無機態リン濃度が湖内全体で枯渇するにもかかわらず、春季に植物プランクトンのブルームが発生する。これは、植物プランクトンが体内に無機態リンを蓄積し、それを利用して成長するためであると考えられる。そこで、植物プランクトンの光合成速度が、細胞内に蓄積された栄養塩(セルクオタ)による制限を受けるものとして、栄養塩制限項を以下のようにモデル化した $^{11-12}$ 。

$$\mu = \min\left(1 - \frac{CQP_0}{TQP}, 1 - \frac{CQN_0}{TQN}\right) \tag{2}$$

ここで、 CQP_0 (μ gP L⁻¹) と CQN_0 (μ gN L⁻¹) は、基礎クオタに相当し、植物プランクトンの炭素量PHY (μ g C L⁻¹) にリン、窒素と炭素の比[P:C]、[N:C] をかけることにより求まる。

$$CQP_0 = [P:C]PHY$$

$$CQN_0 = [N:C]PHY$$
(3)

TQP (μ g P L⁻¹)とTQN(μ g N L⁻¹)は植物プランクトンの全リン量、全窒素量であり、細胞内蓄積量 CQP (μ g P L⁻¹)、CQN(μ g N L⁻¹)と基礎クオタとの和によって表される。

$$TQP = CQP + CQP_0$$

$$TQN = CQN + CQN_0$$
(4)

ここで、細胞内蓄積量は未知の変数であり、植物プランクトンとともに移流・拡散方程式によって解く。化学、生物学的過程による細胞内蓄積量の時間変化 q_{CQP} (μ g P L $^{-1}$ s $^{-1}$)、 q_{CQN} (μ g N L $^{-1}$ s $^{-1}$) は以下の式で表される。

$$q_{CQP} = B_{1p} - [P:C]B_1 - \left(B_4 + B_5 + B_6 \cdot \frac{PHY}{PHY + POC}\right) \cdot \frac{CQP}{PHY}$$

$$q_{CQN} = B_{1n} - [N:C]B_1 - \left(B_4 + B_5 + B_6 \cdot \frac{PHY}{PHY + POC}\right) \cdot \frac{CQN}{PHY}$$
(5)

ここで、 B_1 、 B_4 、 B_5 、 B_6 (μ g C L⁻¹ s⁻¹)は、それぞれ植物プランクトンの光合成、枯死、沈降、動物プランクトンによる捕食を表す。栄養塩の摂取 B_{1p} (μ g P L⁻¹ s⁻¹)、 B_{1n} (μ g N L⁻¹ s⁻¹)は、次式で表される。

$$B_{1p} = UP_{\text{max}} \cdot \frac{DIP}{K_{DIP} + DIP} \cdot \frac{\left(PQP_{\text{max}} - \frac{[P:C]PHY + SQP}{[P:C]PHY}\right)}{(PQP_{\text{max}} - 1)}$$

$$B_{1n} = UN_{\text{max}} \cdot \frac{DIN}{K_{DIN} + DIN} \cdot \frac{\left(PQN_{\text{max}} - \frac{[N:C]PHY + SQN}{[N:C]PHY}\right)}{(PQN_{\text{max}} - 1)}$$
(6)

ここで、 UP_{max} (μ g P L⁻¹ s⁻¹)、 UN_{max} (μ g N L⁻¹ s⁻¹)は最大の栄養塩摂取速度、 PQP_{max} 、 PQN_{max} は最大の栄養塩保持量である。

次に、湖底での栄養塩溶出、酸素消費過程は、底層での低酸素水塊の形成や、低酸素化に対する栄養塩溶出の応答を予測するために、正確に定式化する必要がある。ここでは、湖底での栄養塩溶出、酸素消費過程について、以下の式を与えた¹³⁾。

$$P_{rdp} = \frac{R_{DIP} \cdot \mathcal{G}_{DIP}^{(T-20)}}{4 \cdot DO + 1} \tag{7}$$

$$P_{rdn} = \frac{R_{NH4} \cdot \mathcal{G}_{DIN}^{(T-20)}}{4 \cdot DO + 1} - \frac{R_{NO3} \cdot \mathcal{G}_{DIN}^{(T-20)}}{2(DO + 2)}$$
(8)

$$P_{cdo} = co_{PHY} \cdot P_{sph} + co_{POC} \cdot P_{spc} + R_{DO} \cdot \mathcal{G}_{DO}^{(T-20)}$$

$$\tag{9}$$

ここで、 P_{rdp} (mg P m⁻² day⁻¹)は無機態リンの溶出速度、 P_{rdn} (mg N m⁻² day⁻¹)は無機態窒素の溶出速度、 P_{cdo} (mg O_2 m⁻² day⁻¹)は酸素消費速度である。また、 R_{DIP} (mg P m⁻² day⁻¹)は 20° で無酸素状態での無機態リンの溶出速度、 θ_{DIP} は無機態リンの溶出に関する温度係数、 R_{NH4} (mg N m⁻² day⁻¹)は 20° で無酸素状態でのアンモニア態窒素の溶出速度、 R_{NO3} (mg N m⁻² day⁻¹)は硝酸態窒素の脱窒速度、 θ_{DIN} は無機態リンの溶出に関する温度係数、 CO_{PHY} は植物プランクトンの炭素・酸素比、 CO_{POC} は懸濁態有機物の炭素・酸素比、 R_{DO} (mg m⁻² day⁻¹)は酸素消費速度、 θ_{DO} は酸素消費に関する温度係数である。これらのパラメータ値は、琵琶湖で採取したコアの室内実験の結果(サブテーマ3)に基づいて与えた。

生態系サブモデルにおけるその他のパラメータは、既存の研究成果を参考にして与えた。ただし、有機物の沈降速度は、湖底での酸素消費に大きな影響を及ぼすパラメータであるため、数値シミュレーションによる有機物フラックスの計算結果とセジメントトラップによる計測結果が概ね一致するように与えた(図2)。

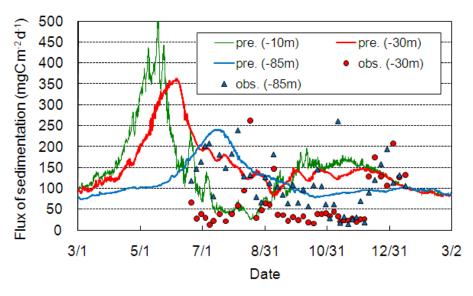


図2. N3.5地点における湖面下30 m、85 mで計測された有機物の沈降フラックスと数値シミュレーションで得られた沈降フラックスとの比較(観測データはサブテーマ5より)

