

一般講演

A 会場

2 号館 120 講義室

3A01 ~ 3A10

日時：9 月 13 日（金）9:30~12:00

1. はじめに

湖沼から大気へのメタン放出量は、全球規模のメタン収支に大きく影響している。従来、湖沼から放出されるメタンは湖底付近の嫌気環境で生成したものと考えられてきた。しかし、我々は多くの湖沼において好気環境にメタン極大が出現することを明らかにしている。このメタン極大の形成プロセスには、強いリン律速下における微生物の有機リン代謝が関与している可能性が考えられる（Karl et al. 2008）。しかし、好氣的メタン生成の機構とそれに関与する微生物は未だ明らかとはなっていない。

そこで本研究は、制限栄養元素、代謝および基質が好氣的メタン生成に及ぼす影響をバッチ培養により明らかにし、さらに浮遊性細菌群集の鉛直分布をCARD-FISH法により定量化することで、好氣的メタン生成に関与する微生物を特定する。これにより、湖における好氣的メタン生成機構を解明する。

2. 方法

実験は、山梨県西湖の湖水を用いて行った。2012年9月に好氣的メタン極大が出現した水深6mから湖水を採取し、メタン生成過程を明らかにするための3つの室内培養実験を行った。実験1ではDINおよびDIPが好氣的メタン生成に及ぼす影響を、実験2では各種阻害剤（BES, DFM, DCMU）がメタン生成速度に及ぼす影響、実験3では有機リン化合物であるメチルホスホン酸（MPn）とエチルホスホン酸（EPn）がメタン生成速度に及ぼす影響を評価した。各実験とも4-5日間のバッチ培養を行い、処理区間でメタン生成速度を比較することで、制限栄養元素濃度や微生物代謝およびホスホン酸の有無が好氣的メタン生成に及ぼす影響を評価した。

また、CARD-FISHでは、7月に西湖の11水深から採水した湖水試料に5つのプローブ（EUB338, ARC915, MG3, CYA361, Mg84+Mg705）をハイブリダイズさせ、浮遊性細菌群集の分布を定量化した。

3. 結果と考察

培養実験では、栄養塩を添加した実験1および阻害剤を添加した実験2ともに、全ての処理区でメタン生成は確認されなかった。一方、ホスホン酸を添加した実験3ではMPnの添加によりメタン濃度が大きく上昇し、EPn添加区ではエタンが生成した。この結果は、C—Pリアーゼによりホスホン酸のC—P結

合が開裂し、メタンやエタンが生成していることを示唆している。C—Pリアーゼ遺伝子はシアノバクテリアなどの様々な微生物が有しており（Karl et al. 2008）、基質であるMPnは一部の浮遊性古細菌によって合成されることも発見されている（Metcalf et al. 2012）。このことから、湖沼の好気環境に出現するメタン極大も、C—Pリアーゼを有する微生物のMPn代謝によって形成されていると考えられた。

次に、浮遊性細菌群集の鉛直分布を見ると、メタン生成菌を標的としたMG3が全水深から検出され、とくにメタン極大がみられた水深7.5mでその細胞密度がピークを示した。また、シアノバクテリアを標的としたCYA361も水深7.5mで最も多く、そのプロファイルはメタン濃度の鉛直分布とよく一致していた。一方、タイプIメタン酸化細菌（Mg84+Mg705）は、表層ではほとんど検出されなかった。このことから、メタン極大の形成にはメタン生成菌やシアノバクテリアが関与している可能性が考えられた。

4. まとめ

本研究結果から、湖沼の好気環境におけるメタン生成には、微生物によるMPnの分解が関与していると考えられた。とくに、海洋ではシアノバクテリアのMPn代謝によってメタンが生成することが報告されており（Karl et al. 2008）、CARD-FISHによるCYA361の鉛直分布の結果もその可能性を強く支持している。このことから、湖沼においてもシアノバクテリアの有機リン代謝がメタン極大の形成に大きく関わっているものと考えられた。一方、酸素が豊富に存在するメタン極大においてMG3が多く検出されており、メタン菌によるメタン生成が好気環境で駆動している可能性も新たに浮上した。海外の湖沼でも、好氣的な表水層においてメタン菌が検出されており、微視的嫌気環境におけるメタン生成がメタン極大の成因であるとの報告がなされている

（Grossart et al. 2011）。湖沼表水層におけるメタン極大の形成には、異なる複数の微生物代謝が関与しているのかもしれない。

1. はじめに

湖底の動物は生物進化を示す証拠として、また、湖沼環境を指標する生物として古くから関心を集めてきた。湖沼の深底部で貧毛類（水生ミミズ類）が優占することは、国内外を問わずよく知られている。しかし、日本では、種組成の把握が不十分なために、貧毛類群集の成立背景や環境との対応を包括的に議論するまでには至っていない。そこで、新たな標本の観察を通して、湖沼深底部に見られる貧毛類群集の組成の把握を試みた。

2. 材料と方法

日本列島に分布する、面積が 5 km² 以上の自然湖沼をすべて含む 50 の淡水湖沼を対象に、近年行われた研究の参照標本と新たな調査で得られた標本を分類学的に精査し、深底部に出現する貧毛類群集の組成を種レベルで明らかにした。

3. 結果と考察

対象とした 50 の淡水湖沼の深底部から、5 科にまたがる 38 種の貧毛類が確認された。多くは広分布種で、湖内で分化したことが確実視されるのは、琵琶湖北湖のエラミミズだけであった。琵琶湖のエラミミズは形態的に他の個体群と区別でき、分子系統学的にも独自のリネージであることが証拠づけられている。

北海道や東北地方に位置する水深の大きい貧栄養湖では、複数の科からなる多様な群集が見られた（表 1）。貧毛類の構成は湖沼ごとに大きく異なり、本来は河川の上流域や地下水に生息すると考えられる種類をしばしば含んでいた。また、湖盆の距離が近い支笏湖と洞爺湖には共通種が多いなど、群集構造の類似性には、湖盆の地理的な位置が関係することが示唆された。

一方、ある程度の深さを持ち、成層が持続するような中～富栄養湖では、地域に関わりなく、深底部ではほとんど例外なくイトミミズ（*Tubifex tubifex*）が優占した。これに対して、諏訪湖や霞ヶ浦のような浅い富栄養湖ではイトミミズが全く出現せず、代わって、ユリミミズ（*Limnodrilus hoffmeisteri*）やヒ

