

汽水湖沼における底層水質の急変現象と溶出の非定常過程

中村 由行* ・井上 徹教** ・足立 義彦***
石 飛 裕**** ・嘉藤 健二***** ・山室 真澄*****

1. はじめに

汽水域では一般に、海からの高塩分水の流入により塩分躍層が形成されるが、この躍層の存在のために水塊の鉛直方向の混合が抑制される。そのため、堆積物直上水が長期間停滞すると、その間に直上水中の溶存酸素(DO)が主として堆積物の生物・化学的な反応により消費され、ついには直上水のDOが枯渇することもしばしば見られ、底生生物への影響が懸念される(例えば風呂田, 1991)。また、特に富栄養化した水域において上記のような現象が出現すると、直ちにリン等の栄養塩が溶出する、いわゆる内部負荷が増大する(神谷ら, 1996)。その後、風波の発達などにより塩分躍層が破壊されると(井上ら, 1996)、底層水に蓄積された栄養塩は表層へと供給され、水質の悪化や景観上の問題が生じ、沿岸域に深刻な影響を与えることとなる。

このように浅い汽水域での密度成層の発達による貧酸素水塊の形成、それに伴う水・堆積物間の物質移動、成層の破壊といった比較的短い時間スケールでの非定常現象に関する定性的な問題点は指摘されているが(風呂田, 1991)、現地における堆積物直上水のDO濃度の長期にわたる連続的な観測例は少なく、定量的な検討に耐え得る測定はほとんど見られない。さらに、そのような非定常過程下での堆積物による酸素消費速度(SOD)や栄養塩溶出速度に関する研究もほとんど見られない。

そこで本研究では、島根県東部に位置する宍道湖湖心部において、1997年秋季に約2週間、水温・塩分計、溶存酸素計、濁度計および2次元流速計を設置して、水質自動観測を行った。その結果、1時間程度の短い時間スケールで底層水質が急変する現象が高頻度に生じている事が見出された。そこで本研究では、さらに非定常過程下での堆積物による酸素消費速度(SOD)や栄養塩溶出速度に関して、数理モデルによる解析を行った。

