

— 論文 —

## 伊勢湾の栄養塩動態：非保存的変化の季節変動\*

笥 茂穂<sup>†</sup>・藤原 建紀<sup>‡</sup>

### 要 旨

栄養塩の生成・消滅(非保存的変化)をレッドフィールドらのモデル(RKRモデル)に従う成分(RF比成分)とそれからの偏差成分(RF比偏差成分)に分離し、それぞれの速度の季節変動を明らかにした。前者は光合成・分解、後者は脱窒・吸着・溶出等による変化と解釈される。海水中の有機物の主要な成分である植物プランクトン態有機物が分解される際には、RKRモデルに従った酸素の減少と栄養塩の生成が起こる。分解による酸素の減少速度を見積もるために、実測された酸素のデータをもとに酸素消費速度を算出した。酸素消費速度とRKRモデルから、化学量論的にRF比成分を見積もった。栄養塩の非保存的変化のうち、RF比成分からの偏差をRF比偏差成分とした。湾中央部の海底直上では、主として分解(RF比成分)で栄養塩が生成されており、貧酸素水塊の形成が栄養塩の蓄積に重要であることが明らかになった。また、RF比偏差成分も寄与しており、その季節変動は、窒素とリンで異なった。窒素は脱窒によって除去され、その除去量は分解での生成量の70%にもなった。一方、リンは、夏季には溶出し、秋季～春季には吸着されていた。

キーワード：栄養塩、非保存的変化、RKRモデル、脱窒、伊勢湾

### 1. はじめに

内湾では、富栄養化による水質悪化が問題となっている。富栄養化に伴って、植物プランクトンの増殖が促進され、赤潮が発生しやすくなる。赤潮によって、生物が斃死したり、魚介類が毒化したりする。また、植物プランクトンによって生産された有機物が分解される過程で酸素が消費され、貧酸素水塊が形成される。貧酸素水塊中では、多くの生物の生存が困難となり、単純な生態系が構成されやすい(風呂田, 1991; 鈴木ら, 1998)。貧酸素水塊が風などによって海面付近に湧昇すると、養

殖魚の死滅や青潮の発生が誘発される。さらに、貧酸素水塊中の栄養塩濃度は高いため(笥ら, 2005)、貧酸素水塊が湧昇すると上層へ栄養塩を供給し、再び植物プランクトンの増殖を促進する。このような富栄養化にかかわる問題を改善するためには、海域における栄養塩の動態を定量的に明らかにすることが不可欠である。海域の栄養塩濃度を変化させる要因には、栄養塩濃度の異なる水塊との混合、生物反応である光合成・分解、脱窒・窒素固定、および化学過程である溶出・吸着が挙げられる。

栄養塩濃度の異なる水塊との混合の一つに、河川水の流入がある。環境省の公共用水域調査結果によれば、河川水中の栄養塩濃度は海域のそれよりも高く、陸上から海域に栄養塩が負荷されている。近年、沿岸海域には河川のみならず、外海からも栄養塩が供給されているこ

\* 2007年3月6日受領; 2007年7月25日受理  
著作権: 日本海洋学会, 2007

<sup>†</sup> 東北区水産研究所混合域海洋環境部  
〒985-0001 塩釜市新浜町3-27-5

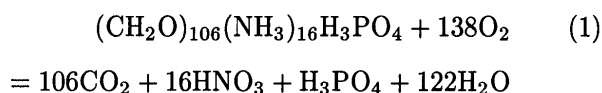
主著者 e-mail address: kakehi@affrc.go.jp

<sup>‡</sup> 京都大学大学院農学研究科

〒606-8502 京都市左京区北白川追分町

とが明らかになった(藤原ら, 1997a; 藤原ら, 1997b; Yanagi and Ishii, 2004)。これらの研究によると, 外海からの栄養塩負荷量は, 陸上負荷量に匹敵する。

光合成・分解による栄養塩の変化は, 生物活動に由来するものである。光合成によって, 有機物が生成し, 栄養塩が消費される。逆に, 有機物がバクテリア体内の有酸素呼吸によって分解されると栄養塩が生成する。植物プランクトン態有機物の生成・分解は,



に従う (Redfield *et al.*, 1963)。本研究では, この関係式を RKR モデルと呼ぶ。彼らは, RKR モデルは平均的なものであり, 植物プランクトンの栄養状態や海域によって異なることも報告している。また, 分解によって左辺から右辺に反応が進行する際には, 成分による分解速度の違いにより, 増減する元素の比が崩れることも知られている (Alvarez-Salgado *et al.*, 2006)。