メイトミミズ属の数種（*Aulodrilus* spp.）が優占した。中～富栄養湖で見られる群集構造の違いは、湖盆の地理的な位置よりも、むしろ湖底の温度や酸素量を規定する、湖盆の深さや湖水の栄養状態がより強く関わっていると推測される。日本と北欧や北米の湖沼との間には、生態が似た種の置き換わりがみられる。

こうした点を総合すると、日本の湖沼の深底部で見られる貧毛類の組成は、湖盆の位置する場所の生物相を背景にしながらも、湖底の物理化学的環境に強く規定されていると推測される。琵琶湖を除くと、どの湖沼でも貧毛類の組成に関する古い記録はほとんどなく、標本も残っていないことから、貧毛類相の変遷については不明である。

今回の調査では、沼沢湖や鰻池など、7 つの湖沼で、深底部下部に後生動物を欠く“無生物帯”が確認された。その多くは、1930 年代には底生動物が湖底に広く生息していたことがわかっている湖沼である。こうした湖沼で近年、無生物帯がみられるようになったのは、富栄養化や温暖化の進行によって、底層の貧酸素化が進んだためとみられる。

表1. 日本の淡水湖沼の深底部に見られる貧毛類のリスト(一部).
出現種を湖沼の栄養状態ごとにまとめた.

+は出現, ++は優占を示す.

	貧栄養湖	中栄養湖	富栄養湖
Lumbriculidae オヨギミズ科			
ヒメオヨギミズ	+		
オヨギミズ	+		
<i>Yamaguchia toyensis</i>	+		
Haplotaxidae ナガミミズ科			
ナガミミズ	+		
Enchytraeidae ヒメミミズ科			
<i>Marionina klaskisharum</i>	+		
Naididae ミズミミズ科			
ナガレイトミミズ	+		
<i>Rhyacodrilus komarovi</i>	+		
<i>Krenedrilus towadensis</i>	+		
アムールヨゴレイトミミズ	+		
イトミミズ	+	++	++
ユリミミズ		+	++
モトムラユリミミズ			+
フトゲユリミミズ			+
ソコユリミミズ		+	
フユナガレイトミミズ			+
エラミミズ		+	+
クチアケイトミミズ		+	+
<i>Ilyodrilus templetoni</i>		+	+
フクロイトミミズ		+	+
ツバサヒメイトミミズ		+	+
ヘラヒメイトミミズ		+	+
ヒメイトミミズ		+	+
Phreodrilidae フレオドリルス科			
<i>Astacopsidrilus ryuteki</i>		+	

*三田村緒佐武, 後藤直成, 安積寿幸, 石川俊之

1. はじめに

大学が所有する観測船舶を利用して、琵琶湖の北湖と南湖において物理化学的成分の水平・鉛直分布を把握すべく定期観測を実施してきた。この事業を人的・時間的等の制約の中、今後、琵琶湖環境を明らかにする上で定期観測をよりよく継続・発展させるために、現在までの観測成果の評価を行う。本研究結果を琵琶湖環境に携わる研究・行政機関に発信し、琵琶湖環境の保全に寄与したい。

湖水の生元素化合物を中心とする環境物理化学的成分の詳細な鉛直分布特徴は、各研究者が研究目的に資するための基礎パラメーターとしては報告しているが、時間的に継続して詳細な分布変動を明らかにしていない。本研究では、琵琶湖の最深定点（深度約 90m が広がる水域を本研究では最深水域と称す）における湖水の生元素化合物などの詳細な鉛直分布を 10 年間にわたって観測・分析した結果から琵琶湖の水環境の特性を明らかにしようとした。

本研究結果から、琵琶湖の水環境の変容が、主に富栄養化等の地域環境に起因するにか、それとも主に地球の温暖化等の地球環境問題に起因するののかについての一定の判断を可能にすることができると考える。

2. 方法

滋賀県立大学が実施してきた琵琶湖環境モニタリング事業で得た試水を分析して環境物理化学的データを解析した。そして、琵琶湖における環境変動を解読するために、測定項目別に鉛直、季節、経年変化ごとに琵琶湖の環境変動とのかかわりから考察を加えた。解読した環境パラメーターは、琵琶湖生態系（物質循環・エネルギー系）の環境変動に関わる因子を大気質と水質から抽出した。研究結果は、琵琶湖の環境修復と保全を志向する上できわめて有効である。

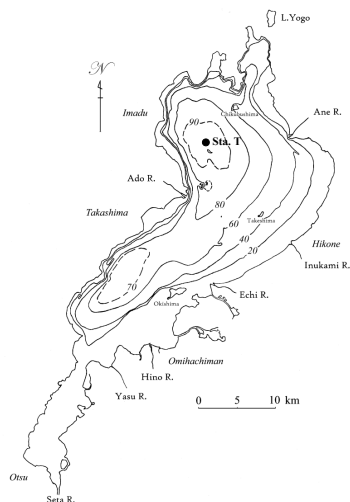


図1 琵琶湖北湖における定期観測定点 (Sta.T)

近年、琵琶湖環境の変容として、北湖の深層水の貧酸素化が問題視されている。そこで、貧酸素化問題を解析するために、本研究で得た琵琶湖における環境物理化学成分の変動を精査し貧酸素化の原因諸説、すなわち地球の温暖化説と富栄養化説に対して一定の結論を得ることを試みた。

本研究に供した資料は、原則として毎月 1 回ごとに定期的に実施した琵琶湖北湖の最深水域（深度約 90m）の定点観測で得た琵琶湖北湖水中の環境物理化学成分である（図 1）。解析に用いた資料の観測期間は、2002 年から 2012 年までの 10 年間の鉛直・季節変動分布である。

3. 結果

琵琶湖北湖の最深地点における環境物理化学成分の鉛直分布の特徴、季節変化の特徴、そして近年 10 年間の変化パターンの特徴を、琵琶湖の環境変動などとの関わりから報告する予定である。

