

潮汐の影響を受ける汽水湖での夏期の貧酸素水塊の形成と 栄養塩収支に関する研究

青木伸一*・水野 亮**・有田 守***

5 年間にわたる猪鼻湖での水質・流動の観測データおよび気象データ等を解析することにより, 貧酸素水塊の形成・成長・混合過程に関係する諸要因を抽出した。貧酸素水塊の消長について, 湖水の密度構造や風, 潮汐などの物理的な影響と, リン, 窒素およびクロロフィル濃度の変動など生化学的な影響とに分けて分析を行い, 貧酸素水塊が拡大する条件とメカニズムを明らかにした。また, 猪鼻湖と浜名湖の境界での流速分布の観測結果等を用いて猪鼻湖における夏期の栄養塩の流れをおおまかに推定した。これにより, 猪鼻湖における貧酸素水塊形成のメカニズムを裏付ける結果を得た。

1. はじめに

内湾や汽水湖等の閉鎖性水域において夏期に底層に形成される貧酸素水塊は, 水域の生物の生息環境に直接的に影響するため, その発生をできるだけ抑えることが水質改善の大きな目標とされることが多い。しかしながら, いろいろな水域での酸素飽和度の観測データなどをみると, 貧酸素化した水塊の規模や範囲は年によって結構異なっていることがわかる (例えば, 石田・原, 1996)。貧酸素水塊の形成や消長は, 主として底層での有機物の分解による酸素消費 (生化学的影響) と潮汐や風などで引き起こされる流れや混合による酸素供給 (物理的影響) とのバランスによって決定される。すなわち, 気温, 降雨, 風, 潮汐など種々の外的要因の変動に対して生じる, 水域内の物理的・生化学的な物質の輸送・循環の結果として貧酸素水塊の動態が決定されることになる。したがって, 実際の水域ではその形成・消長のメカニズムはかなり複雑であることが予想されるが, 貧酸素水塊が生じやすい水域での効果的な水質改善を考えるためには, 大まかではあっても, 対象とする水域の物質収支に基づいて貧酸素水塊の動態とその特性を把握することから始める必要がある。

本研究は, 浜名湖の湖奥に位置する猪鼻湖 (図-1) を対象とし, 著者らが 5 年間にわたり継続的に行ってきた水質・流動の観測データおよび静岡県内の公共用水域水質データ, および気象データ等を解析することにより, 潮汐の影響が比較的大きな汽水湖での貧酸素水塊の形成・発達・混合などの諸過程を, 物理的および生化学的側面から明らかにするものである。