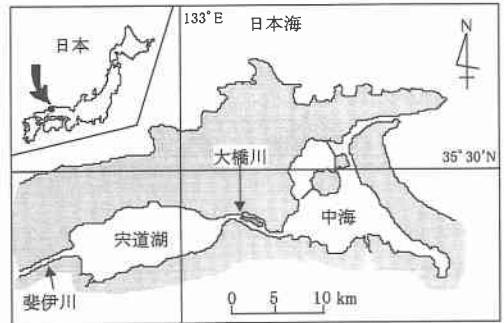


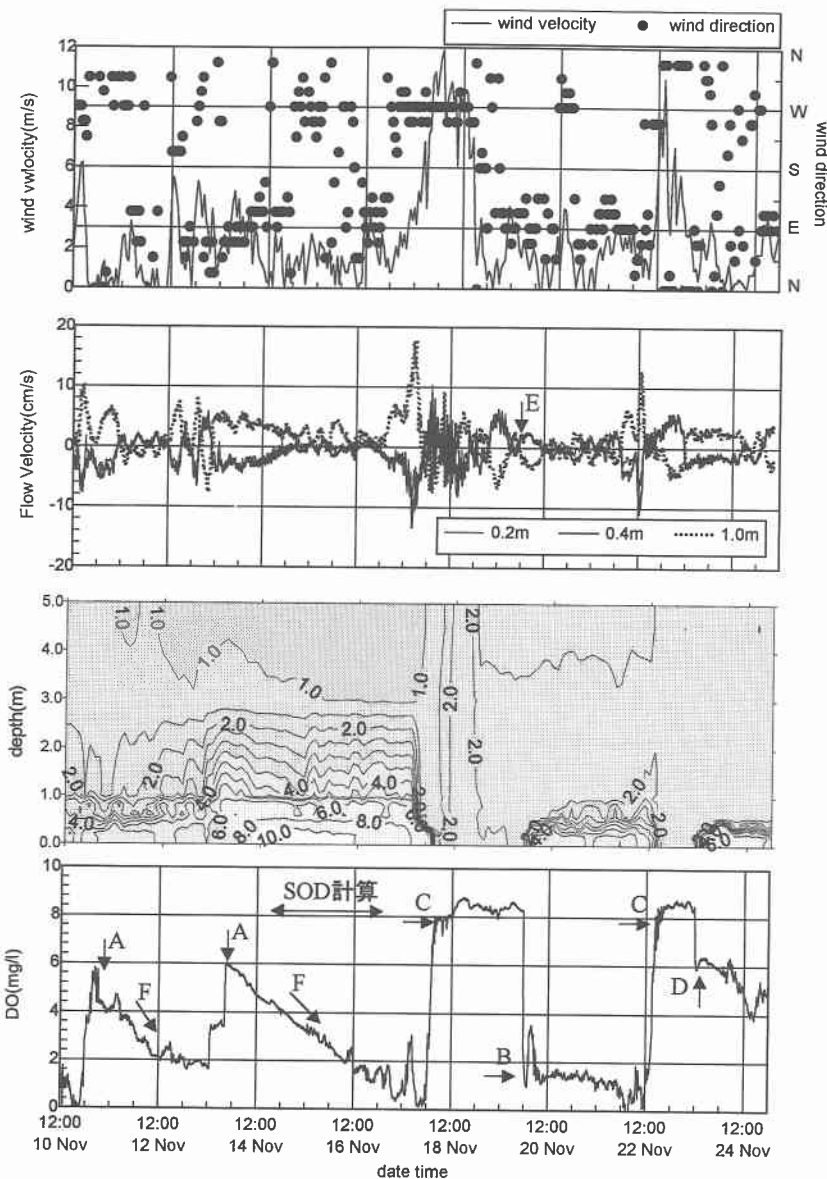
図-1 宍道湖周辺図

2. 観測地点・方法

宍道湖は面積約80km²、平均水深約4.5m、湖心部の水深が約6mの我が国を代表する汽水湖であるが、他の多くの水域と同様に富栄養化が深刻な問題となって久しい(例えば橋谷ら, 1989)。主な流入河川は西側から流入する斐伊川であり、湖水は東側より大橋川を介して中海、更には日本海へと流出していく(図-1)。こうした地形条件により、中海では年間を通して比較的安定した密度成層が形成されるのに対し(神門ら, 1998)、宍道湖では密度成層化と鉛直混合による一様化が高頻度に生じる(井上ら, 1996)。これは、低気圧の通過による日本海の高海面上昇に密接に関連し、不定期に海水が湖心部まで逆流するためである(Ishitobi *et al.*, 1993)。このとき形成される高塩分水層の厚さは両湖をの水位差とその継続時間で異なってくるが、大体数10cmであり、成層化が継続すると貧酸素化が生じる。このことから、宍道湖においては湖底から1mまでの水塊構造とその変化過程を知ることが重要になってくる。

以上の点を考慮し、自動観測機器は、水温・塩分計に関しては密度成層の詳細を知るため機器を湖底から0.2, 0.4, 0.6, 0.8, 1.0, 3.0および4.5mと特に湖底付近に密に設置し、溶存酸素計に関しては湖底から0.2mに、2次元流速計に関しては湖底から0.2, 0.4および1.0mにそれぞれ設置した。水温・塩分計はアレック電子

* 正会員 工博 運輸省港湾技術研究所
** 正会員 工修 九州大学大学院工学研究科 助手
*** 学生会員 九州大学大学院工学研究科修士課程
**** 理博 島根県衛生公害研究所
***** 理博 島根県衛生公害研究所
***** 理博 通産省工業技術院地質調査所



図一 風速・風向，東西方向流速，密度 (σ_t) の鉛直分布および湖底上 20 cm における DO 濃度の時系列

製，超小型メモリー水温・塩分計 MDS-CT を，溶存酸素計は YSI 製，溶存酸素計 Model 6000 を，2 次元流速計はアレック電子製，メモリー電磁流速計 ACM 8 M をそれぞれ用いた。測定結果は水温・塩分計，溶存酸素計はともに 10 分毎に 1 回の測定で 1 個のデータが，2 次元流速計は 20 分毎に 1 回の測定で 0.5 秒おきに 60 個のデータが記録される。風速については松江地方気象台のデータを用いた。観測期間は 1997 年 11 月 10 日から 25 日までであった。なお，観測期間中，湖心部の平均水深は約 5.7 m であった。