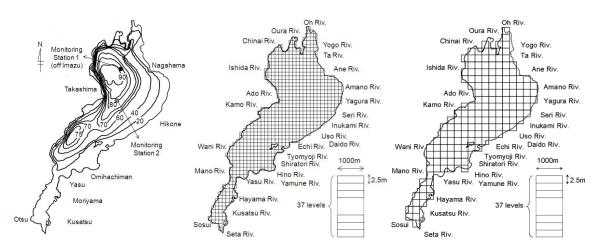
(2) 境界条件

境界条件としては、壁面では垂直方向の流速を0とし、平行方向の流速にはFree-Slipの条件を課した。また、壁面を通しての熱、物質のフラックスはないものとした。河川からは、熱、化学物質のフラックスを考慮した。湖底では、運動学的条件と湖底摩擦条件を課し、熱フラックスの交換はないものとした。湖面では、力学的条件、運動学的条件、湖面摩擦条件を課すとともに、

熱フラックスの交換、再曝気を考慮した。湖面での熱フラックスはバルク公式により推定した。境界条件のうち、水温の再現精度を向上するために、湖面での熱フラックスを推定するバルク公式に改良を加えた。顕熱輸送量と潜熱輸送量を推定する際に用いるバルク輸送係数は、実用的には1.1~1.3 x 10⁻³でよいとされており、通常は一定値が用いられる¹⁴⁾。しかし、気温よりも水温の方が高い不安定状態で、かつ風速が小さい場合は、バルク輸送係数の値が大幅に大きくなることが知られている¹⁵⁾。実際、冬季の琵琶湖では、表層の水温が7~8℃であるのに対し、気温が氷点下近くにまで低下する場合があり、表層水によって暖められた空気が上層の相対的に冷たい空気と混合して、不安定な状態になることがある。その効果を考慮するため、気温と表層水温の差や風速によって変化するバルク輸送係数を与えた。

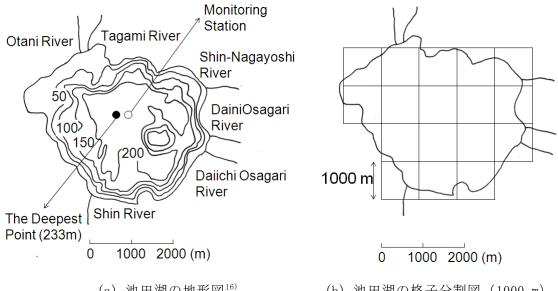
(3) 計算手法

数値計算は、琵琶湖を水平方向に1000 mまたは2000 m、鉛直方向に2.5 mの格子で分割し、基礎方程式を有限差分法で離散化することにより行った(図3)。数年間の計算を行う場合は、水平方向の格子サイズを1000 mとし、長期間の計算を行う場合は、水平方向の格子サイズを2000 mとした。観測点1は滋賀県、観測点2は滋賀県水産試験場によって水質計測が行われている地点であり、後に計算結果との比較を行う地点である。



(a) 琵琶湖の地形図²⁾ (b) 琵琶湖の格子分割図(1000 m) (c) 琵琶湖の格子分割図(2000 m) 図3. 琵琶湖の格子分割図

また、本研究では池田湖を対象とした数値シミュレーションも実施した。琵琶湖との比較を行うため、池田湖も1000 mの格子で分割し、数値シミュレーションを行った(図4)。観測点は、鹿児島県によって水質計測が行われている地点であり、後に計算結果との比較を行う地点である。



- (a) 池田湖の地形図¹⁶⁾
- (b) 池田湖の格子分割図 (1000 m)

図4. 池田湖の格子分割図

- (4) 計算条件 本研究では、琵琶湖の計算対象期間として、以下の3種類の期間を設定した。
- 2005年3月~2008年2月までの3年間:1000 mの格子を用いて、流れ場-生態系結合数値モデル の校正と検証のために行った。厳冬であった2005~2006年の冬季、暖冬であった2006~2007 年の冬季を含んでいる。初期条件を得るために、2002年3月~2005年2月までの助走計算を行 った。
- 1955年3月~2005年2月までの50年間:2000 mの格子を用いて、長期的な水質変動の再現性を 確認するために実施した。1960~1970年代の富栄養化期間を含んでいる。初期条件を得るた めに、1950年3月~1955年2月までの助走計算を行った。
- 2010年3月~2110年2月までの100年間:2000 mの格子を用いて、琵琶湖の将来予測計算を行っ た。初期条件を得るために、2005年3月~2010年2月までの助走計算を行った。

気象データについては、彦根気象台、今津、虎姫、南小松、大津のアメダスで計測されたデー タを用いた。気温、風速については5地点の平均値、その他の項目については彦根気象台のデータ を用いた。1990年3月から2010年2月までの1時間ごとの気象計測結果を1データセット(20年間) として、長期計算ではデータセットを繰り返して用いた。過去50年間の計算では、1950年3月~1970 年2月、1970年3月~1990年2月にデータセットを適用し、月平均値を用いて補正した。また、将来 予測計算では、2010年3月~2030年2月、2030年3月~2050年2月、2050年3月~2070年2月、2070年3 月~2090年2月、2090年3月~2110年2月にデータセットを適用した。将来予測計算の気候変動シナ リオとして、気温の上昇を想定し、100年間で気温が変化しない場合 (Case 0)、線形に2.5℃上 昇する場合 (Case 1) 、線形に5℃上昇する場合 (Cases 2-4) を想定した (図5) 。

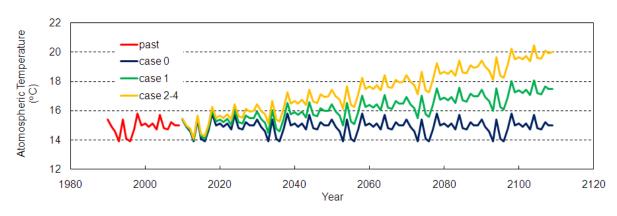
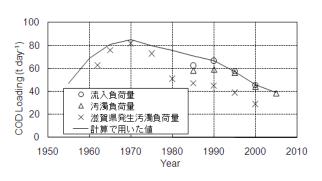
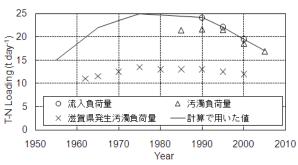
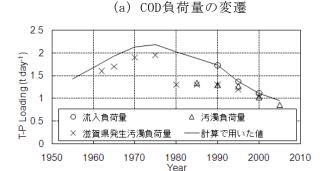