次に, 脱窒・窒素固定, 溶出・吸着について述べる。溶出は, 還元状態においてアンモニアやリンがイオンとして底泥から海水中に溶け出す現象である (佐々木ら, 1980; Morin and Morse, 1999)。リンの溶出は, リン酸鉄が硫化水素と反応し, 硫化鉄とリン酸イオンになることによって起こる (Jensen *et al.*, 1995; 中村, 1997)。東京湾では, 堆積物からのリンの溶出が著しいことが実測されている (鈴村ら, 2003)。吸着は, 有機物にイオンが結合して起こる。リンは, 特に低塩分域で吸着されやすい (Suzumura *et al.*, 2000)。脱窒は, 嫌気条件下において脱窒細菌によって, 硝酸が亜酸化窒素を経て窒素ガスに変わる変化である。脱窒によって海域中の無機態窒素が除去される。複数の内湾のデータから, 脱窒による窒素除去量は陸上負荷量の 30~50%にもなることが明らかにされている (Seitzinger, 1988)。これとは逆に, ラン藻 (*Tricodesmium* など) によって窒素ガスからアンモニアが生成される窒素固定も存在する (和田, 1994)。窒素固定は栄養塩の豊富な内湾域よりも栄養塩が希薄なサンゴ礁域や外海域での報告が多い (Montoya *et al.*, 2004)。

異なる水塊との混合による変化は保存的である。一方, 光合成・分解, 脱窒・窒素固定, 溶出・吸着による

栄養塩の変化は非保存的である。栄養塩の保存的な変化と非保存的な変化を分離して求める方法には mixing diagram がある (Liss, 1976)。例えば, 二つのエンドメンバーが混合している海域においては, 保存的に変化した水塊の塩分と栄養塩濃度は, mixing diagram 上で二つのエンドメンバーを結んだ直線 (希釈直線) 上にプロットされる。

栄養塩の非保存的な変化成分は, 光合成・分解, 脱窒・窒素固定, 溶出・吸着によるものである。混合する (保存的に変化する) 過程で, 非保存的な変化を受けた場合, mixing diagram 上にプロットされる栄養塩濃度は希釈直線からはずれる (Officer, 1979; Lebo *et al.*, 1994)。東京湾では mixing diagram を用いて, リンの非保存的な変化成分の寄与が夏季の底層で高く, 冬季に小さいことが示されている (松村ら, 2004)。

非保存的な栄養塩の変化のうち, 光合成・分解による変化では, 炭素や酸素を含めた元素が RKR モデルに従って変化する。一方, 脱窒・窒素固定, 溶出・吸着による変化では, 単独の元素のみが変化する。このことを用いて, 光合成・分解による変化と脱窒・窒素固定, 溶出・吸着による変化は, RKR モデルに従った変化と RKR モデルからの偏差を伴う変化として分離することができる (遠藤・松田, 1997; 佐々木, 1998)。

栄養塩の動態を解明する上では, それぞれの成分による栄養塩の変化を明らかにすることが重要である。本研究では, RKR モデルに従う成分を RF 比成分, RKR モデルからはずれて変化する成分を RF 比偏差成分として解析する。RF 比成分は光合成・分解を併せたもの, RF 比偏差成分は脱窒・窒素固定, 溶出・吸着を併せたものと解釈される。

外洋では, リン酸塩濃度と RKR モデルから, RKR モデルに従って変化する硝酸塩濃度を見積もり, これと現場の硝酸塩濃度の差が脱窒および窒素固定の指標に用いられている (Yamagishi *et al.*, 2005)。また河口域における物質輸送調査研究の国際的な取り組み (LOICZ: Land-Ocean Interaction in the Coastal Zone) でも同様に, 分解による DIP の変化速度と RKR モデルを用いて, 分解による DIN 変化速度を見積もり, これと実際の DIN 変化速度の差を, 脱窒と窒素固定の合計として求める方法が用いられている (Gordon *et al.*, 1996;

Smith *et al.*, 1997)。

しかしながら、東京湾や大阪湾のように貧酸素水塊が発達し、底泥からのリンの溶出が卓越するような海域では、この方法をそのまま用いることは困難である(城, 1986; 松村ら, 2004)。つまり、貧酸素水塊中のリンの非保存的変化の中には、RF 比成分の他に RF 比偏差成分がすでに含まれている。従って、DIP の変化量を基準に RKR モデルを適用して分解による DIN の変化量を推定すると過大評価してしまう。そこで本研究では、RF 比成分(光合成・分解)でのみ変化する酸素を基準にして RKR モデルを適用し、RF 比偏差成分による窒素・リンの変化速度を見積もることを試みた。

本研究では、富栄養化が著しく、赤潮や貧酸素水塊が頻発する海域である、伊勢湾を対象にする。伊勢湾では、夏季に発達する貧酸素水塊中に栄養塩が高濃度に蓄積していることから(津田, 1980)、栄養塩の季節変動には、RF 比成分による栄養塩の変化の寄与が大きいと考えられる。一方、伊勢湾では溶存無機態の N/P 比が季節変動していること、AOU と栄養塩の比が RKR モデルとは異なることから、脱窒や溶出等の RF 比偏差成分が寄与している可能性も指摘されている(寛ら, 2005)。そこで、本研究では、伊勢湾における栄養塩の変化を保存的変化、非保存的変化にわけるとともに、後者については RF 比成分と RF 比偏差成分に分離し、これらの大きさの季節変動を明らかにする。