2. 猪鼻湖の特徴と貧酸素水塊の発生状況

(1) 地形と物理環境

図-1 に示すように, 猪鼻湖 (湖水面積 5.4 km^2) は遠州灘から北に十数キロの位置にあり, 瀬戸と呼ばれる狭

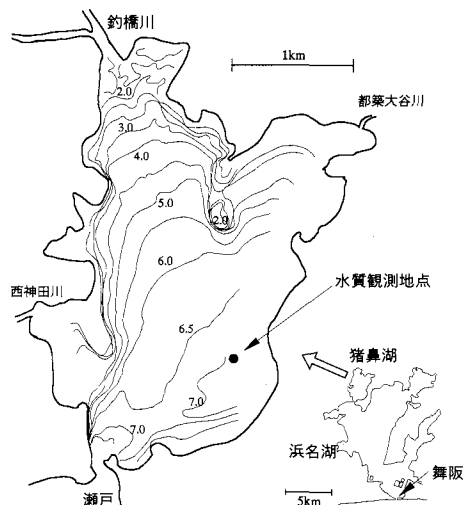


図-1 猪鼻湖

窄部 (幅約 75 m) を介して浜名湖とつながっている。一方, 浜名湖は湖南部の水深が浅く (平均水深約 2.5 m), しかも今切口と呼ばれる幅 200 m の水路で外海と通じているだけであるため, 猪鼻湖は地形的には非常に閉鎖性の強い湖である。したがって, 今切口に自然の河口砂州が形成されていた 1950 年代以前には, 湖内の潮汐や塩分濃度は砂州の規模や形状に大きく左右されていたものと思われる。しかしながら, 1953 年の 13 号台風による水害を契機に始まった今切口の固定化工事により, 浜名湖内への潮汐の侵入が容易になった。工事開始後十数年かけて延長された導流堤によって湖口部での流路が確保され, 湖内では潮位偏差が大きくなるとともに, 反面その年変動は小さくなり, 外洋潮汐と同様に 4 分潮が卓越する規則的な潮汐の作用を受けるようになった (松田, 1983)。現在猪鼻湖においては, 大潮時の最大潮位偏差は 60 cm~70 cm 程度であり, 導流堤建設前と比べると 2 倍程度に増大している。図-2 は, 浜名湖の湖口部に位置する舞阪と猪鼻湖奥の釣橋川河口付近 (図-1 参照) で 2003 年に観測した潮位の時系列データを比較した一例である (有田・青木, 2004)。猪鼻湖内では, 舞阪に比べ

* 正会員 工博 豊橋技術科学大学教授 工学部建設工学系

** 工修 東京消防庁

*** 正会員 工博 豊橋技術科学大学教務職員 工学部建設工学系

て潮位偏差は50%程度低減し、位相は約2時間半遅れているが、外洋潮汐の影響を強く受けている湖であることがわかる。

一方、猪鼻湖は人口1万7千人程度の三ヶ日町にあり、流入河川はいずれも小河川であるが、周辺の果樹園等からの栄養塩の流入負荷が大きく、湖水の富栄養化の一因と考えられている。しかしながら、上述したような潮汐影響の増大という物理環境の大きな変化が、湖水の塩分濃度を著しく上昇させ、栄養塩等の物質循環に影響を及ぼし、ひいては貧酸素水塊の形成など水質や生物生態環境に大きな変化をもたらしてきたことも事実であろう。現在、猪鼻湖においては、冬期あるいは夏期の底層では30 psuを越える塩分が観測される場合も多く、特に夏期における強固な密度成層の形成要因となっていることは著者らがすでに示しているとおりである(青木ら, 2002)。

(2) 貧酸素水塊の発生状況

著者らは、猪鼻湖において1999年6月以降、2週間に1度程度のペースで水質観測を継続的に行っている。水質項目は、水温(T)、塩分(S)、クロロフィル-a濃度(Chl-a)、および溶存酸素飽和度(DO)である。水質観測地点は図-1に示す湖内の最深部で、表層から50 cm毎に鉛直分布を測定している。また、定期的な観測以外に、短期的に流動観測や水質の連続観測を行っている(青木ら, 2001, 2002)。また、2003年には、図-1の瀬戸、釣橋川、および水質観測点の3点で水をサンプリングし、全窒素(TN)および全リン(TP)を分析した。一方、静岡県は、月に1度湖心部の水質の詳細な分析結果を公表しており、本研究ではこの公共用水域水質データも使用した。

1999年から2003年までの5年間の酸素飽和度の観測結果を比較すると、1999, 2000, 2003年の3年間は夏期に大規模な貧酸素水塊が安定して形成されていたのに対し、2001年および2002年には貧酸素水塊の規模が小さくなっていることが明らかになった。図-3は、夏期のDOの観測値(6月~9月の間の10回程度の観測)の平均値を鉛直分布で比較したものである。これより、1999, 2000, 2003の3年間については、4 m以深ではほとんど無酸素に近い状態が形成されているのに対し、2001, 2002年については、底層においても比較的酸素濃度が高く保たれていることがわかる。図-4は、2003年の酸素濃度分布の変化をイソプロットの形で示したものであるが、6月から10月中旬まで底層が安定して貧酸素化していることがわかる。このように、同じ水域であっても、年によって貧酸素水塊の形成規模がかなり異なることがわかった。以下では、この原因を探ることにより、貧酸素水塊の形成・成長のメカニズムについて考察する。