4. 考察

本研究で示した琵琶湖の生元素動態に関わる各パラメーター（クロロフィル、溶存酸素、pH、窒素、リン、ケイ素栄養塩化合物など）の各々の現存量と分布変動とが、それぞれの間で対応するとの考えがしばしばなされる。しかし、分布（現存量）は各パラメーターの動的平衡の見かけ上の結果を示しているにすぎない。いいかえれば、2 次元・3 次元の空間分布からこれらのパラメーターの動態を推測したものであり、4 次元の判断思考が欠如している。すなわち、これらのパラメーター間の分布変動の関係はあくまで「めやす」である。その詳細なる真の循環機構の解明は速度論的動力学の解析が必要になる。

琵琶湖では、琵琶湖を多様な生態学的景観を有する場として、平面的に沿岸水域を密に観測するとともに、水深を有する水域においても、鉛直的・季節的・経年的に分布変動を詳細に観測し、琵琶湖環境を理解するための研究が必要である。しかしながら、大湖・深湖なるがゆえに、琵琶湖観測は人的にも時間的にも制約がある。観測機器の自動化あるいは測器操作の単純化が海洋観測と同様に叫ばれているのはこの理由による。広義の環境科学は、あまりにも広い分野であるがゆえに、この種の測器使用による誤データが数多く発信され、混乱しているのが現状である。この事実と現状を自己総括して、より望ましい琵琶湖環境を復元・保全する責務が私たちにあるといわざるをえない。

今後、琵琶湖および湖沼観測を実施している各関係機関による観測方法と観測データをクロスチェックすることにより、問題点を把握・整理して、観測指針に記して琵琶湖環境に関わる関係機関に発信していきたい。

* 神谷航一（茨霞環科セ，筑波大大学院），福島武彦（筑波大大学院），大内孝雄，小日向寿夫，井上三喜夫（茨霞環科セ）

1. はじめに

底泥からのリンの溶出は、直上水の DO 濃度の低下により、鉄と結合していた $\text{PO}_4\text{-P}$ の解離により起こることが報告されている。現地調査でも、湖水 DO 濃度が低下しやすい夏季に、湖水、間隙水 $\text{PO}_4\text{-P}$ 濃度が高くなることから、間隙水と湖水の濃度勾配により $\text{PO}_4\text{-P}$ が湖水へ移動するとされている。

しかし、北浦では、間隙水 $\text{PO}_4\text{-P}$ 濃度が高い時期には湖水濃度は低く、逆に湖水濃度が高い時期に間隙水中濃度が低いことが確認されているほか、濃度勾配があるからといって必ずしも溶出しているわけではないとの報告もある。このように、底泥からリンが溶出する際の間隙水中の $\text{PO}_4\text{-P}$ 濃度分布については不明な点が残されている。

そこで本研究では、室内溶出実験により、底泥直上水の DO 濃度の変化に対する間隙水中の $\text{PO}_4\text{-P}$ 濃度分布を把握することを目的とした。

2. 方法

溶出実験に使用した底泥コアは、2013 年 6 月 4 日に、重力式コアサンプラーとアクリル筒（内径 7 cm，長さ 50 cm）を用いて、西浦湖心で合計 14 本採取した。採取した底泥コアは、25 °C の暗所で最初の 15 日間は嫌気、次の 15 日を好気条件下で静置し、0, 3, 8, 15, 18, 23, 30 日後に 2 本ずつ直上水と間隙水の $\text{PO}_4\text{-P}$ 濃度を分析した。

分析試料は、底泥直上水と、嫌気条件下でスライスした 2 cm 間隔の底泥を 10,000 rpm，20 min で遠心分離後、孔径 0.7 μm のフィルター（Whatman 社製，GF/F）でろ過した間隙水とし、BRAN-LUEBBE 社製 Auto Analyzer 3 を用いて TP 濃度を、AACS-II を用いて $\text{PO}_4\text{-P}$ 濃度を分析した。

3. 結果と考察

直上水の DO 濃度は、嫌気条件下ではほぼ 0 mg/L，好気条件下で常に 8.0 mg/L 程度を示し（Fig. 1），この変化に併せて直上水の TP 濃度は嫌気条件下では上昇，好気条件下では減少することが確認された。

本実験は閉鎖系のため、嫌気条件下の TP 濃度の上昇は底泥からの溶出，好気条件下での減少は $\text{PO}_4\text{-P}$ と Fe の共沈などによるものと推測される。そこで、直上水の TP 濃度の推移から底泥からの溶出速度を算出した結果（Fig. 2），嫌気条件下では約 5.0 $\text{mg m}^{-2} \text{d}^{-1}$ の溶出が，好気条件では最大約 15 $\text{mg m}^{-2} \text{d}^{-1}$ の沈降等が起きていることが確認された。

この一連の溶出実験中の間隙水 $\text{PO}_4\text{-P}$ 濃度分布の推移は Fig. 3 のとおりである。実験初期には、深度とともに濃度が増加する傾向が見られたが、嫌気 15 日目には、深度に依存せず、濃度が概ね一定であることが確認され、好気 8 日目（23 days）には深度 5 cm 前後で高い濃度が確認された。

嫌気から好気への移行の際には、表面に酸化層が形成されるために底泥からの溶出は抑制されるが、嫌気条件が保たれている下層では底泥から間隙水への移行は続くため、結果として酸化層の直下で濃度が高くなったものと考えられる。

溶出時の分布が概ね一定であったことから、底泥から間隙水への移行速度より、間隙水から直上水への移行速度の方が速いことが考えられる。今後、底泥から間隙水への移行速度を把握することが必要。