## 2. 資料

酸素消費速度および栄養塩の非保存的変化速度を求めるために、三重県科学技術振興センター水産研究部による浅海定線調査のデータを用いた (Fig. 1)。解析項目は、水温、塩分、溶存酸素濃度 (DO)、栄養塩濃度 ( $\text{NH}_4\text{-N}$ ,  $\text{NO}_{2,3}\text{-N}$ ,  $\text{PO}_4\text{-P}$ ), COD, Chl.a, pH である。解析には、1985 年~2003 年の毎月のデータを用いた。水温、塩分、DO は、全期間において 0, 2, 5, 10, 20, 30 m 深および底上 1 m のデータがあり、1994 年以降は 0.5 m 深ごとにデータがある。1994 年以降の DO については SBE13, あるいは SBE43 (Sea-Bird 社製) で測定したものであり、それ以前の DO は DO メーター (YSI 社製) で測定したものである。また、栄養塩

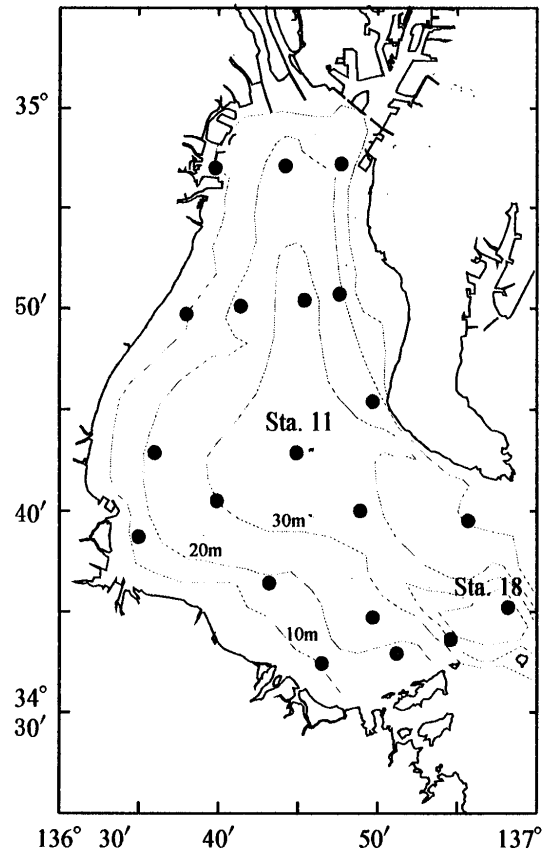


Fig. 1. Location of stations and bathymetry in Ise Bay.

濃度と pH は伊勢湾全域の表層と底層 (海面および底上 1 m) で、COD と Chl.a は表層のみで測定されている。本研究では、溶存無機態窒素の合計を DIN,  $\text{PO}_4\text{-P}$  を DIP として表す。栄養塩濃度の月別平均値は、月平均値からの偏差が  $\pm 1.96\sigma$  (信頼区間 95%) 以内のデータを用いて算出した。さらに、栄養塩濃度がこの基準を満たしているときの水温および DO を用いて、水温および DO の月別平均値を求めた。

## 3. 方法

酸素および栄養塩の保存的、非保存的な変化については、湾内底層水を対象に解析した。保存的な変化については、湾内底層水の起源水の酸素および栄養塩の変動から見積もった。非保存的な変化については、実測された湾内底層水の濃度と保存的変化から見積もられる濃度の差として見積もった。さらに栄養塩の非保存的変化成分を RF 比成分と RF 比偏差成分に分離す

際には、RF 比成分は酸素の増減を伴って変化するのに対し、RF 比偏差成分は酸素の増減を伴わないという点に着目した。本研究では、RF 比成分による酸素消費量と栄養塩生成量が RKR モデルに従うと仮定し、stoichiometric(化学量論的)に解析を行った。まず、海域における有機物が植物プランクトン由来の有機物であり、その生成・分解の際にやりとりされる元素の比が RKR モデルに従うという仮定の検証を行い、その妥当性を示した。次に実測データから酸素消費速度、栄養塩の保存的および非保存的な変化速度を求めた。酸素消費速度と RKR モデルから、RF 比偏差成分による栄養塩変化を求めた。RF 比偏差成分は、非保存的な栄養塩の変化から RF 比成分を引いた残差とした。本研究では、湾内の底層(底上 1 m)におけるデータを用いて解析した。伊勢湾の透明度は冬季にもっとも高く 8 m であり、春季～秋季には 6 m 以下である(津田, 1980)。Walker (1980) による透明度と光束消散係数の関係式から、有光層深度は最大でも 26 m であり、湾内底層の大部分が無光層である。無光層では、分解のみが作用し、光合成による DO・栄養塩の変化が無視できる。