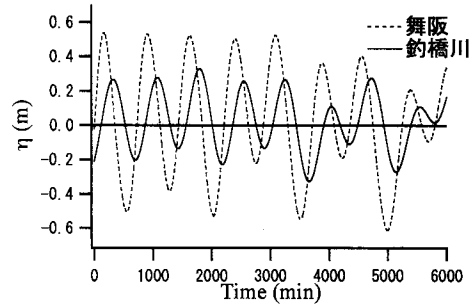


図-2 浜名湖湖口と猪鼻湖の潮汐の比較

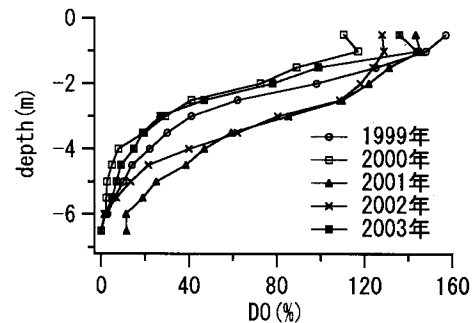


図-3 夏期の平均酸素飽和度の鉛直分布

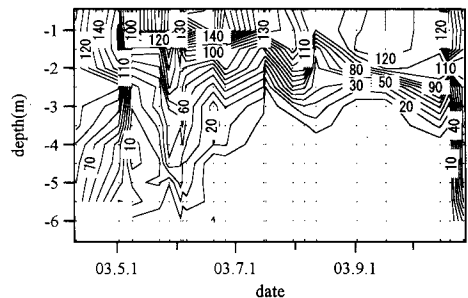


図-4 酸素飽和度の変化 (2003年)

3. 貧酸素水塊の消長に及ぼす諸要素

(1) 降雨量と密度成層

年による貧酸素水塊の形成規模の相違が何に起因しているのかについて、気象データと比較して検討した結果、気温や日射時間についてはほとんど違いが見られず、降雨量が最も関係が大きいことがわかった。図-5は、各年における降雨量を1月からの累積降雨量の変化として示したものであるが、貧酸素水塊が大規模に発生した3年間と発生しなかった2年間では、年間総降雨量に違いがあることがわかる。特に、貧酸素水塊が発達する年は、6月までの累積降雨量が1000 mm近くまで達しており、水塊形成までの降雨量との関係が強いことが示唆され

た。

図-6 は、図-4 と同様に、夏期の湖水密度の平均値の鉛直分布を示したものである。湖水密度はほとんど塩分で決まるので、降雨量の多い年は表層の密度が小さく、強い密度成層が発達していることがわかる。それに対して、降雨量の少ない 2001、2002 年については、密度成層の形成が弱かったことが伺える。ただし、2002 年については、計測器の問題でややサンプル数が少ない。これより、貧酸素水塊の発達には、降雨による淡水流入とそれに伴う密度成層の発達が強く関連していることは明らかであろう。

(2) 気象擾乱

風による湖水の混合を評価するのは難しいが、平均的に見れば、夏期の風エネルギーの年変動はそれほど大きくないと考えられる。ただし、台風や低気圧によるイベント的な擾乱が貧酸素水塊の発達に影響するであろう。1999～2003 年で夏期に最も短期的な擾乱が大きかったのは 2001 年で、8 月と 9 月に 2 度台風が来襲し、このとき日平均風速で 10 m/s 程度の風が観測されている。このときの短期的な水質変動については、青木ら (2002) で議論したので省略するが、一般に台風等夏期の気象擾乱は降雨を伴うため、一時的に風によって水塊が混合されても、淡水の流入により速やかに密度成層が再形成さ

れるため、貧酸素水塊の一時的な解消にはなっても、再び酸素消費が底層で進行し、貧酸素水塊も再形成されることがわかっている。

(3) 栄養塩濃度

図-7 は、猪鼻湖湖心 (-2 m) の公共用水域水質測定結果のうち、全リン濃度 (TP) をプロットしたものである。これより、全リン濃度は夏期に高くなる傾向があり、しかも貧酸素水塊の発達が顕著な 3 年間については高濃度を示していることがわかる。ただし、5 月頃までは各年で大きくは変わらない。図-8 は、著者らが測定した -2 m でのクロロフィル-a 濃度の夏期の平均値と図-7 の TP の夏期の平均値を比較してプロットしたものである。