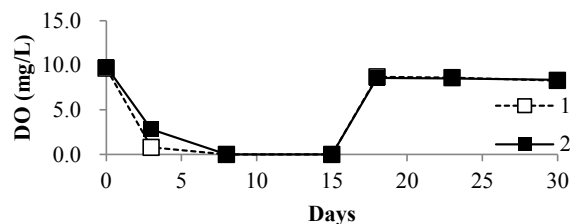


Fig. 1 直上水の DO 濃度の推移

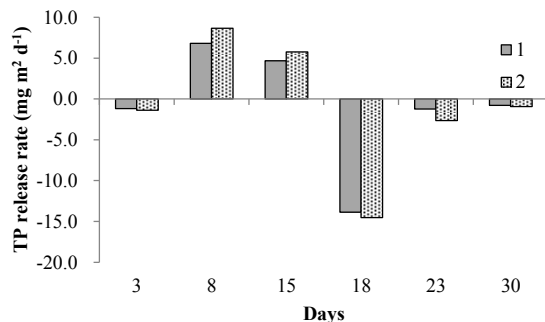


Fig. 2 溶出速度の推移

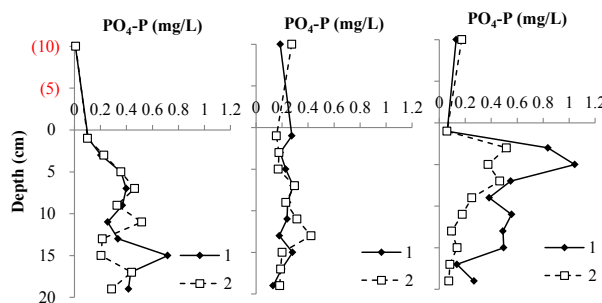


Fig. 3 間隙水 $\text{PO}_4\text{-P}$ 濃度分布
(左：0 day，中：15 days，右：23 days)

*菱田尚子（滋賀県大院・環境），永淵修（滋賀県大・環境）
手塚賢至（屋久島生物多様性保全協議会），北渕浩之（滋賀県大院・環境）
横田久里子（豊橋技科大・建築・都市システム）

1. はじめに

大気中水銀の 95%以上を占める 0 価のガス状水銀は、水に溶解しにくい性質を持つため沈着により除去されず、大気と共に地球全体を循環している。そして、酸化により水に溶解しやすい 2 価の反応性ガス状水銀: $\text{Hg}(\text{II})$ になり、粒子状水銀: p-Hg と共に沈着により大気から除去される。そのため、発生源から離れた場所でも降水中水銀濃度が高くなることがある。屋久島西部地域は周辺に水銀の人為発生源はほとんどないが、世界の人為由来水銀発生源の半分以上を占めるアジア大陸の風下に位置し、影響を受ける可能性がある。そこで本研究は、世界自然遺産にも認定されている屋久島西部において、水銀の沈着量を算出し、森林内及び土壤中での水銀の移動を明らかにすることを目的とした。

2. 方法

屋久島西部地域林内の高さ 12m の観測タワー上に、降水を一定量ごとに分取するようプログラムした自動降雨採水器を設置した。設置期間は 2011 年 5 月から現在である。また、2011 年 9 月以降順次、その周辺に常時開放型のバルクデポジットサンプラーを設置し、林内雨（尾根付近と谷部の計 2 地点）と林外雨（タワー上の 1 地点）を採取した。さらに、タワー下で土壤水（深度 5, 10, 30cm）と地下水（深度 1m）を採取した。調査地内におけるサンプラー設置位置を図 1 に示す。サンプリングに使用したボトルは、あらかじめ塩化臭素水を用いて洗浄した。自動降雨採水器内に設置したボトルには、水銀の蒸発を防ぐために一定量の L-システイン溶液を添加し設置した。水試料は、還元気化-金アマルガム水銀測定装置マーキュリー/RA-3000 を用いアルカリ還元冷原子蛍光法にて測定した。また、大気サンプルを同タワー上で採取し、水銀分析装置 MA-2 を用い、加熱気化冷原子蛍光法にて測定した。

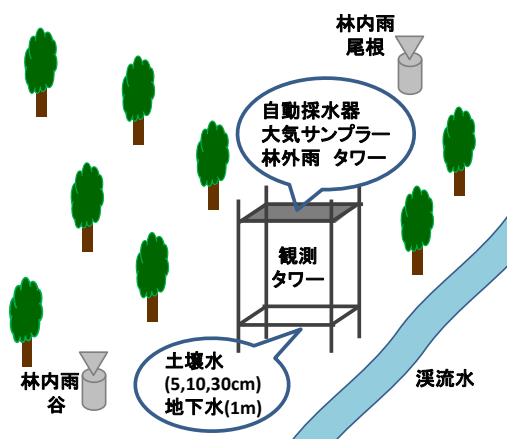


図1 調査地内のサンプラー設置位置

3. 結果

タワー上に設置した自動降雨採水器より得られた降水サンプル中の総水銀濃度は 0.21~9.23 ng/L で変動した。降水中総水銀濃度は降雨イベントにより変動し、一降雨内でも変動した。変動の仕方は一様ではなく、降雨初期から徐々に濃度が減少するイベントや、反対に濃度が徐々に上昇するイベントなど様々であった。降水中水銀は溶存態の $\text{Hg}(\text{II})$ と粒子状水銀に分けられる。形態別に測定したところ、降水中水銀の大部分は $\text{Hg}(\text{II})$ が占めていた。さらに、降雨中盤及び終盤に濃度が上がる際に粒子状水銀の占める割合が高くなるイベントが観測された。

2012 年 5 月 25 日~8 月 3 日の間におけるタワー周辺の降水中総水銀濃度を図 2 に示した。林内雨は谷と尾根でそれぞれ 2.62~38.1 ng/L、6.08~27.3 ng/L の間で変動し、中央値はそれぞれ 10.5 ng/L、13.0 ng/L となった。タワー上で採取した林外雨は 1.27~6.08 ng/L の間で変動し、中央値は 3.24 ng/L となった。林内雨において林外雨よりも高い降水中総水銀濃度が観測された。ろ過を行い、サンプル中の水銀を形態別に測定したところ、林内雨は林外雨に比べ、粒子状水銀の占める割合が高かった。水銀においても、林内雨は葉表面などに付着した粒状物質を除去し、林外雨に比べ濃度が上昇すると考えられる。屋久島西部地域では、この期間林内雨は林外雨の 3~4 倍の濃度となった。

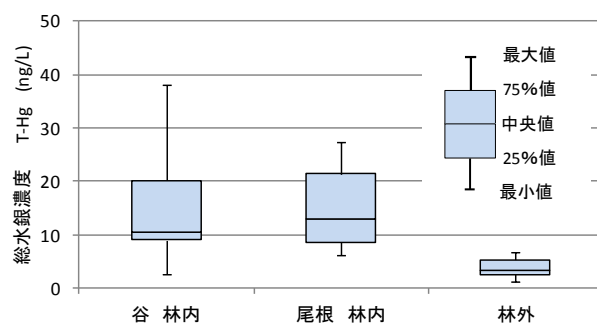


図2 各地点における総水銀濃度
(2012 年 5 月 25 日~8 月 3 日)