3. 観測結果および考察

図一に東西方向流速，風速・風向，密度 (σ_t) および DO 濃度の時系列を示す。これを見ると，密度成層化が継続すると，堆積物直上水の DO 濃度が減少し，強風の影響により水域で鉛直混合が生じると密度成層が破壊され，その結果表層水が湖底に供給されることで堆積物直上水の DO 濃度が回復する様子がわかる。観測期間中，上述のような過程が 3～4 日の時間スケールで起こっていることがわかる。

DO 濃度時系列を見ると、DO 濃度の減少過程に関して 2 通りのパターンが確認できる。1 つは 11 日 6 時頃および 13 日 21 時頃から始まる過程 (図中 F) であり、DO 減少が数日にわたって徐々に進行している。もう 1 つは 20 日 0 時以降に見られるような急激に湖底が貧酸素化する過程である。10 日 21 時から 11 日 6 時および 13 日 13 時から 21 時の期間、風速データからは 10 m/s 程度以上の強風が確認できないにもかかわらず DO 濃度の回復が見られる。この DO 濃度上昇のタイミングは塩分の上昇に一致している。従って、緩慢な貧酸素化の進行は、DO の豊富な中海水の流入による塩分層化が生じた後、その成層が継続することが原因であると考えられる。一方後者は湖底から 0.2 m での東西方向流速が東向きであることから (図中 E)、西側に滞留した貧酸素水塊が湖心へと揺れ戻ったためであると考えられる。この事実から宍道湖での貧酸素水塊の形成過程には、密度成層が発達することで主として堆積物により DO が消費される場合が考えられる。

また、DO 濃度の回復過程に関しても 2 通りのパターンが確認できる。1 つは前述のような DO 濃度の豊富な中海水の流入により回復する過程 (図中 A) と、18 日 2 時頃あるいは 22 日 16 時頃に見られる無酸素状態から高酸素状態への急激な DO 濃度の回復過程 (図中 C) である。後者に関して現象を説明すると、同時刻の風速および σ_t 時系列を見ればわかるように、風速 10 m/s 程度以上の強風の影響により塩分躍層が破壊され水域の鉛直混合が生じ、DO の豊富な表層水が底層に供給された結果、DO が回復したのと考えられる。ここで注目すべきは DO 濃度が回復するのに前者が半日弱の時間を要するのに対し、後者はわずか 2~3 時間の時間スケールでほぼ一様化する点である。

さらに、中海水の流入に関して、10 日 21 時頃 (図中 A)、13 日 13 時頃 (図中 A) および 23 日 12 時頃 (図中 D) から始まる流入では塩分躍層形成時の初期 DO 濃度がおおよそ 6 mg/l であるという共通点を見出すことができる。この現象がどの程度普遍的に生じているのか、またその理由は何かについては、中海における密度界面の変化や大橋川における塩水遡上に関連した調査を並行して実施して明らかにする必要がある。

ここで、DO 濃度の減少の主因が堆積物の酸素消費 (SOD) によると考えられるデータが得られたので、現場での SOD を以下の方法で推定した。高塩分水層の DO がすべて堆積物により消費され、かつ DO 濃度は高塩分水層内で水深方向に一定であるものとする、水柱の高塩分水層内の物質収支により、以下の式が導かれる。

$$SOD = h \frac{dC}{dt} \dots\dots\dots (1)$$

ここで、 h は高塩分水層の厚さ (界面高さ) であり、ここでは成層時の密度の鉛直分布を考え、密度の最大値および最小値の平均値をとる高さを成層化している時間で平均して求めた。また、 C は DO 濃度、 t は時間である。14 日 16 時から 17 日 0 時までの観測データを用いると (図—2 下段参照) h は 0.91 m となり、現場の SOD を算出したところ 1.3 g/m²/day となった。この値は著者らが室内実験により求めた値 (1.0~1.6 g/m²/day, 井上ら, 1995) に一致する結果であった。