これより、Chl-a と TP の変化傾向はよく似ており、両者の相関が高いことがわかる。この傾向は、著者らが行った 2003 年の夏期の調査でもはっきりあらわれていた。一方、TN について同様に調べると、Chl-a との相関は低いことがわかった。したがって、猪鼻湖ではリンが一次生産を規定する主要因であると判断できる。

図-9 は、リン酸態リン (PO_4) の濃度について、1999 年から 2002 年までの変化をイソプロットで表示したものであるが、大規模な貧酸素水塊が形成されていた 1999、2000 年には夏期に底層で高濃度の PO_4 が観測されており、底泥からのリンの溶出量が大きかったことを示唆している。リンについては陸域からの負荷の変動も考

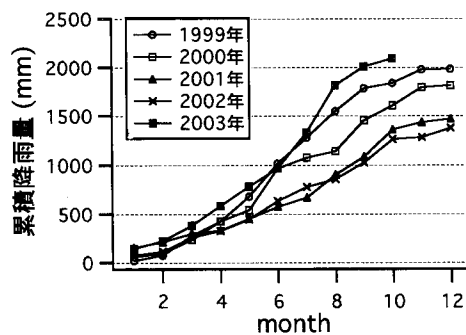


図-5 累積降雨量の比較

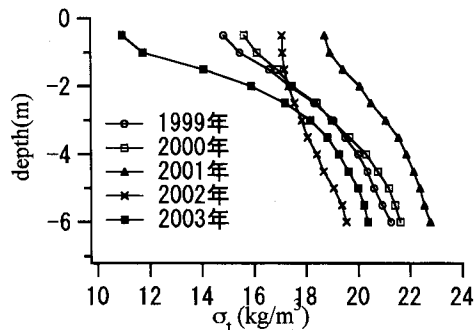


図-6 夏期の平均密度の鉛直分布

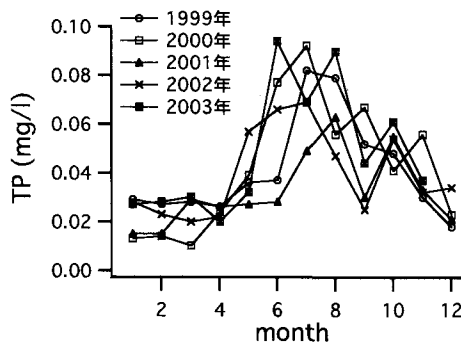


図-7 全リン濃度の季節変動 (湖心)