また、2012 年 7 月 14 日~8 月 2 日の間におけるタワー下の渓流水中の溶存態水銀濃度は 2.41~4.35 ng/L の間で変動した。渓流水中の溶存態水銀濃度は降水中に比べ低くなった。今後、他期間に採取したサンプル及び土壌水サンプルの解析を進め、発表当日はその結果も含め報告する。

汽水湖宍道湖・中海湖底堆積物中溶存硫化物及び酸揮発性硫化物の分布と季節変化について

*西村和晃・管原庄吾・野田賢剛（島根大学 総合理工）
山室真澄（東京大学・新領域・神谷宏（島根県保環研）
勢村均（島根水技センター）・清家泰（島根大学 総合理工）

1. はじめに

宍道湖・中海は汽水湖であり、塩分躍層が形成され、夏期には湖底付近が嫌気的環境となる。嫌気的環境下では、海水由来の硫酸イオン(SO_4^{2-})は硫酸還元細菌により還元され、硫化水素(H_2S)が生成される。 H_2S は、底生生物にとって有毒な物質である。溶存硫化物($\text{H}_2\text{S} + \text{HS}^-$)や酸揮発性硫化物(AVS)を定量することは、水質・底質の状況を知る上で重要である。

本研究では、宍道湖・中海の湖底堆積物中の $\text{H}_2\text{S} + \text{HS}^-$ 及び AVS の分布と季節変化を調査し、その水質に及ぼす影響評価を試みた。

2. サンプルング地点と測定方法

宍道湖・中海の各 40 地点について調査を行った。

$\text{H}_2\text{S} + \text{HS}^-$ と AVS の定量にはメチレンブルー法を用いた。湖水サンプルは、水サンプル 10 mL を 20 mL ガラスシリンジに採取し、酢酸亜鉛溶液 1 mL を注入し固定した。その後 6M 塩酸 2 mL、発色試薬 0.5 mL を注入して、よく攪拌し、15 分後 2 時間以内に 667 nm における吸光度を測定した。

堆積物サンプルは、堆積物 2 mL を 30 mL シリンジに採取し、窒素置換水 20 mL を加え攪拌し、これを 20 mL ガラスシリンジに 10 mL 濾別した。その後湖水サンプルと同様の操作を行った。

AVS は、湖底堆積物 2 mL を 30 mL ガラスシリンジに採取し酢酸亜鉛溶液で固定した。その後窒素置換水 20 mL、6M 塩酸 4 mL を加え、およそ 50℃ で約 60 分放置後 20 mL ガラスシリンジに 13 mL 濾別した。その後湖水サンプルと同様の操作を行った。測定には、分光光度計(Shimadzu UV-1800)を使用した。

3. 結果と考察

宍道湖では湖心を中心に、中海では水深の深い浚渫窪地において高濃度に溶存硫化物が検出された (Fig. 1)。宍道湖は、水深が湖心に向かって深くなっており、嫌気的環境になりやすくなるため、湖心において高濃度で検出されたと考えられる。

また、中海では、中海干拓事業の際浚渫された地点において高濃度で検出された。これは、堆積物が溜まりやすく、水の交換がほとんどないため、嫌気的環境になりやすいことが、要因と考えられる。

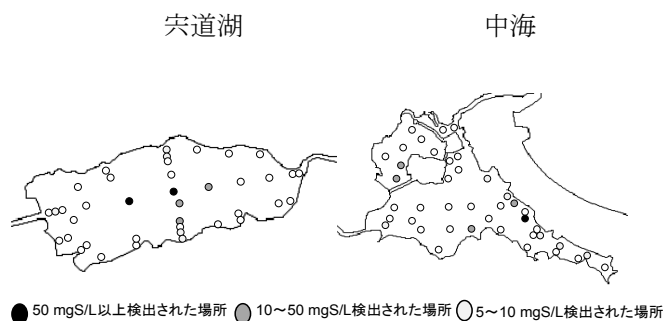


Fig. 1 40 地点サンプリングにおける溶存硫化物濃度分布

宍道湖・中海の両湖心の湖底堆積物中溶存硫化物の鉛直分布の季節変化 (Fig. 2) を見ると、宍道湖では、8 月の表層の 0~10 cm で特に高濃度の溶存硫化物が検出された。夏期に塩分躍層が形成され湖底付近が嫌気的環境になっていたためだと考えられる。

中海では、8 月の 5 cm 以深と 11 月の 5 cm で溶存硫化物が検出された。中海も宍道湖と同様で、特に嫌気的環境になりやすい 8 月に高濃度で検出されたと考えられる。

同じ汽水湖である宍道湖と中海の両湖心の季節変化は似ていたが、興味深いことに、 SO_4^{2-} 濃度の低い宍道湖の方が圧倒的に高濃度であった。

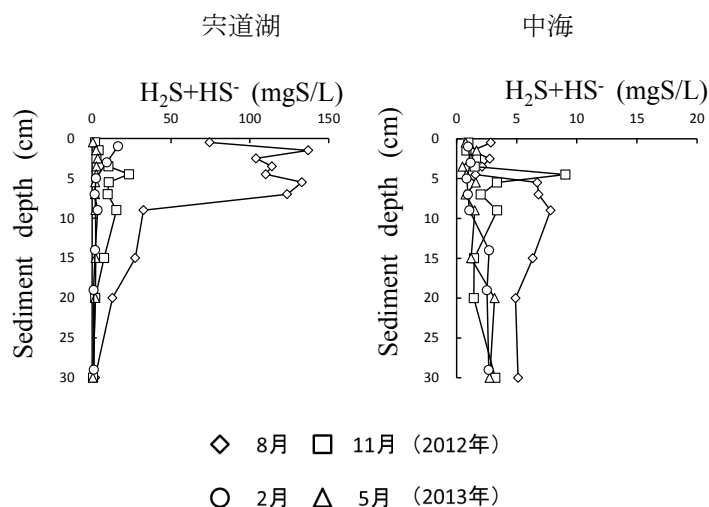


Fig. 2 宍道湖・中海の溶存硫化物の季節変化

*久川 諒大, 菅原 庄吾, 長塚 幸香,
久木 祐弥, 清家 泰 (島根大学・総合理工)