4. 数理モデル

(1) モデルの構成

本モデルは、堆積物直上の濃度境界層における拡散輸送モデルと堆積物内部の反応過程を記述したモデルに大別される。対象物質としては、溶存酸素・リン酸態リン・第一鉄イオン・硫化物を考えている (図—3 参照)。詳細については井上ら (1999) を参照されたい。諸反応は、以下の堆積物中における各溶存物質に関する拡散方程式により表現される。

$$\begin{aligned} \epsilon \frac{\partial C_o}{\partial t} = \epsilon D_{zo} \frac{\partial^2 C_o}{\partial z^2} - \frac{1}{4} \epsilon k_{of} C_o C_F \\ - k_b C_o - 2 \epsilon k_{os} C_o C_s \dots\dots\dots (2) \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} \epsilon \frac{\partial C_P}{\partial t} = \epsilon D_{zP} \frac{\partial^2 C_P}{\partial z^2} - \alpha \epsilon k_{of} C_o C_F \\ - k_{ad} [C_P - C_P(-\infty)] \dots\dots\dots (3) \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} \epsilon \frac{\partial C_F}{\partial t} = \epsilon D_{zF} \frac{\partial^2 C_F}{\partial z^2} - \epsilon k_{of} C_o C_F \\ - \frac{1}{\alpha} k_{ad} [C_P - C_P(-\infty)] - \epsilon k_{FS} C_F C_s \dots\dots\dots (4) \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} \epsilon \frac{\partial C_s}{\partial t} = \epsilon D_{zs} \frac{\partial^2 C_s}{\partial z^2} + \epsilon k_s - \epsilon k_{FS} C_F C_s \\ - \epsilon k_{os} C_o C_s \dots\dots\dots (5) \end{aligned}$$

ここで、 C_o 、 C_P 、 C_F 、 C_s はそれぞれ溶存酸素・リン酸態リン・第一鉄イオン・硫化物の濃度、 D_{zo} 、 D_{zP} 、 D_{zF} 、 D_{zs} はそれぞれ溶存酸素、リン酸態リン、第一鉄イオン、硫化物の拡散係数、 t は時刻、 z は鉛直軸 (上向きを正、界面を 0 としている)、 ϵ は空隙率、 k_{of} は第一鉄イオンの酸化速度係数、 k_b は微生物による酸素消費速度係数、 k_{os} は硫化物の酸化速度係数、 k_{ad} はリンの吸着速度定数、 k_{FS} は第一鉄イオンと硫化物の反応速度係数、 k_s は硫化物の生成速度係数、 α は Fe(OH)₃ に吸着する PO₄ のモル比、 $C_P(-\infty)$ は堆積物深層における間隙水中リン濃度である。

(2) 直上水の DO 濃度の変化に伴う時間応答

直上水の DO 濃度が増変した時の各濃度プロファイルやフラックスの変化過程を調べてみよう。はじめに直上水がまったくの無酸素状態 ($C_o(\infty) = 0$ (mg/l)) から好気