### 3.1. 酸素消費速度の算出

本研究で対象とした、湾内底層水の起源は海峡水である(高橋ら, 2000; Fujiwara *et al.*, 2002)。海峡水の DO は季節変動し、この変動を受けて湾内底層水の DO も変動する。そこで、両者の DO の季節変化と海水の日齢( $\tau$ )を用いて、次のように酸素消費速度を見積もった。 $\tau$  の算出は、Fujiwara *et al.* (2002) に従って、湾内水の起源である外海水が分布する代表点として海峡部の Sta. 18 と湾内水の代表点として湾中央部の Sta. 11 を用いた。彼らの方法と同様に、Sta. 18 の 20 m 以深平均の水温( $T_o$ )と Sta. 11 の底上 1 m の水温( $T_i$ )の時系列を比較し、 $\tau$  を求めた(Fig. 2a)。以下では、Sta. 18 の 20 m 以深平均水を海峡部 20 m 以深平均水、Sta. 11 の底上 1 m の海水を湾内底層水と呼ぶ。各月ごとに求めた  $\tau$  は、

$$T_i(t) = T_o(t - \tau(t)) \quad (2)$$

を満たす。ここで、 $t$  は時間(d)である。

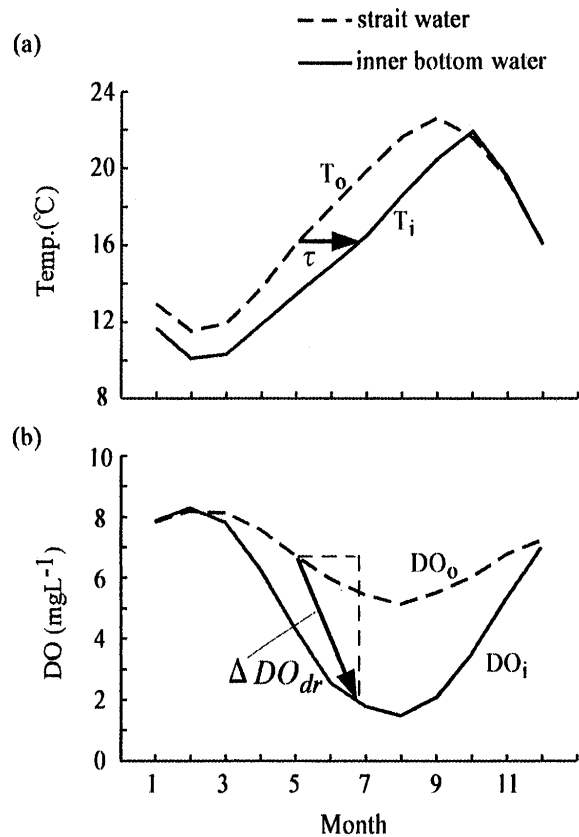


Fig. 2. Methods for estimation of  $\tau$  and  $\Delta DO_{dr}$  (DO consumption rate).

DO が非保存的な変化を受けない場合、湾内底層水の DO( $DO_i$ ) は、 $\tau$  前の海峡部 20 m 以深平均水の DO( $DO_o$ ) と等しくなる。すなわち、

$$DO_i(t) = DO_o(t - \tau(t)) \quad (3)$$

である。しかしながら、Fig. 2b に示したように、 $DO_i(t)$  は  $DO_o(t - \tau(t))$  よりも低濃度である。これは、DO が非保存的な変化により減少しているからである。DO の非保存的な減少は酸素消費によるものである。Fujiwara *et al.* (2002) は、 $\tau$  と DO の一次回帰直線の傾きを酸素消費速度とした。本研究では、19年間のデータから算出した各月平均値を用いて、各月の酸素消費速度( $\Delta DO_{dr}$ )を次のように求めた。(3)式に酸素消費項を加えると、

$$DO_i(t) = DO_o(t - \tau(t)) - \Delta DO_{dr}(t) \cdot \tau(t) \quad (4)$$

と記述されるため、 $\Delta DO_{dr}$  は

$$\Delta DO_{dr}(t) = (DO_o(t - \tau(t)) - DO_i(t)) / \tau(t) \quad (5)$$

として算定した (Fig. 2b)。

### 3.2. 海峡部の 20 m 以深平均の栄養塩濃度

栄養塩の非保存的変化速度を算出するためには、湾内底層水の起源である海峡部の 20 m 以深平均の栄養塩濃度が必要となる。しかしながら、水温や DO は鉛直分布が測定されているものの、栄養塩濃度は表層と底層しか測定されていない。そこで本研究では、海峡部の 20 m 以深平均の海水は、海峡部の表層水と底層水の混合によって形成されていると仮定し、両者の混合比を下記のように見積もった。