1. はじめに

パイライト(FeS_2)は、Fe と S の化合物であり、硫化鉄(FeS)、遊離 S 等とともに可酸化性硫黄と言われていて、さまざまな地質学的環境で存在している。

パイライトは Fe^{2+} と S_2^{2-} から直接生成するのではなく、還元的条件下で間隙中の硫酸イオン(SO_4^{2-}) から還元された硫化水素(H_2S)が堆積物中の鉄(Fe^{2+})と結びついて硫化鉄となり、生成した硫化鉄と単体硫黄(S^0)が反応してパイライトを生じるとされ、生物にとって有害な硫化水素の低減にも寄与していると言われている。また、堆積物中の硫黄の循環を知ることは水質、土壌の状態を知る上で重要である。

しかし、パイライトは通常、高温・高圧下で生成するとされており、湖底堆積物のような穏和な条件下での生成メカニズムは解明されていない。それはパイライトの優れた定量法がないためと考えられる。

本研究では、湖底堆積物中に含まれる鉄化合物、硫黄化合物の溶媒に対する性質の違いを利用しパイライトの定量を試みている。堆積物を王水で酸化させたもの、堆積物を塩酸で溶解させたものの SO_4^{2-} と鉄イオンを測定し、その差からパイライトの量を算出する方法を検討している。

2. 材料と方法

宍道湖湖心の各堆積物深度の堆積物を 1.0 g 量りとり、王水または 12 M 塩酸を 10 ml 加え、加熱後、ガラス繊維ろ紙で吸引濾過した濾液を SO_4^{2-} と鉄イオンの測定に供した。

・ SO_4^{2-} の測定方法

多量の鉄イオンが存在するため濾液にアンモニア水で pH10 付近に調整し、沈殿を除去した後、三菱化学社 ダイアイオン SK1B に通水し Ca^{2+} などの陽イオンを除去した。次にアンモニア水を用いて pH5~10 に調整した濾液 10 mL をろうそく管にとり、エタノール 10 mL、フタル酸水素カリウム溶液 2 mL とクロラニル酸水素バリウム 0.04 g を加えた後、30 秒間強く攪拌した。10 分放置後、濾過を行い、波長 530nm で測定した。

・鉄イオンの測定方法

濾液 10 mL をとり、アスコルビン酸 0.1 mL、4 M 緩衝溶液 1.0 mL、 α -フェナントロリン 0.5 mL を加えて波長 510nm で測定した。

吸光度の測定には分光光度計(Shimadzu UV-1800)を用いた。

3. 結果と考察

2013 年宍道湖湖心の各堆積物深度のパイライトの存在量の算出を行った結果(Fig. 1)、堆積物深度 0-1、1-2、2-4、4-6、6-8、8-10 cm ではパイライトの存在量が SO_4^{2-} 、鉄イオン測定のどちらの算出方法でも近い値になることが確認できた。

しかし、堆積物深度 14-16、19-21、29-31 cm では SO_4^{2-} 、鉄イオン測定でのパイライトの存在量が異なる結果となった。

また、一般的にパイライトは生成に長期間要し、安定している化合物とされているが堆積物深度 2-4 cm で存在量が最大となり、それ以深では減少していく傾向が見られたため、比較的短期間でパイライトが生成し変動していくのではないかと考えられる。今後、経月的にパイライトの変動を追っていくとともに堆積物中に存在する各態硫黄の組成を明らかにしたい。

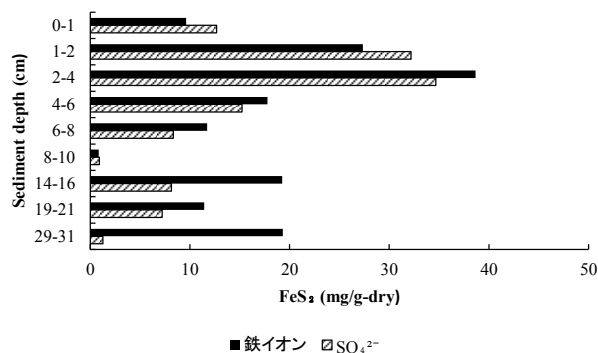


Fig.1 パイライトの存在量の算出結果

*神谷 宏・小山維尊・中島結衣・野尻由香里（島根県保健環境科学研究所）

1. はじめに

湖の現状把握において、栄養塩収支を計算することは大事なことであるが、湖によっては流入水量や流入負荷量を把握することが困難であったりするため、収支を計算した例はあまりない。宍道湖は淡水流入量の75%を斐伊川が占めており、この河川の負荷量を把握することで比較的容易に収支計算ができる。我々は保存物質である塩化物イオンをトレーサーとして収支計算を行い、リンの流入量、流出量及び沈降量の計算を試みた。また、夏季に溶出したリンの流出及び沈降の割合を知ることは湖の浄化メカニズムを理解するために重要であると考え、同様に計算を行った。さらに溶出したリンの沈降がどのようなメカニズムで起きるのかを明確にするため、宍道湖湖心において1年間毎週採水を行って各態リンの変動を把握し、それに関与する因子の解析を行った。

2. 方法

月ごとの水量及びリンの現存量や沈降量の計算には1992年12月から2012年12月までの当研究所が行っている月1回の測定結果を用いた。採水は表層下及び湖底上50 cmの2層を、宍道湖の7地点、中海7地点で行った。リンの詳細な変化を把握するための調査は、2010年7月1日から2011年6月27日まで、毎週1回ずつおおむね月曜日に採水を行った。湖心において表層から1mごとと湖底上0.5mの合計6層で採水を行った。宍道湖への流入負荷量、中海からの逆流量、堆積物からの溶出又は沈降量の計算式は紙面の都合で割愛する。