図5. 琵琶湖における気温上昇シナリオ

河川データについては、琵琶湖の淡水収支を年間50億トンとした。数値計算で考慮する25河川を南湖、北湖西岸、北湖東岸のブロックに分割し、それぞれのブロックでの流入量を与えるとともに、ブロック内の各河川には流域面積に応じて分配した $^{2)}$ 。また、COD(Chemical Oxygen Demand)、T-N(Total Nitrogen)、T-P(Total Phosphorus)の流入負荷量をそれぞれ14,600トン、6,200トン、360トンと仮定し(図6、2005年の値)、これらの値から懸濁態有機物、溶存態有機物、無機態リン、無機態窒素の濃度を算出した。過去50年間の計算を行う場合は、過去の流入負荷量の推定値 $^{16-17}$ に基づいて、これらの濃度変化を与えた(図6)。また、将来予測計算を行う場合は、現在の流入負荷量が維持される場合(Cases 0-2)、2005年の値に比べて100年間で線形に25%減少する場合(Case 3)、50%減少する場合(Case 4)を想定した。







(b) T-N負荷量の変遷

(c) T-P負荷量の変遷

図6. 琵琶湖への流入負荷量の変遷

一方、池田湖の計算対象期間は、1982年3月から1991年2月とした。1981年3月から1982年2月ま

でを助走期間とした。気象データは、枕崎気象台と指宿のアメダスによる計測データを用いた。河川流入負荷については、淡水収支を年間0.38億トンとし、COD、T-N、T-Pの負荷量をそれぞれ125トン、550トン、3.8トンとした¹⁸⁾。これらの値から懸濁態有機物、溶存態有機物、無機態リン、無機態窒素の濃度を算出した。

4. 結果・考察

(1) 流れ場サブモデルの校正と検証

今津沖(図 3(a)の観測点 1)における水温鉛直分布の季節変動の観測結果と計算結果を比較する(図 7)。夏季には表層と底層とで約 20℃異なる成層が形成され、冬季に鉛直循環によって水温が鉛直方向に一様となる様子が再現されている。観測結果の方が、計算結果に比べて成層がやや強いが、成層の深さも概ね再現されている。また、2005年~2006年の冬季は、厳冬であったために全循環が他の年よりも早く発生し、水温が鉛直方向に一様となるのが早い様子も再現されている。

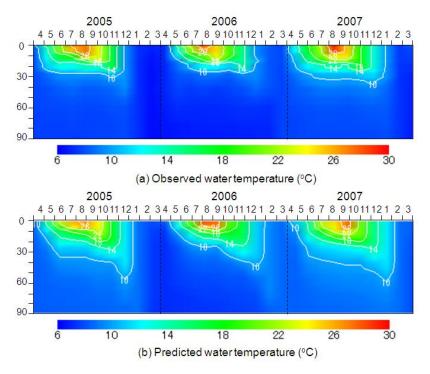


図 7. 今津沖の表層と底層における水温変動の観測結果と計算結果の比較

琵琶湖における過去 50 年間の計算結果のうち、1982~1991 年の今津沖(観測点 1)における表層と底層の水温変動の比較を示す(図 8)。表層水温の変動は、観測結果と計算結果とでほぼ一致している。底層水温の変動は、1984 年と 1985 年に計算値が観測値よりもやや高くなっているが、その他の年は概ね一致している。表層と底層の水温の年平均値の変動を最小二乗法により線形近似すると、それぞれの水温上昇率は 0.04℃ year⁻¹、0.03℃ year⁻¹であった。表層の水温上昇率の方が高かったが、全循環の欠損は見られなかった。これは、底層の水温が、成層期に上昇し、循環期に下降する季節変動を示すためであり、年平均値の水温上昇率と成層期の水温上昇率が異な

るためである。底層の水温は、成層期($4\sim10$ 月)には $0.4\sim1.1$ \mathbb{C} year⁻¹で上昇した。すなわち、底層の水温は、成層期の約半年間で $0.2\sim0.55$ \mathbb{C} 上昇し、表層の水温上昇率よりも高くなったため、全循環が毎年発生した。底層の水温上昇は、本計算では表層からの熱伝達によって生じたが、実際には地殼熱流動など、湖底からの熱源がある可能性もあり、さらなる調査が必要である。

一方、池田湖では、表層と底層の水温変動が概ね再現され、1986 年以降は全循環が発生しなかった様子も再現された(図 9)。表層と底層の年平均水温の上昇率は、0.5 m層で 0.04℃ year⁻¹、100 m層で 0.03℃ year⁻¹、200 m層で 0.03℃ year⁻¹であった。琵琶湖の場合とは異なり、底層では水温が単調に上昇したため、成層期の底層水温上昇率は年平均底層水温の上昇率と同じであった。すなわち、表層の水温上昇率が底層の水温上昇率よりも高かったため、全循環が停止した。

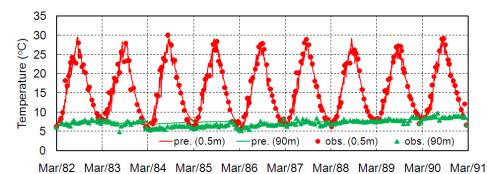


図 8. 1982 年~1991 年の琵琶湖今津沖における表層と底層の水温変動の比較

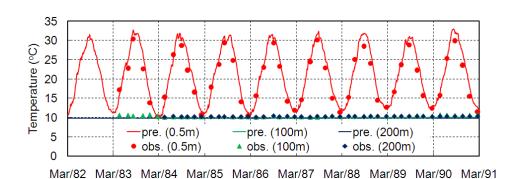


図9. 1982年~1991年の池田湖における表層と底層の水温変動の比較

琵琶湖と池田湖を比較すると、緯度の差による気温の相違もあるが、成層期の底層水温の上昇率の相違が、全循環の継続、欠損に大きく関与することが分かる。ただし、2005年~2007年の琵琶湖のように、厳寒年の後に暖冬年が続き、経年の気温差が大きい場合は、表層の水温上昇率が成層期の底層の水温上昇率を上回り、一時的に全循環が欠損する場合がある。本計算モデルでは、底層の水温が表層からの熱伝達によって決定されるが、今後は、湖底での熱源や地下浸透水の流入による影響も考慮する必要がある。