水質 (水温、塩分、DO、栄養塩など) の表層の値、底層の値、および 20 m 以深の平均値を  $X_s$ ,  $X_b$ ,  $X_o$  とすると、 $X_o$  は混合比  $r_{X_b}$  (海峡部の 20 m 以深の海水に占める海峡部底層水の割合) を用いて、

$$X_o = r_{X_b} X_b + (1 - r_{X_b}) X_s \quad (6)$$

と表すことができる。0.5 m 深ごとに水温、塩分、DO が測定されている 1994 年以降の各月のデータを用いて  $X_o$  を計算し、 $X_s$  と  $X_b$  から  $r_{X_b}$  を見積もると 0.6~0.9 程度となった。本研究では、水温、塩分、DO から見積もられた  $r_{X_b}$  を平均して、

$$r_{X_b} = 0.8 \quad (7)$$

とした。この混合比を用いて、海峡部の表・底 2 層の栄養塩濃度から海峡部の 20 m 以深平均水の栄養塩濃度 ( $DIN_o$ ,  $DIP_o$ ) を算出した。

### 3.3. 栄養塩の保存的および非保存的な変化速度の見積もり

上述のように、湾内底層水の起源は、 $\tau$  前の海峡部の 20 m 以深平均水であるため、栄養塩が保存的にのみ変化した場合、湾内底層の栄養塩濃度は  $\tau$  前の海峡部 20 m 以深平均水の栄養塩濃度と等しくなる。本研究では、湾内底層水の栄養塩濃度の保存的な変化速度を、 $\tau$  前の海峡部 20 m 以深平均水の栄養塩濃度の時間変化と定義した。つまり、湾内底層における栄養塩の保存的変化速度 ( $\mu\text{M mo}^{-1}$ ) は、

$$\Delta DIN_{con}(t) = dDIN_o(t - \tau)/dt \quad (8)$$

$$\Delta DIP_{con}(t) = dDIP_o(t - \tau)/dt \quad (9)$$

である。ここで、 $\Delta DIN_{con}(t)$  および  $\Delta DIP_{con}(t)$  は DIN および DIP の保存的変化速度を示す。

栄養塩の非保存的変化速度 ( $\mu\text{M mo}^{-1}$ ) は、湾内および海峡部の 20 m 以深平均の栄養塩濃度と海水の日齢 ( $\tau$ ) から、酸素消費速度 (= 酸素の非保存的変化速度) と同様に、

$$\Delta DIN_{non-con}(t) = (DIN_i(t) - DIN_o(t - \tau))/\tau \quad (10)$$

$$\Delta DIP_{non-con}(t) = (DIP_i(t) - DIP_o(t - \tau))/\tau \quad (11)$$

と定義して求めた。ここで、添字  $i, o$  はそれぞれ湾内の底上 1 m の海水、海峡部の 20 m 以深平均水であることを示し、 $\Delta DIN_{non-con}(t)$  および  $\Delta DIP_{non-con}(t)$  は DIN および DIP の非保存的変化速度を示す。

栄養塩の非保存的な変化は、RF 比成分と RF 比偏差成分に分離することができる。両成分による栄養塩の変化速度は、RF 比成分による酸素消費量と栄養塩生成量が RKR モデルに従うと仮定して算出した。ここで、伊勢湾の DIN の主体は  $\text{NO}_3$  であったことから、本研究では (1) 式の  $\text{NO}_3$  を DIN として適応した。本研究で用いる DO と栄養塩濃度の単位に換算すると、 $1 \text{ mg L}^{-1}$  の酸素消費に伴い、DIN, DIP がそれぞれ  $3.62 \mu\text{M}$ ,  $0.23 \mu\text{M}$  生成される。海水中の酸素消費速度 ( $\Delta DO_{dr}$ ) と RKR モデルから、RF 比成分 (分解) による栄養塩生成速度 ( $\mu\text{M mo}^{-1}$ ) を算出すると、

$$\Delta DIN_{RF}(t) = 3.62 \cdot \Delta DO_{dr}(t) \quad (12)$$

$$\Delta DIP_{RF}(t) = 0.23 \cdot \Delta DO_{dr}(t) \quad (13)$$

となる。

RF 比偏差成分による栄養塩の変化速度 ( $\mu\text{M mo}^{-1}$ ) は、非保存的な栄養塩変化速度から RF 比成分による変化速度を差し引いたものとして、

$$\Delta DIN_{dev-RF}(t) = \Delta DIN_{non-con}(t) - \Delta DIN_{RF}(t) \quad (14)$$

$$\Delta DIP_{dev-RF}(t) = \Delta DIP_{non-con}(t) - \Delta DIP_{RF}(t) \quad (15)$$