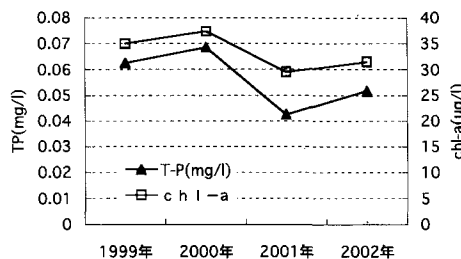


図-8 全リンとクロロフィル濃度の平均値の比較

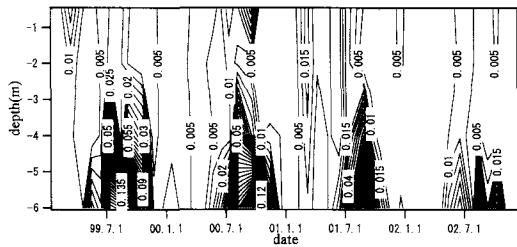


図-9 リン酸態リン濃度の変化

慮する必要があるが、図-7と図-9を比較すれば、底泥からの溶出が湖内の夏期のリン濃度に大きく影響しているのは明らかである。

(4) 貧酸素水塊の形成メカニズム

以上の結果から猪鼻湖における貧酸素水塊の形成過程をまとめると、以下ようになる。6月ごろまでに降雨による十分な淡水供給がある場合には、底層での酸素消費が大きくなる6月頃には密度成層が発達し、鉛直混合が抑えられるため、底層に貧酸素水塊が形成される。貧酸素水塊が一旦形成されると、底泥からのリンの溶出により湖内のリン濃度が上昇し、それによって植物プランクトンが増殖、さらに底層での酸素消費が増大するといったサイクルで貧酸素水塊が発達していく。強固な密度成層が一旦形成されると、台風等の気象擾乱によって一時的に混合されることはあっても、夏期においては、淡水流入によって比較的速やかに再び安定化する。一方、降雨が少なく密度成層が弱い場合には、鉛直混合が起こりやすいため初期の段階で貧酸素水塊が形成されにくく、したがってリンの溶出も減って植物プランクトンの発生が抑えられ、大規模な貧酸素水塊へと発達しにくくなる。

4. 夏期におけるリンのフロー

(1) 交換流量の推定

以下では、夏期における猪鼻湖のおおまかなリンのフローを把握することを試みる。上述のように、夏期には密度成層が発達し、湖内の表層水と底層水の混合が抑制されるため、湖水を上下2層(0~3mと3m以深)のボックスに分けて取り扱う。ただし、平面的には猪鼻湖を1つのボックスとし、河川からの流入と瀬戸での上下層からの流入流出を考慮する。ここで対象とするフローは、密度成層と貧酸素水塊が発達した夏期の平均的な輸送である。

まず、夏期の流量の推定を、1999年8月の観測値を用いて行った。河川からの流入量は、釣橋川の水位観測データから換算式(H-Q曲線)を用いて推算した。図-10にその結果を降水量とともに示す。これより、8月の平均

流量として、 $43 \text{ m}^3/\text{s}$ を得た。釣橋川以外にも小河川は存在するが、以下ではこの推算値を河川流入量として取り扱う。

一方、瀬戸における浜名湖との交換流量については、1999年8月に瀬戸の狭窄部の海底にADCPを約1ヶ月間設置して測定した流速プロファイルデータと湖内の上下層の平均塩分を用いて概算した。瀬戸は水深17mと湖内に比べてかなり深いのが、ADCPによる観測値をみると、流れの構造が鉛直方向に大きく変化していることがわかった。図-10には、水深1m、8mおよび15m、の3層での流速変動(25時間移動平均を行って潮流成分を除去したもの)を示している。流速の正值は湖内に流入する方向に対応しているが、水底付近で湖内に向かう強い流れが存在することがわかる。図-11は観測期間における各層での平均流速の鉛直分布を示したものである。観測点では中層で流出、上下層で流入を示しているが、図-10と同様に底層からの流入が大規模に生じていることが確認できる。ただし、図中に示す河川流量から求めた平均流速(流出)と比較すると流入成分がかなり大きく観測されており、1点のADCP観測ではとらえられない流れの平面構造の存在を示唆している。そこで、瀬戸での交換流量および上下層間の流量については、当該

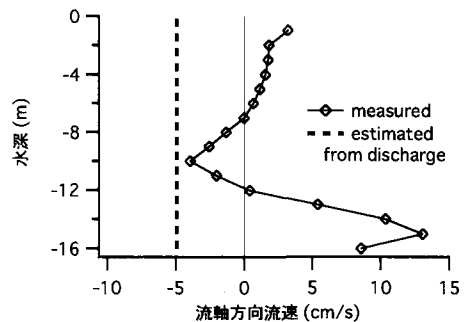


図-10 瀬戸での流速と降雨量および河川流量

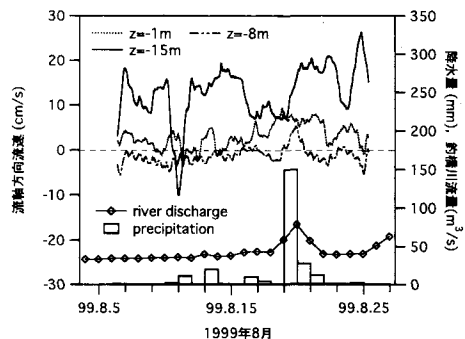


図-11 瀬戸での平均流速の鉛直分布

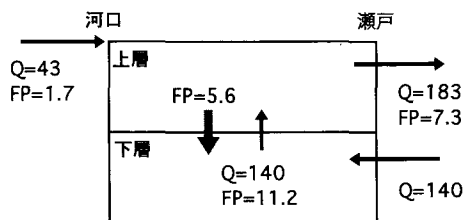


図-12 夏期における流量とリンのフラックスの推定図 (単位は $Q: \text{m}^3/\text{s}$, $FP: \text{g/s}$)