(2) 生態系サブモデルの検証

今津沖(観測点 1)のクロロフィル a 濃度を比較すると(図 10)、生態系サブモデルでは植物プランクトンの種構成を考慮しなかったものの、表層 20 m における春季と秋季のブルームが再現

されている。観測結果の方が、2回のブルームがより顕著に現れており、分布深度が深くなっている。これは、植物プランクトンの優占種が異なり、栄養塩特性や沈降速度が異なるためであると考えられる。なお、2006年のクロロフィル a 濃度は、観測結果では他の年に比べて低かった。計算結果でも、2006年の一次生産量はわずかではあるが小さかったが、これは春季から夏季の全天日射量が低かったためである。以上のように、クロロフィル a 濃度の詳細な分布の再現性については改善の余地があるものの、有機物の沈降フラックスを見積もる上で重要な一次生産量については概ね再現されている。

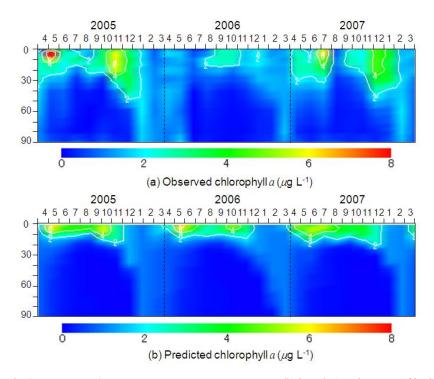


図10. 今津沖の表層と底層におけるクロロフィル a 濃度の観測結果と計算結果の比較

次に、懸濁態有機物と溶存態有機物の観測結果と計算結果を比較する(図 11、図 12)。懸濁態有機物は、植物プランクトン、動物プランクトンも含めた濃度である。いずれもクロロフィル a 濃度の分布と対応しているが、懸濁態有機物、溶存態有機物の順にピーク値が不明瞭となる。これは、植物プランクトンが成長した後の分解速度、沈降速度等に依存するものと考えられる。溶存態有機物濃度の計算値が観測値よりもやや高くなっているものの、計算結果は濃度、分布ともに観測結果と概ね一致している。

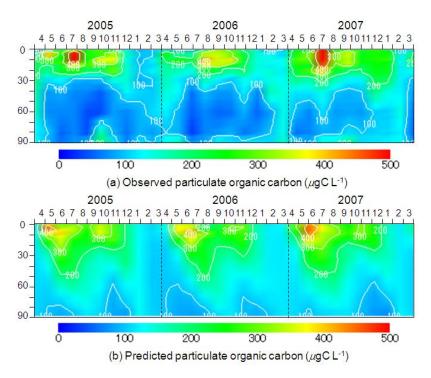


図 11. 今津沖の表層と底層における懸濁態有機物濃度の観測結果と計算結果の比較

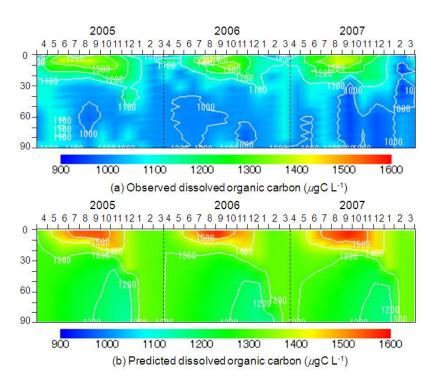


図 12. 今津沖の表層と底層における溶存態有機物濃度の観測結果と計算結果の比較

次に、無機態リンと無機態窒素の観測結果と計算結果を比較する(図 13、図 14)。無機態リンは、成層面より上では観測値、計算値ともに、植物プランクトンの取り込み等により低い値となっている。枯渇している。しかし、観測値では、深さ 60 m 付近まで無機態リン濃度が 3 μ g L⁻¹以

下であるのに対し、計算値では、成層面直下より無機態リン濃度が上昇する分布となっている。リンのセルクオタを生態系サブモデルに組み込むことにより、水中の無機態リン濃度が低い状態で植物プランクトンのブルーム(平均的に $5~\mu g~L^{-1}$ のオーダー)が発生する状況は再現されたが、無機態リンの鉛直分布特性の再現性には改良の余地を残している。今後は、無機態リンの無機物への吸着や共沈について、より詳細に定式化する必要がある。なお、2007年には、観測値、計算値ともに底層で無機態リン濃度が高くなる様子が見られたが、これは後にのべるように 2007年の底層の溶存酸素濃度が低下したことに起因するものである。一方、無機態窒素は、観測結果と計算結果が概ね一致している。観測結果では、成層期の表層で無機態窒素がより枯渇しているが、これは窒素を多く利用する植物プランクトンの発生等によるものと考えられる。