と定義した。

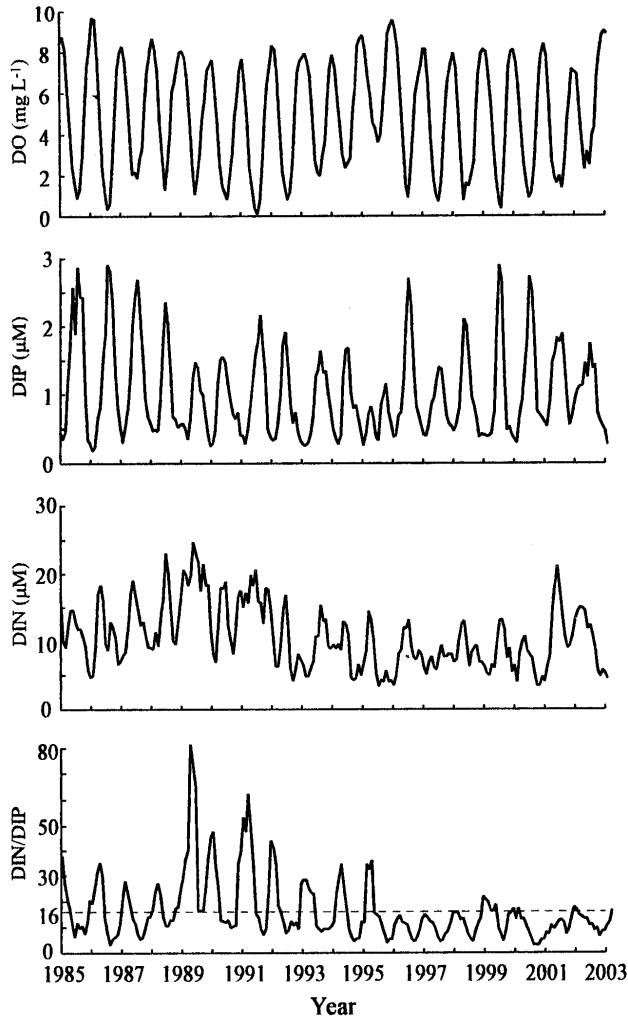


Fig. 3. Observed time series of DO, DIP, DIN and DIN/DIP at 1 m above the bottom at the center of Ise Bay.

## 4. 結果

### 4.1. DO・栄養塩濃度の季節変動

Fig. 3に湾中央部のSta. 11の底上1 mにおけるDO, DIP, DINおよびDIN/DIP比の時系列を示す。DO, DIP, DINともに季節変動が卓越している。また、年々変動も存在するが、長期的なトレンドは見受けられない。DOは、冬季に高く、春季になると徐々に低下し、

夏季にはほぼ毎年 $2 \text{ mg L}^{-1}$ 以下となる。底層DOが極小となるときの濃度は、年々変動しており、1986年や1991年のように $0.5 \text{ mg L}^{-1}$ 以下の無酸素状態に近い年もあれば、1995年のように $4 \text{ mg L}^{-1}$ で貧酸素に至らない場合もある。秋季になるとDOは増加し始め、貧酸素水塊が消滅する。

DIPはDOとほぼ逆位相の季節変動をしている。すなわち、冬季には $0.5 \mu\text{M}$ 程度で低く、春季になると増加し始め、夏季には極大となった。極小値は年々変動が小さいのに対し、極大値はDOの夏季の極小値と同様、年々変動が大きい。夏季の貧酸素化が著しかった1986年の夏季のDIPは $3 \mu\text{M}$ にもなるのに対し、貧酸素水塊が形成されなかった1995年のDIPは $1 \mu\text{M}$ 程度であった。DOが低いほどDIPは高濃度となることから、夏季底層では分解によってDOが消費され、DIPが生成していると考えられる。夏季に高濃度に蓄積したDIPは、秋季になると減少する。

DINもDIPと同様に冬季に低く、夏季に高くなる季節変動をしているものの、DOやDIPに比べると季節変動が不明瞭である。例えば1986年や1996年のように、DINが春季以降増加し、夏季に $15 \mu\text{M}$ 以上の極大をとる年もある。これらの年は、夏季に貧酸素化が進行した年である。1989年は1986年に比べると夏季のDOは高いにもかかわらず、DINの濃度は観測期間中最大の $25 \mu\text{M}$ となっている。一方で、夏季のDOが他の年に比べて高かった1995年のDINは、冬季から夏季にかけて減少していた。1991年のように冬季でも $15 \mu\text{M}$ 以上の高濃度な状態であるにもかかわらず、夏季になっても $20 \mu\text{M}$ 程度までしか増加しない場合や、1997年のように一年を通じて $10 \mu\text{M}$ 以下で推移し、夏季に明瞭な極大値をとらない年もある。このように、DINについてはDIPと異なり、必ずしもDOの減少に対応して増加するわけではない。

このようなDINとDIPの変動パターンの違いは、DIN/DIP比の変動として現れる。DIN/DIP比は季節変動し、冬季に高く、夏季に低い。1995年以前は冬季のDIN/DIP比は30を越えており、1989年は80を上回る高い値である。1996年以降の冬季のDIN/DIP比はRF比(=16)とほぼ等しい。一方、夏季のDIN/DIP比は1989年を除いてRF比を下回っている。