期間での塩分濃度の平均値(上層: 22.6 psu, 下層: 29.5 psu)を用い, 塩分の保存式より推算した。流量 Q の推定値を図-12に示す。

(2) リンのフロー

移流によるリンのフラックスについては, 原理的には図-12の流量にリン濃度を乗じることにより求められる。リン濃度は全リン(TP)について湖心で2003年に測定したデータを用いた。7月末から9月始めにかけて取得した全6回の測定値(上層については表層と-2 m, 下層については-4 mと-6 m)の平均値を求めると, 上層で約0.04 mg/l, 下層で約0.08 mg/lであった。また, 同時期の釣橋川下流のTPについては, 0.04 mg/l程度であった。これらの値を用いて推定したリンのフラックス(FP)を図-12に示す。これより, 河川から湖内上層に流入するリンは1.7 g/sであるのに対し, 下層から上層に供給されるリンは11.2 g/sとなり, 下層からの供給が卓越していることがわかった。猪鼻湖から浜名湖に流出するリンについては, 7.3 g/sとなり, 上層での残差分5.6 g/sが下層への沈降分と見積もることができる。下層でのリン収支については, 底泥からの溶出フラックスが不明であるため, 概略を見積もることができなかった。

5. あとがき

得られた主な知見をまとめると下記の通りである。

(1) 猪鼻湖における夏期の貧酸素水塊の規模は, 6月ま

での累積降雨量との関係が大きく, 降雨量が少ない年は発生規模が小さくなる傾向にある。

(2) クロロフィル濃度はリン濃度との相関が高く, また貧酸素水塊の形成規模が小さい年は, 底層のリン濃度が低くなる。したがって, 猪鼻湖における貧酸素水塊は, 淡水流入による密度成層の形成→底層での酸素消費による貧酸素水塊の形成→底層におけるリン濃度の上昇→植物プランクトンの増大→底層での酸素消費の増大, というサイクルで拡大していることがわかる。このことは, 貧酸素水塊が早い時期に形成されると夏期期間を通しての大規模な貧酸素水塊の形成につながることを意味しており, 形成初期の対策が肝要であることを示している。

(3) 夏期の密度成層時の猪鼻湖と浜名湖の海水交換を表層と底層に分けて解析した。この結果をもとに, 夏期のリンの収支を検討したところ, 夏期には底層からのリンの供給が卓越しており, 上記の貧酸素水塊の発達のサイクルを裏付ける結果が得られた。

最後に, 本研究を行うにあたり, 静岡県環境部および静岡県柑橘試験所西遠分場, 浜松測候所, 三ヶ日町には貴重な資料を提供していただいた。ここに記して謝意を表す。

参 考 文 献

- 青木伸一・福本直樹・岡本光雄 (2001): 猪鼻湖における底層貧酸素水のエアレーション効果の検討, 海岸工学論文集, 第48巻, pp. 1066-1070.
- 青木伸一・水野 亮・岡本光雄 (2002): 猪鼻湖における貧酸素水塊の消長に及ぼす気象擾乱の影響, 海岸工学論文集, 第49巻, pp. 1036-1040.
- 有田 守・青木伸一 (2004): 浜名湖における潮汐特性の経年変化に関する研究, 海洋開発論文集 (印刷中).
- 石田基雄・原 保 (1983): 伊勢・三河湾における水質変動と富栄養化について, 愛知県水産試験場研究報告, 第3号, pp. 29-41.
- 松田義弘 (1983): 浜名湖の海洋環境—湖口地形変化による湖内潮汐の経年変化, 沿岸海洋研究ノート, 第20巻, 第2号, pp. 178-188.