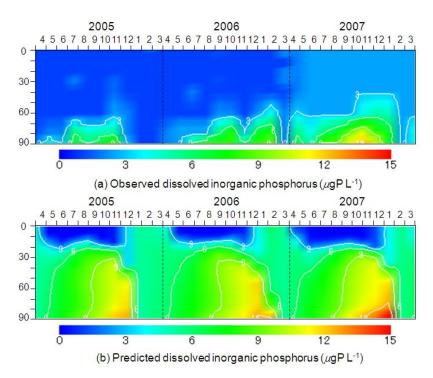


図 13. 今津沖の表層と底層における無機態リン濃度の観測結果と計算結果の比較

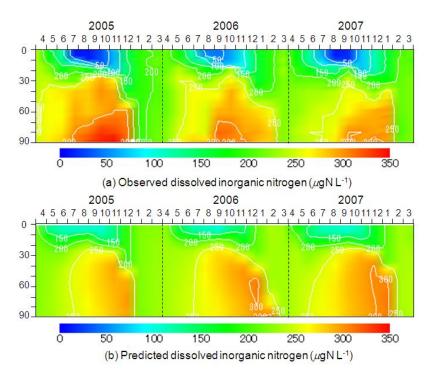


図 14. 今津沖の表層と底層における無機態窒素濃度の観測結果と計算結果の比較

次に、溶存酸素濃度の観測結果と計算結果を比較する(図 15)。溶存酸素濃度は、冬季から春季にかけて全循環と溶解度の増加により湖内全体で最大値となる。成層期に底層で酸素が消費され、表層から底層への酸素供給が抑制されるため、底層の溶存酸素濃度が低下する。以上のような溶存酸素濃度の季節変動特性が計算結果で再現されている。経年変化に着目すると、2005 年~2006 年は、厳冬であったため全循環が早期に発生し、水温も低下したため、溶存酸素濃度が高くなった。一方、2006 年~2007 年は、暖冬であったため全循環が遅れ、溶存酸素濃度の回復が遅れるとともに、水温の低下が十分でなく、溶存酸素濃度の値は前年の冬季に比べて低かった。その結果、2007 年の成層期には底層で溶存酸素濃度が低下し、2 mg L⁻¹を下回る時期も見られた。このような経年変動も計算結果で再現されている。

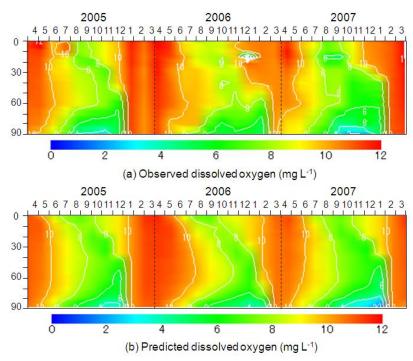


図 15. 今津沖の表層と底層における溶存酸素濃度の観測結果と計算結果の比較

次に、琵琶湖の今津沖(図16)と池田湖の観測点(図17)における1982年から1991年の表層と底層の溶存酸素濃度を比較する。琵琶湖の計算結果では、1982年と1984-1988年の底層の溶存酸素濃度の低下が十分ではないが、その他の底層溶存酸素濃度と表層溶存酸素濃度は再現されている。また、全循環が毎年発生し、底層の溶存酸素濃度が表層と同じ濃度に回復する様子が再現されている。一方、池田湖では、1986年の循環による溶存酸素濃度の回復は再現されていないが、1987年以降の表層、水面下100 m、200 mの溶存酸素濃度の経年変動は再現されている。全循環は1986年以降に停止し、水面下100 m、200 mで溶存酸素濃度が低下し続け、水面下200 mでは1990年以降貧酸素化している様子が分かる。

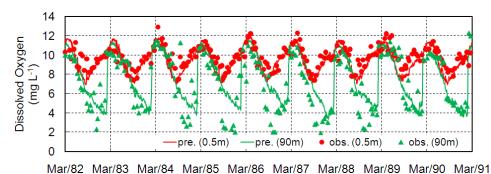


図16. 今津沖の表層と底層における溶存酸素濃度の観測結果と計算結果の比較

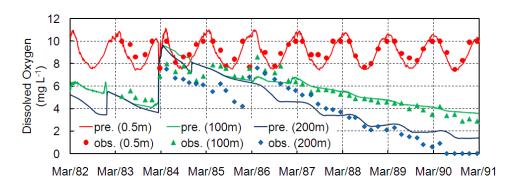


図17. 池田湖観測点の表層と底層における溶存酸素濃度の観測結果と計算結果の比較

以上をまとめると、本研究で開発した3次元の流れ場・生態系結合数値モデルにより、植物プランクトンの種構成や無機態リンの化学的特性など、数値モデルで考慮していない過程に起因する 差は見られたものの、深水湖の水質の季節変動および経年変動を概ね再現できた。

(1) 琵琶湖生態系の将来予測

気温が変動しない場合(Case 0)、今後100年間に気温が線形に2.5℃上昇する場合(Case 1)、今後100年間に気温が線形に5℃上昇する場合(Case 2)に対し、今津沖における今後100年間の年平均表層、底層水温の予測結果を示す(図18、図19)。ただし、2010年以前については、今津沖の年平均表層、底層水温の観測結果と計算結果の比較を示している。Case 0では、表層水温は15~17℃の範囲で変動し、底層水温は7~9℃の範囲で変動した。気温の経年変動に伴う水温の経年変動は見られたが、長期的な水温上昇、下降は認められなかった。一方、Case 1では、気温の上昇にあわせて、表層水温、底層水温が経年変動しながら2~3℃上昇した。また、Case 2では、表層水温、底層水温ともに、経年変動しながら、100年間に4~5℃上昇した。Case 2において、水温の年平均値の変動を最小二乗法により線形近似すると、表層と底層の水温上昇率は、それぞれ0.045℃ year⁻¹、0.038℃ year⁻¹であった。しかし、底層の水温上昇率は見かけの値であり、実際には成層期に0.4~1.1℃ year⁻¹で上昇し、冷却期に低下する季節変動を示した。すなわち、過去50年間の再現計算で述べたように、成層期の底層の水温上昇率が表層の水温上昇率よりも低いため、全循環が毎年発生した。

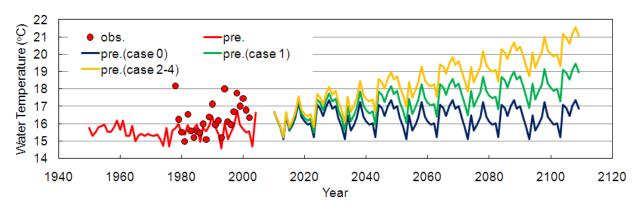


図18. 琵琶湖今津沖の表層水温の将来予測(2010年~2110年)

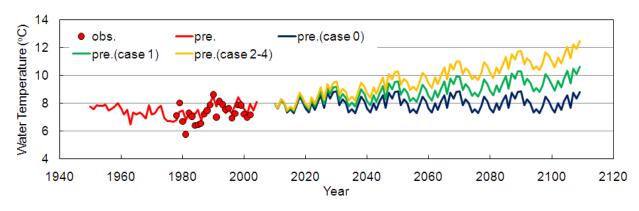


図19. 琵琶湖今津沖の底層水温の将来予測 (2010年~2110年)