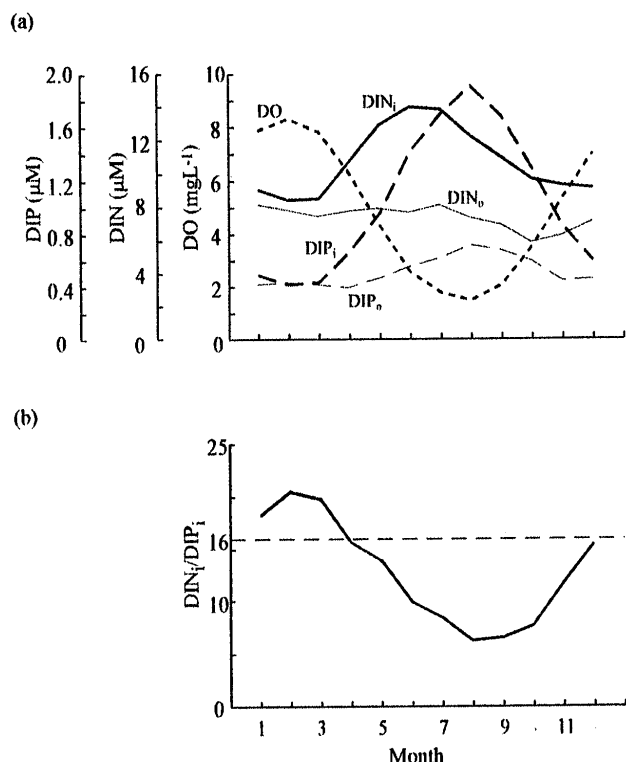


Fig. 4. (a) Seasonal variations of monthly mean bottom nutrients (DIN and DIP) and DO. The subscripts *i* and *o* indicate inner and outer water, respectively. (b) Seasonal variation of  $\text{DIN}_i/\text{DIP}_i$  ratio.

Fig. 4a に湾中央部の Sta. 11 の底上 1 m およびその起源である海峡部 20 m 以深平均の月別平均の栄養塩濃度を示す。なお、湾内底層については、DO の季節変動も示した。3 月から DO が減少し始め、同時に DIN, DIP が増加していく。DO は 8 月に極小となり、9 月以降増加してゆく。DIP は 8 月まで増加し続け、8 月に極大値  $1.9\mu\text{M}$  をとり、9 月以降に減少する。DIN は 6 月に極大値  $14\mu\text{M}$  となり、7 月以降減少する。DO と DIP は逆位相で同調して変化するのに対し、DIN の変化は DO の変化と同調していなかった。DIN/DIP 比も季節変動し、冬季 (2 月) は 20.5 となり RF 比よりも大きいものに対し、夏季 (8 月) は 6.3 となり RF 比よりも顕著に小さくなっている (Fig. 4b)。

栄養塩の生成が分解のみで行われている場合、一定の比率で酸素が減少し、栄養塩が増加する。しかしながら、伊勢湾の底層では、DO の減少に同調して DIP が増加するが、DIN は同調して増加するわけではない。

このことから、脱窒や溶出のような酸素変化を伴わない栄養塩の変化 (RF 比偏差成分) も寄与していると考えられる。

#### 4.2. RKR モデル適応の妥当性検証

本研究は、海域における有機物が植物プランクトン由来の有機物であり、その生成・分解の際にやりとりされる元素の比が RKR モデルに従うという仮定のもとに成り立つ。海域における有機物は、東京湾の表層水塊中では植物プランクトン由来のものが卓越することが報告されている (鈴木・小川, 2001)。伊勢湾における有機物の組成に関する知見はないため、いくつかの間接的な方法で有機物の組成およびその生成・分解に関わる元素比について検証した。

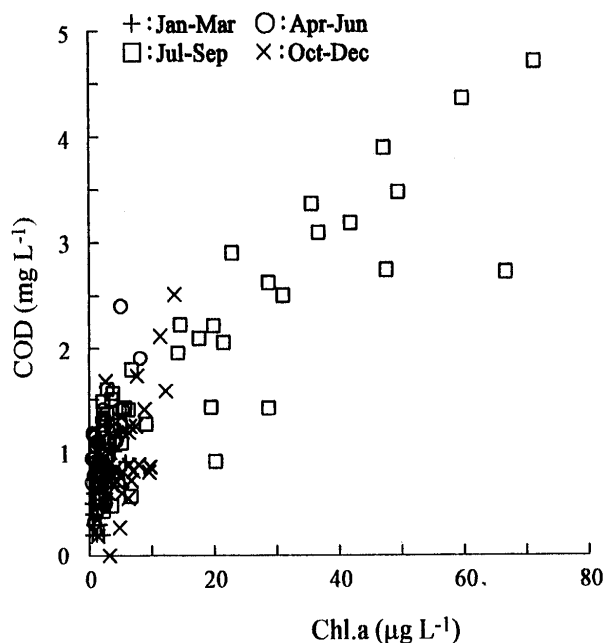


Fig. 5. Regression relation of surface Chl.a vs COD in 2000.