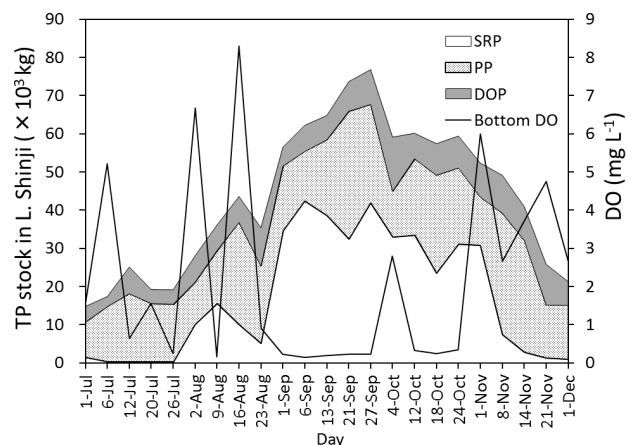
3. 結果および考察

淡水流入量は $1.25 \sim 1.35 \times 10^9 \text{ m}^3$ で、19年間の平均は $1.77 \times 10^9 \text{ m}^3$ であった。中海からの逆流量は $0.32 \sim 0.84 \times 10^9 \text{ m}^3$ で、平均が $0.49 \times 10^9 \text{ m}^3$ となり、淡水流入量の27.7%に相当した。滞留日数は47.5~76.2日で、平均は59.4日であった。各月のTPの溶出又は沈降量を計算し、その結果をもとに各年のTP収支を計算した。19年間の宍道湖へ流入する年間TPは95,000kg~240,000kgの範囲にあり、平均で151,000kgであった。TP流入量に対するTP沈降量の割合は10.5%~59.2%の範囲にあり、平均で26.5%であった。

8~9月ごろに溶出によりピークを迎えたリン濃度

は11~12月にはほぼ平常値となる。我々は月ごとのTPの増減量と流量を用いて、溶出したリンが沈降する割合を計算した19年間のTPの沈降割合は15.4~71.7%の範囲にあり、平均で45.4%であった。

毎週調査を行った2010~2011年のうち、リンの溶出に関する7月1日から12月1日までのPP, SRP, DOPの現存量及び堆積物直上の溶存酸素濃度の変化を図に示す。7月1日以降、TPは増加して行き、9月27日に最高値 $76.8 \times 10^3 \text{ kg}$ となり、その後12月1日まで減少していった。TPの変動は主にSRPの増減に影響されていた。溶出したリンの沈降メカニズムとして2つが考えられる。1つは溶出したリンが水中の懸濁物に吸着され、PPとなって再度堆積する機構、もう1つは何らかの原因（おそらくは風浪）で湖底が好気化し、湖水の循環によってSRPが直接堆積物に吸着される機構である。図からリンの現存量が減少した11月1日以降、SRPは大きく減少しているがPPの変化はほとんど見られない。また、堆積物直上のDOが回復していることからリンの減少は嫌気化に伴って溶出したSRPが堆積物表面の好気化により吸着された結果と考えられた。つまり、TPの減少は溶出したSRPが水中において懸濁物に吸着されてPPとなった後沈降するのではなく、溶出したSRPが直接湖水の鉛直混合によって好気化した堆積物に吸着されたものと考えられた。この時堆積物はSRPを放出した後であるためリンの欠乏状態であり、容易にSRPを吸着するものと考えられた。



*管原庄吾（島根大・総理，東京大・新領域），山室真澄（東京大・新領域），須山雄介（雲南市），千賀有希子（東邦大・理），鮎川和泰（島根大・総理），奥村稔（島根大・総理），清家泰（島根大・総理）

1. はじめに

中海には干拓事業に伴い 1960 年代に形成された浚渫窪地が今もなお多数点在している。特に中海の彦名沖には，彦名干拓地の造成のために膨大な量の土砂が採取された結果，広大な窪地が集中している。その窪地は，局所的に深い場所が存在し，水深が最大で 16 m の場所もある。

貧酸素水塊の改善手法の一つに，高濃度酸素水を用いる手法がある。本研究では，躍層を破壊することなく高濃度酸素水の供給が可能な装置（WEP システム，松江土建（株）と（独）土木研究所が共同開発）を用いて窪地の底層水の水質及び湖底の底質改善を行った。高濃度酸素水導入の影響評価の指標として，化学的な酸化が起こりやすい硫化水素と化学的な酸化が起こりにくく好気細菌によって酸化されるメタンに着目し，追跡調査を行った。

2. 材料と方法

水試料は北原式採水器と水中ポンプを用いて採水した。硫化水素は，ガラスシリンジに直接採水し，0.23 mol/L 酢酸亜鉛溶液で固定後，氷冷して実験室に持ち帰り，メチレンブルー法（Cline, 1969）を用いて測定した。メタンは，ガラスビーズを入れたバイアルビン（70 mL）に採水し，ホルマリン溶液（38%）を 1 mL 添加し，氷冷して実験室に持ち帰った。その後，FID 付ガスクロマトグラフを用いてメタンの定量を行った。湖底堆積物試料は，KK 式簡易コア採泥器を用いて柱状に採取し，氷冷して実験室に持ち帰った。堆積物中溶存硫化物は管原ら（2010）に従って前処理を行い，メチレンブルー法（Cline, 1969）を用いて定量した。また，堆積物表層 0-1 cm 層

における酸揮発性硫化物（Acid Volatile Sulfide: AVS）を定量した。装置の稼動期間は，5 月 16 日～10 月 22 日（2008 年），4 月 16 日～10 月 1 日（2009 年）であった。

3. 結果と考察

装置稼動期間中の底層は，酸化的雰囲気維持され，湖底直上水における硫化水素はほとんど検出されず，メタンは対照区と比べると 95% 減少した。また，堆積物表層の溶存硫化物は，装置稼動直後はほとんど変化は無かったものの，稼動 2 ヶ月後から 0～1 cm 層の溶存硫化物が消失し，最大 0～4 cm 層の溶存硫化物が消失した（Fig. 1）。湖底直上水においてメタンがほとんど検出されなかったのは，堆積物中でのメタン酸化が示唆される。これは，堆積物中溶存硫化物を消失させたことによる波及効果の一つだと考えられる。堆積物中溶存硫化物が消失した結果，嫌気性細菌のメタン生成菌の活性を落とすと同時に，好気性細菌のメタン酸化細菌の活性が上昇したものと考えられる。