次に、水温の上昇が水質に及ぼす影響を調べる。Case 0~Case 2における今津沖底層の年最低溶存酸素濃度を示す(図20)。ただし、2010年以前のデータは、琵琶湖の観測点2(図3(a)、滋賀県水産試験場提供)の水面下80m地点で、溶存酸素濃度の観測値と計算値を比較したものである。Case 0では、年最低底層溶存酸素濃度は2.5~5 mg L⁻¹の範囲で変動し、長期的な上昇、下降は見られなかった。Case 1およびCase 2では、年最低底層溶存酸素濃度が低下し、Case 2では無酸素状態となる年も出現した。底層の溶存酸素濃度は、循環期の溶存酸素濃度、水中、湖底での酸素消費速度、表層から底層への溶存酸素の供給量、成層の期間に依存する。水温が上昇すると、酸素の飽和溶解度が減少するため、循環期の溶存酸素濃度が低下する。循環期の溶存酸素濃度が低下すると、水中、湖底での酸素消費速度、表層から底層への溶存酸素の供給量、成層の期間に変化がなければ、年最低溶存酸素濃度が低くなる。しかし、図20では、年最低溶存酸素濃度の低下幅は、飽和溶存酸素濃度の低下幅よりも大きくなっている。

この原因としては、溶存酸素濃度の低下により、富栄養化が進行したことが挙げられる。底層の溶存酸素濃度が低下すると、栄養塩の溶出速度が増大する。Case $0\sim$ Case 2で、無機態リン濃度の予測結果を比較してみると(図21)、Case 1とCase 2では、底層の無機態リン濃度が徐々に上昇している様子が分かる。琵琶湖では、無機態リンが植物プランクトンの成長を制限していると考えられているため 2)、無機態リン濃度の上昇は、植物プランクトンの成長速度の増大に直結する。Case $0\sim$ Case 2で、植物プランクトン量の指標であるクロロフィルa濃度の予測結果を比較してみると(図22)、Case 1とCase 2では、クロロフィルa濃度が $5\sim$ 15%程度上昇した様子が分かる。すなわち、底層の溶存酸素濃度の低下に伴って、無機態リンが溶出し、一次生産量が上昇した結果、湖底への有機沈降物量が増大した。その結果、底泥の酸素消費速度が増大したことにより、さらなる溶存酸素濃度の低下を招いた。

琵琶湖底層における貧酸素水塊(2 mg L^{-1} 以下)の面積と日数の積を見てみると(図23)、Case 0では溶存酸素濃度が 2 mg L^{-1} 以下となるのはまれであるが、Case 1では若干増加し、Case 2では大幅に増加している。Case 2では、気温上昇によって水温が上昇し、溶存酸素濃度の低下が引き起こされたこともあるが、貧酸素水塊は内部波等によって琵琶湖の湖底上を移動するため、底層が貧酸素水塊となる面積が大幅に増加した。

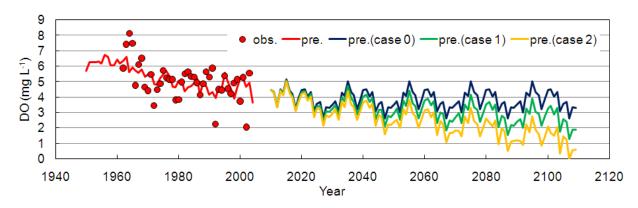


図20. 琵琶湖今津沖の底層溶存酸素濃度の将来予測 (2010年~2110年)

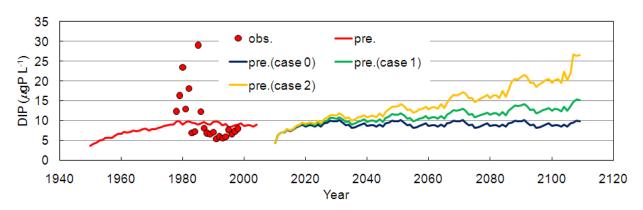


図21. 琵琶湖今津沖の底層無機態リン濃度の将来予測 (2010年~2110年)

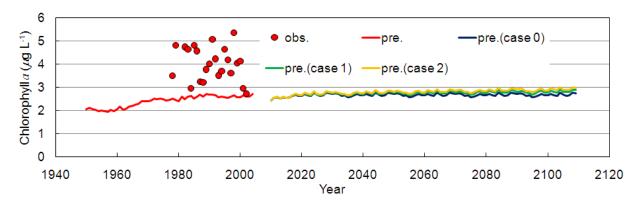


図22. 琵琶湖今津沖の表層クロロフィルa濃度の将来予測(2010年~2110年)

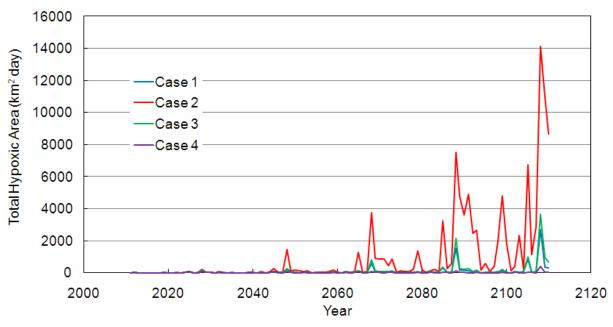


図23. 琵琶湖底層における貧酸素水塊 (2 mg L⁻¹以下) の面積と日数の積

(2) 気候変動の琵琶湖生態系への影響の緩和方法

溶存酸素濃度の低下に適応するために、有効な手法として①汚濁物質負荷量の削減による底層の酸素消費量の低減、②電気分解による酸素供給がある。①については、気温が5℃上昇するCase 2において、汚濁物質負荷量が現在の25%(Case 3)、50%(Case 4)に減少する場合の数値シミュレーションを行った。②については、北湖最深部で電気分解を行い、酸素を供給した場合の数値シミュレーションを行った。

Case 2~Case 4の底層溶存酸素濃度の将来予測を見ると(図24)、汚濁物質負荷量の削減により、底層溶存酸素濃度の低下が緩和されている様子が分かる。汚濁物質負荷量を25%削減したCase 3では、現在よりも溶存酸素濃度が低下するものの、気温が2.5℃上昇すると仮定したCase 1とほぼ同じ結果が得られた。また、汚濁物質負荷量を50%削減した場合は、現在よりもわずかに溶存酸素濃度が低下するにとどまった。琵琶湖底層における貧酸素水塊(2 mg L^{-1} 以下)の面積と日数の積も、汚濁物質負荷量の削減により減少している様子が分かる(図25)。