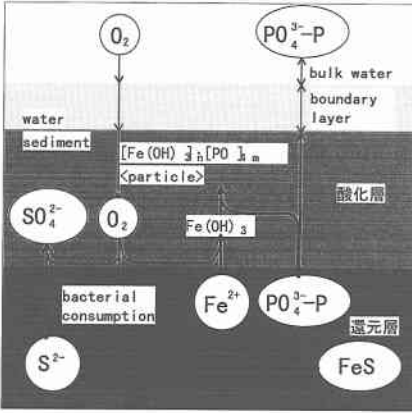


図-3 数値モデル概念図

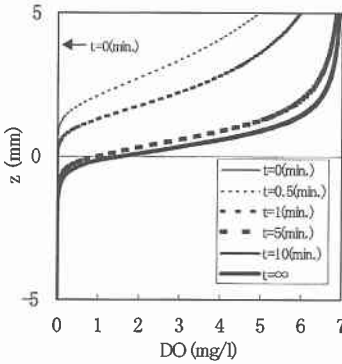


図-4 直上水の DO 濃度をステップ的に増加させた場合の DO 濃度プロファイル

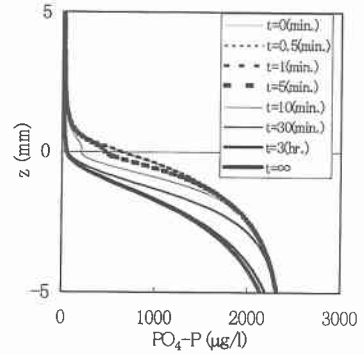


図-5 直上水の DO 濃度をステップ的に増加させた場合のリン濃度プロファイル

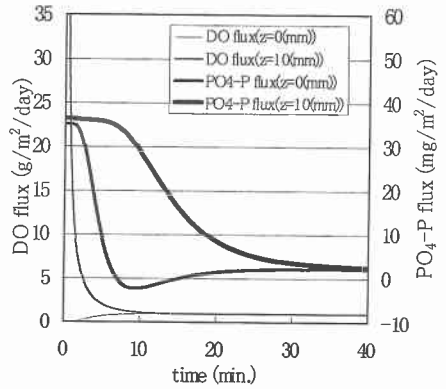


図-6 直上水の DO 濃度を増加させた場合の DO・リン拡散フラックスの時間変化の様子

的な状態 ($C_0(\infty)=7(\text{mg/l})$) に急変した状況を考える。

これは、風波などによって成層構造が破壊される場合に、それまで無酸素化していた底層水の DO 濃度が回復するような状況を表す。図-4 および 5 はそれぞれ、無酸素条件下における定常状態からステップ的に直上水を好氣的にした場合の DO 濃度及びリン濃度のプロファイルの変化の様子を示している。図-4 を見ると DO 濃度プロファイルは 10 分程度でほぼ定常に達しているのに対し、リン濃度のプロファイルは約 5 分後から変化しはじめ、ほぼ定常となるのに 3 時間程度を要している。これは、酸素の分布が直上水側の境界層内の応答によってほぼ支配されているのに対し、リンの分布は酸素が堆積物に供給された後の堆積物中の反応過程に支配されているためである。また 10 分後のリンのプロファイルを見ると、堆積物直上よりも堆積物表層の方がリン濃度が低い。これは一時的に、分子拡散による供給よりもリンの吸着による濃度減少速度が大きくなったためであると考えられる。このため堆積物内部や乱流拡散が支配的な境界層

上部においては上向きの拡散フラックスが生じているが、堆積物直上では下向きの拡散が生じている。

境界層の上下部それぞれにおける DO 及びリンの拡散フラックスの時系列を図-6 に示す。これを見ると、界面 ($z=0(\text{mm})$) における DO フラックスは単調に増加し定常値に漸近していくのに対し、境界層上部 ($z=10(\text{mm})$) においてははじめの数分間において劇的な増加が見られ、その後定常における値に漸近していくことが分かる。次にリンの拡散フラックスを見ると、境界層上部 ($z=10(\text{mm})$) における拡散フラックスは好気状態への移行に伴い単調に減少しているのに対し、界面 ($z=0(\text{mm})$) での拡散フラックスははじめの数分で急激に減少した後、いったん逆向き、つまり水中から堆積物へ向かうフラックスを持つ。そしてその後平衡値へと微増していく。つまり嫌気条件から好気条件へ激変するような状況下では、堆積物表層では SOD の増加に伴いリンの吸着量が増加するため、一旦直上水のリン濃度は表層間隙水の濃度を上回り下向きのリン拡散フラックスを持つ。しかし

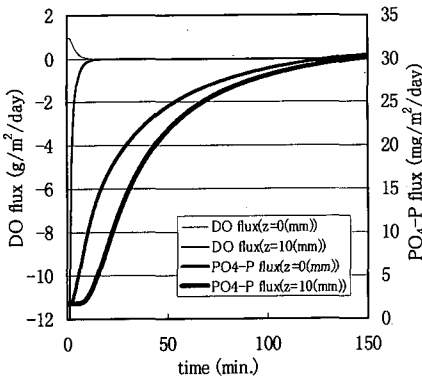


図-7 直上水の DO 濃度を減少させた場合の DO・リン拡散フラックスの時間変化の様子

その後はさらに上層へのリンの拡散輸送のため直上水濃度は減少し、小さな上向きフラックスをとるようになる。

次に直上水の DO 濃度を好氣的な状態 ($C_o(\infty)=7(\text{mg/l})$) から無酸素状態 ($C_o(\infty)=0(\text{mg/l})$) に急減させた場合について、フラックスの時間変化のみ図-7 に示す。この条件は貧酸素水塊が湖心へと揺れ戻った時に相当する。計算結果から SOD が定常に到達するまでの時間は約 10 分であるのに対し、リン溶出速度については 150 分以上要している事が分かる。ここで、拡散のタイムスケール τ_d とリン脱着のタイムスケール τ_{ad} をそれぞれ以下のように定義する。