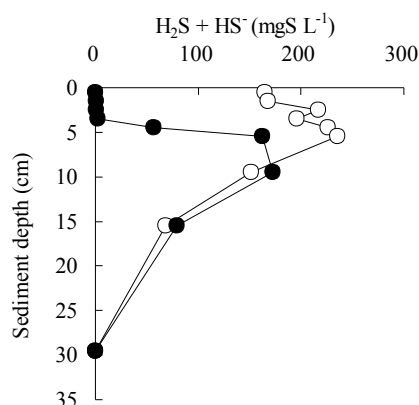


Fig. 1 実験区 (●) 及び対照区 (○) における底泥間隙水中溶存硫化物の鉛直分布 (2009 年 7 月 13 日)

1. はじめに

地球温暖化に原因する湖水の成層状態変化による深層貧酸素化と、それに伴う底層のリン濃度増加に関心が寄せられている。湖沼富栄養化では、一次生産増加に原因する深層の貧酸素化が、底泥のリン溶出をうながし、一次生産を促進する例が多く見られたことから、温暖化による貧酸素化においても、同様な溶出促進が懸念されている。しかし、富栄養化研究で明らかにされたように、湖水と底泥の酸化還元状態は、DO と共に NO_3 により大きく支配されるので、底泥のリン溶出への温暖化影響検討には、湖水の NO_3 と PO_4 動態を調べ、リン溶出への影響を検討する必要がある。高温、貧酸素環境では脱窒とリン溶出により湖水の N/P が低下し、ラン藻生育を促進するので、本課題の検討は重要である。本講演では、代表的湖沼の水質測定結果を用い、 NO_3 、 PO_4 動態に及ぼす温暖化の影響を検討した結果を報告する。

2. 検討湖沼と資料

地球温暖化は、湖水の成層循環状態に影響することを通じ水質に影響することから、湖の深さと湖水成層状態の異なる池田湖、琵琶湖、霞ヶ浦（西浦）を選び、公共用水域水質測定結果を用い検討を行った。

3. 温暖化湖沼の NO_3 、 PO_4 変化

池田湖は、温暖化により冬季湖水全循環を欠いた部分循環状態が 1987-2010 年にわたり維持され、底層水は底泥からのリン溶出に原因する高濃度の PO_4 で良く知られている。図 1 に示すように 深層水 DO が減少し始めた 1989-1991 年代は、底層水の NO_3 濃度が高く、DO 低下に関わらず PO_4 増加のないことから、 NO_3 により底泥の酸化還元電位低下が妨げられ、 Fe-PO_4 複合体溶解が限られていたと判断される。しかし、1992 以後、還元化進行により底泥の PO_4 溶出が促進され、脱窒による NO_3 激減により、低い TN/TP 比がもたらされた。

琵琶湖では、温暖化進行による冬季の湖水全循環欠損と夏季の水温成層期間延長により、深層水の DO 低下がおこり、それに伴い PO_4 が増加したことから、底泥の PO_4 溶出促進があったとの推測がある。しかし PO_4 増加は NO_3 増加とほぼ並行しており[図 2]、それら増加比は Redfield 比に近く、かつ $\text{NO}_3\text{-N}/\text{PO}_4\text{-P}$ 濃度比は貧栄養の平均値 50 に近いことから、 PO_4 と NO_3 増加は表水層からの沈降プランクトンと底泥有機物の酸化

分解結果を大きく反映しているように判断される。

霞ヶ浦[西浦]は、湖盆が浅く湖水が上下混合され易く、流入負荷軽減の遅れから富栄養化状態にあり、温暖化影響は、前述の成層湖とは異なっている。水温上昇は約 $1^\circ\text{C}/10$ 年であるが、1990 年以後、最大風速が低下しており、夏季高温期に高密度植物プランクトンの分解呼吸による深層の還元化を起こしていると判断される。1990 年以後、夏季高温期には、水温上昇と共に湖水の $\text{PO}_4\text{-P}$ 、TP 濃度の顕著な上昇、 NO_3 の顕著な減少が見られる。 NO_3 減少は主に植物プランクトンの増殖、一部は脱窒によると考えられ、活発な DO 消費と、 NO_3 減少による還元化促進が、底泥のリン溶出を促進し、湖水の TP 増加と、TN/TP 比低下をもたらし、ラン藻増殖に適切な環境を作り出していると判断される。以上、3 湖の比較検討から、湖水成層状態の差により NO_3 、 PO_4 動態に及ぼす温暖化影響は異なると判断される。現場調査による詳細な解析検討が今後必要である。

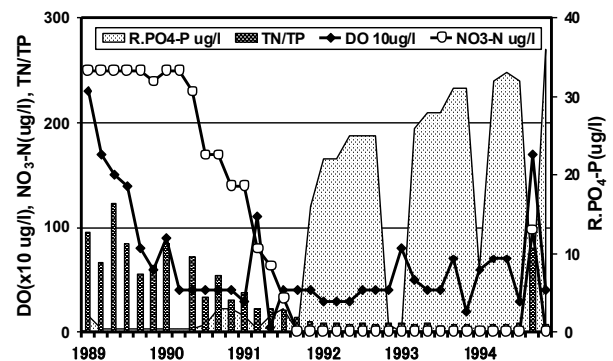


図 1. 池田湖湖心 200m 層の DO, $\text{NO}_3\text{-N}$, $\text{PO}_4\text{-P}$ 濃度、TN/TP 比変化[鹿児島県公共用水域水質測定結果より]

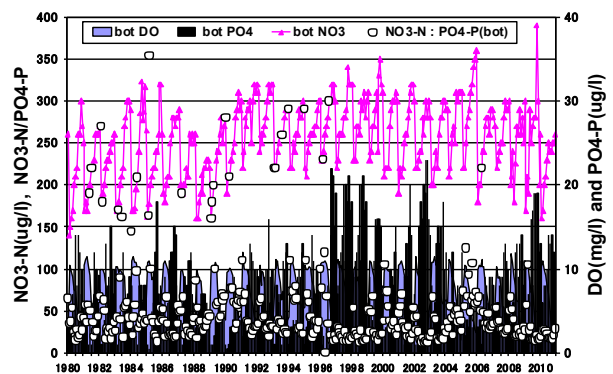


図 2. 琵琶湖北湖今津沖定点(水深 89m) 底層水の DO, NO_3 , PO_4 濃度変化 (滋賀県環境白書資料編より)