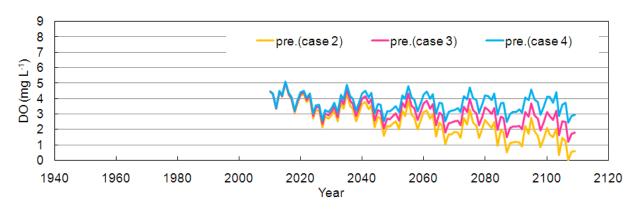


図24. 琵琶湖今津沖の底層溶存酸素濃度の将来予測 (2010年~2110年)

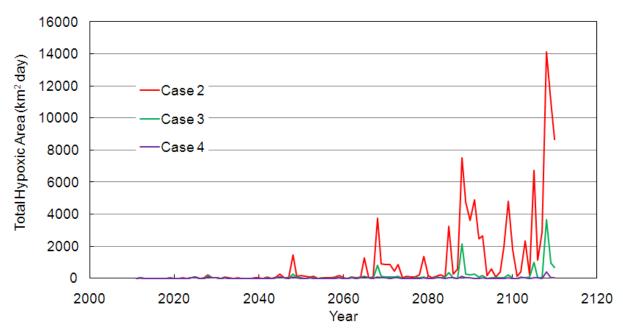


図25. 琵琶湖底層における貧酸素水塊 (2 mg L⁻¹以下) の面積と日数の積

次に、北湖最深部の湖底近傍における電気分解により、2006年3月から2007年2月で年間に730,000 m³の酸素を供給した場合の数値シミュレーション結果を示す(図26)。電気分解による水質改善法については、滋賀県琵琶湖研究所での検討結果に基づいているが、ここでは酸素供給量をその10倍とした場合を想定した¹⁹⁾。ここでは、最深部の格子内において、注入された酸素は瞬時に均等に拡散するものと仮定した。酸素供給の効果は、成層期までに強く表れるが、循環期に向かうにつれて酸素が上方に拡散し、酸素濃度上昇の効果が小さくなる。したがって、成層期になるべく多くの酸素を注入し、溶存酸素濃度を回復させておく方法が有効である。

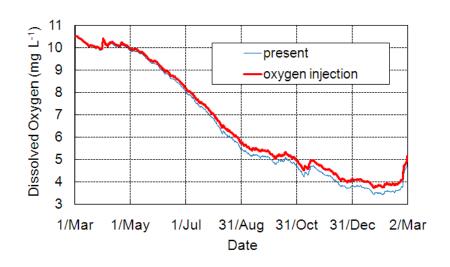


図26. 2006年3月から2007年2月において、酸素供給を行った場合の数値シミュレーション結果

5. 本研究により得られた成果

(1) 科学的意義

本研究では、3次元の流れ場・生態系結合数値モデルを開発し、深水湖の水質、生態系を再現す るとともに、将来予測を行った。3次元モデルは、世界の湖や海を対象として用いられるようにな ってきたが、特に湖への適用事例は極めて限られている。これは、湖では潮汐による流れや混合 が発生しないので、湖面の熱フラックスや風による鉛直混合に着目されたためである。成層構造 の基本的な季節変動は鉛直1次元モデルでも再現可能であるが、詳細な水温変動を再現するために は、吹送流、密度流、内部波などの3次元的物理現象を考慮する必要がある。本研究では、全循環 の発生に係わる表層、底層の水温変動の再現に焦点を当て、境界条件の精緻化等により、(1)琵琶 湖では成層期の底層の水温上昇率が表層の水温上昇率を上回り、全循環が継続して発生すること、 (2)池田湖では表層の水温上昇率が底層の水温上昇率を上回り、全循環が停止したことを示した。 琵琶湖と池田湖は、湖面積がそれぞれ674 km²、11 km²であり、最大水深がそれぞれ103 m、233 m であるが、湖底の勾配が大きい池田湖では、吹送流、密度流、内部波などの3次元的物理現象が発 達しにくく、底層への熱伝達率が減少し、底層の水温上昇率が抑制されたものと考えられる。琵 琶湖では、成層期に底層水温が少しずつ上昇するため、今後の気温上昇により表層平均水温が底 層平均水温より上昇した場合でも、全循環が継続して発生すると予測された。今後は、湖の形状 を一般化し、底層の水温変動メカニズムを明らかにすることにより、一般的な深水湖の全循環の 発生を予測する必要がある。

生態系サブモデルでは、無機態リン濃度が著しく低いにもかかわらず植物プランクトンのブルームが発生する琵琶湖の特性を考慮し、栄養塩のセルクオタを組み込んだ。また、他のサブテーマによる観測結果を用いて、有機物の沈降速度、栄養塩の溶出速度、酸素消費速度などの主要な速度を直接的に定式化し、パラメータを与えることができた。このように、観測と数値計算が密接に組み合わさった解析が行われた事例は極めて少ない。本研究で開発した3次元流れ場・生態系結合数値モデルは、深水湖の季節変動および経年変動を、想定した予測精度の範囲内で再現できた。今後100年間で気温が上昇すると仮定した場合、水温の上昇は酸素の溶解度を減少させるため、湖内の溶存酸素濃度が全体的に低くなり、年最低溶存酸素濃度も低下した。さらに、底層での溶存酸素濃度の低下により栄養塩が溶出し、冬季の全循環とともに溶出した栄養塩が表層に運ばれ、一次生産量が増大した。その結果、湖底への有機物フラックスが増し、湖底の溶存酸素濃度のさらなる低下を招いた。3次元の流れ場・生態系結合数値モデルを用いて100年間の将来予測計算を行った事例は初めてであり、今後は、湖底の熱収支も含めることにより数値モデルの高度化をはかるとともに、複数の数値モデルを用いて計算事例を増やし、予測幅を見積もる必要がある。

(2) 環境政策への貢献

本研究では、溶存酸素濃度の低下を緩和する有効な手法として、①汚濁物質負荷量の削減による酸素消費の低減、②電気分解による酸素供給を取り上げ、その効果を数値シミュレーションによって調査した。その結果、今後100年間に気温が2.5℃上昇した場合は、汚濁物質負荷量を現状から25%削減すること、気温が5℃上昇した場合は、汚濁物質負荷量を現状から50%削減することにより、溶存酸素濃度の低下を緩和できることが示された。ただし、本研究では溶存酸素濃度の維持に焦点を置いたが、一方で、湖内の一次生産量の低下などが漁獲等に影響を及ぼす可能性がある。また、電気分解によって酸素を供給する場合は、年最低溶存酸素濃度が低下する秋季から初