$$\tau_d = \delta^2 / D_m \quad \dots\dots\dots (6)$$

$$\tau_{ad} = 1 / k_{ad} \quad \dots\dots\dots (7)$$

ここで、 δ は界面における濃度勾配から求めた濃度境界層厚、 D_m は分子拡散係数、 k_{ad} はリンの吸着速度係数を表す。

(6) 式より DO の拡散タイムスケールを計算すると約 9 分となり、SOD の非定常過程はほぼ拡散現象のみで説明できる事が分かる。次に (7) 式よりリン脱着のタイムスケールを計算すると約 166 分となり、リン溶出速度については堆積物粒子からの脱着反応が律速になっていると考えられる。

5. 結 論

1997 年秋季に宍道湖湖心部において、水温・塩分計、溶存酸素計、濁度計および 2 次元流速計を設置して、水質自動観測を行った。その結果、密度成層の形成に伴い湖底に貧酸素水塊が形成される過程と、強風によって湖水の鉛直混合が生じて DO 濃度が急激に回復する過程が

数日の周期で繰り返されていることが観察された。宍道湖湖心部湖底での貧酸素水塊の形成は、堆積物により酸素が緩慢に消費される場合と、湖端部に滞留していた貧酸素水塊が湖心に揺れ戻った場合の 2 通りがある事が示唆された。また、DO 濃度の回復過程に関しても、約 6 mg/l 程度の DO を含む中海水の流入による回復と、強風に伴う水域の鉛直混合によって表層水が底層部へ供給され、DO が回復する場合の 2 通りが確認された。

さらに、上記の観測結果を踏まえ、環境条件の変化に対する SOD やリン溶出の応答を調べる目的で非定常数値モデルを用いて解析を行った。その結果、DO 濃度の急増など環境条件が急激に変わるような状況では、変化直後に極端に大きなフラックスの変化が見られる事が分かった。また、条件によっては一部に指摘されているような水中から堆積物へリンの拡散輸送 (Slomp *et al.*, 1998) が生じることも確認された。SOD とリン溶出では定常に達するまでに要する時間が大きく異なるが、これは SOD が DO の拡散に律速されているのに対し、リン溶出は脱着反応が律速段階である為と考えられた。

参 考 文 献

井上徹教・中村由行・足立義彦 (1999): 環境条件のステップ的な変化に伴う堆積物の酸素消費・リン溶出の応答, 水工学論文集, 第 43 巻, pp. 1013-1018.
 井上徹教・中村由行・村井大亨・石飛 裕・嘉藤健二・山室真澄 (1996): 宍道湖における風による混合の連続観測, 日本陸水学会第 63 回大会講演要旨集, p. 192.
 神谷 宏・石飛 裕・井上徹教・中村由行・山室真澄 (1996): 夏季の宍道湖の底層水に蓄積する栄養塩の起源, 陸水学会誌, 57 巻 4 号, pp. 313-326.
 神門利之・嘉藤健二・景山明彦・声矢 亮・石飛 裕 (1998): 吹風による中海水の流動と混合, 日本陸水学会第 63 回大会講演要旨集, p. 195.
 中村由行・井上徹教・Fatos Kerciku・左山幹雄 (1996): 微小酸素電極を用いた濃度境界層の微細構造の把握, 海岸工学論文集, 第 43 巻, pp. 1081-1085.
 橋谷 博・奥村 稔・近藤邦男・清家 泰・木村隆俊 (1989): 宍道湖底層水質の変動, 山陰地域研究(自然環境), 第 5 号, pp. 75-88.
 風呂田利夫 (1991): 東京湾内湾底生生物の生き残り と 繁栄, 沿岸海洋研究ノート, 28, pp. 160-169.
 Ishitobi, Y., H. Kamiya, H. Itogawa (1993): Tidal, meteorological and hydrological effects on the water level variation in a lagoon, Lake Shinji, The Japanese J. limnol., Vol. 54, No. 1, pp. 69-79.
 Slomp, C. P., J. F. P. Malschaert, W. Van Raaphorst (1998): The role of adsorption in sediment-water exchange of phosphate in North Sea continental margin sediment, Limnol. Oceanogr., Vol. 43, No. 5, pp.832-846.