冬よりも、成層が強い夏季に集中して酸素を供給する方が効果的であることを示した。

6. 引用文献

- 1) IPCC (2007) Climate change 2007: the physical science basis, Contribution of working group I to the fourth assessment report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, Cambridge.
- 2) 宗宮功(2000) 琵琶湖ーその環境と水質形成-. 技報堂出版, 東京
- 3) Yoshimizu, C., Yoshiyama, K., Tayasu, I., Koitabashi, T. and Nagata, T. (2010) Vulnerability of a large monomictic lake (Lake Biwa) to warm winter event. Limnology. 11(3): 233-239.
- 4) Kumagai, M., Vincent, W.F., Ishikawa, K., and Aota, Y. (2003) Chapter 1, Lessons from Lake Biwa and other Asian lakes: global and local perspectives. Freshwater management, Global versus local perspectives, Springer-Verlag, Tokyo, 1-22.
- 5) 清原拓二,實成隆志,吉留雅仁,末吉恵子,寶耒俊一,宮田義彦(2007) 池田湖の水質変動に 関する調査研究-透明度,COD及び水温の長期的変動-. 鹿児島県環境保健センター所報. 第 8号 41-47.
- 6) 新井正 (2009) 気候変動と陸水の温度および氷況の変化. 陸水学雑誌. 70: 99-116.
- 7) 細田尚,細見和彦(2002) 琵琶湖北湖の水質鉛直分布の季節変化に関する簡易モデルと温暖化 の影響への適用.河川技術論文集. 48: 495-500
- 8) Matzinger, A., Schmid, M., Veljanoska-Sarafiloska, E., Patceva, S. and Guseska D. (1996) Eutrophication of ancient Lake Ohrid: Global warming amplifies detrimental effects of increased nutrient inputs. Limnology and Oceanography. 52(1): 338-353.
- 9) Perroud, M., Goyette, S., Martynov, A., Beniston, M. and Anneville, O. (2009) Simulation of multiannual thermal profiles in deep Lake Geneva: A comparison of one-dimensional lake models. Limnology and Oceanography. 54(5): 1574-1594.
- 10) Ikeda, S. and Adachi, N. (1978) A dynamic water quality model of Lake Biwa A simulation study of the lake eutrophication -, Ecological Modeling. 4: 151-172.
- 11) Droop M. R. (1974) The Nutrient Status of Algal Cells in Continuous Culture, Journal of the Marine Biological Association of the United Kingdom. 54(3): 825-855
- 12) 中田喜三郎(1993) 生態系モデルー定式化と未知のパラメータの推定法ー, J. Adv. Mar. Tech. Conf. 8: 99-138
- 13) 松梨史郎, 今村正裕 (1998) 湾奥水域における水-底質予測と負荷削減に伴う水質および栄養塩溶出フラックスの応答. 土木学会論文集. 608: 31-47
- 14) 近藤純正(1994) 水環境の気象学 -地表面の水収支,熱収支-,朝倉書店.
- 15) Kondo, J. (1975) Air-sea bulk transfer coefficients in diabatic conditions. Boundary-Layer Meteorology. 9: 91-112
- 16) 滋賀県環境政策課(2010) 滋賀の環境2008
- 17) 琵琶湖・淀川水質保全機構(2009) BYQ水環境レポート
- 18) 鹿児島県(2001) 第三期池田湖水質環境管理計画

- 19) 滋賀県琵琶湖研究所(2005) 琵琶湖北湖低酸素化問題 検討委員会 最終報告書
- 7. 国際共同研究等の状況 特に記載すべき事項はない
- 8. 研究成果の発表状況
- (1) 誌上発表

〈論文(査読あり)〉

1) D. Kitazawa, M. Kumagai, and N. Hasegawa (2010) Effects of internal waves on dynamics of hypoxic waters in Lake Biwa. Journal of the Korean Society for Marine Environmental Engineering. 13(1): 30-42

〈査読付論文に準ずる成果発表〉 該当しない

〈その他誌上発表(査読なし)〉

- 1) 北澤大輔、石川俊之、熊谷道夫 (2010) 過去50年間の気候変動の琵琶湖生態系への影響に 関する数値解析、生産研究、62(1): 45-49
- 2) 北澤大輔(2011)深水湖の長期水質予測シミュレーション. 生産研究. 63(1): 65-68
- (2) 口頭発表 (学会)
- 1) 北澤大輔、熊谷道夫:日本流体力学会年会2008 (2008) 「琵琶湖の低酸素水塊の挙動シミュレーション」
- 2) 北澤大輔、熊谷道夫:日本陸水学会第73回大会 (2008) 「琵琶湖における循環と物質輸送-流入河川水温が冬季の鉛直循環に及ぼす影響について-」
- 3) D. Kitazawa: The 4th KIFEE Symposium on Environment, Energy, Materials and Education, Trondheim, Norway (2009)

"Effects of Oxygen Injection on Dissolved Oxygen Concentration in Lake Biwa"

- 4) 北澤大輔、熊谷道夫:日本陸水学会第74回大会、大分(2009) 「気候変動の琵琶湖水質への影響に関する数値シミュレーション」
- 5) D. Kitazawa: The 4th East Asia Workshop for Marine Environments, Busan, Korea (2009) "Effects of Internal Waves on Dynamics of Hypoxic Waters in Lake Biwa"
- 6) 長谷川直子、北澤大輔、青田容明、熊谷道夫:日本陸水学会第75回大会、青森(2010) 「強風時における琵琶湖北湖の水温の東西不均一性」
- 7) 長谷川直子、北澤大輔(東京大学生産技術研究所)、熊谷道夫:日本地理学会2010年秋季学 術大会、名古屋(2010)

「近年の気候変動による琵琶湖湖水への影響と将来課題」

6) 北澤大輔:第3回システム創成学専攻学術講演会、東京 (2011) 「深水湖の全循環の将来予測」

(3) 出願特許

特に記載すべき事項はない。

- (4) シンポジウム、セミナーの開催 (主催のもの) 特に記載すべき事項はない。
- (5)マスコミ等への公表・報道等 特に記載すべき事項はない。

(6) その他

特に記載すべき事項はない。