Fig. 5 に表層における Chl.a と COD の散布図を示す。示した期間は全域における 2000 年の 1 月～12 月のものであり、季節ごとにシンボルを変えて表示してある。春～夏にかけては Chl.a が増加するに従い、COD も線形に増加しており、表層では光合成によって有機物が生産されている。月ごとに詳しく調べたところ、高濃度の Chl.a および COD がみられるのは 5 月～9 月の

みであった。Chl.a が  $0\sim 5\mu\text{g L}^{-1}$  において COD が  $0\sim 1.5\text{ mg L}^{-1}$  にプロットが集中する。秋冬季のデータのほとんどがこの低 Chl.a 低 COD の領域にプロットされる。Chl.a が  $5\mu\text{g L}^{-1}$  未満における COD の平均値は  $0.7\text{ mg L}^{-1}$  であり、これがバックグラウンド COD と見なせる。バックグラウンド COD は  $5\mu\text{g L}^{-1}$  以上における平均的な COD ( $=1.9\text{ mg L}^{-1}$ ) の約 40% にもなるが、フェオフィチンのような植物プランクトン由来の有機物の存在を考慮すれば、表層水中の COD の大部分が植物プランクトン由来の有機物であると見なすことができる。

春～夏の表層では、光合成によって生産された植物プランクトン態有機物が全有機物の大部分を占めていることが明らかとなったが、Chl.a、COD とともに表層のデータのみであるため、底層の有機物についての議論はできない。光合成では、式 (1) の右辺から左辺への反応が進み、二酸化炭素が減少するため、水中の pH は増加する。一方、分解では式 (1) の左辺から右辺への反応が進行し、二酸化炭素の増加と pH の減少が生じる。このような光合成・分解と pH の関係を用いて、底層の有機物の組成を推定した。光合成・分解の指標には AOU を用いた。

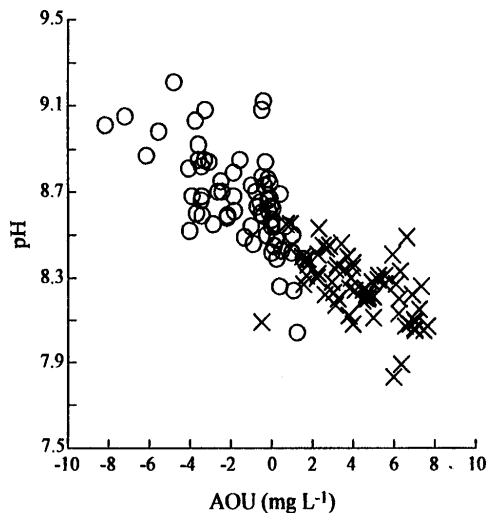


Fig. 6. Regression relation of AOU vs pH at surface (○) and bottom (×) from May to September, 2000.

Fig. 6 に Chl.a および COD に正の相関関係が顕著であった 2000 年 5 月～9 月における全域の表・底層における AOU と pH の散布図を示す。AOU と pH は線

形関係にあり、AOU の増加に伴い pH が低下する。表層 (○印) では、AOU は負であり、光合成が行われている。これは、先に述べた Chl.a と COD の解析結果とよく一致する。一方、底層 (×印) における AOU は正であり、分解が起こっている。分解による AOU 増加と pH 減少の比率は、光合成による AOU 減少と pH 増加の比率と同じであることから、分解基質は光合成産物と同じ元素組成であると考えられる。このことから、底層で分解されている有機物は植物プランクトン由来の有機物であると推定される。

最後に底層における有機物の分解の際にやりとりされる元素比に RKR モデルを適用することの妥当性について検証する。底層における AOU と栄養塩濃度の散布図は、Fig. 7 のようになる。表示した期間は Fig. 6 と同じ 2000 年 5 月～9 月である。また、図中に示した直線は RKR モデルの栄養塩/AOU の比である。AOU と DIN の関係は、全期間で見るとばらつきが大きく、RKR モデルを大きく下回り、酸素消費に見合った DIN の生産がなされていないときがある。しかしながら、月ごとのデータでみると、ほぼ線形の関係が得られ、その傾きは 5 月には RKR モデルによく従い、夏になるにつれて徐々に傾きが減少し、8 月には RKR モデルの半分にまで低下する。一方、AOU と DIP の関係は月によらず RKR モデルにほぼ従う。ただし、AOU が  $7\text{ mg L}^{-1}$  を超える場合には RKR モデルよりはるかに高い DIP となっている。

分解による酸素消費と栄養塩生成の元素比が RKR モデルに従っていれば、Fig. 7 のプロットは図中の直線上に描画される。仮に、底層における植物プランクトン由来有機物の構成元素比が RKR モデルとは異なる比であったとしても、AOU と栄養塩濃度のプロットはある傾きの直線上にプロットされることとなる。現場での AOU と DIP の関係は、高 AOU 条件下を除くと、ほぼ RKR モデルに従っており、AOU が  $7\text{ mg L}^{-1}$  以下における各月ごとの AOU と DIP の相関係数は 0.7 を超え、この一次回帰直線の傾きは  $0.19\sim 0.26$  であった。分解による酸素消費と DIP 生成の比が RKR モデルに従っているならば、本研究で用いている単位における一次回帰直線の傾きは 0.22 となる。現場における AOU と DIP の関係は RKR モデルの DIP/AOU 比の



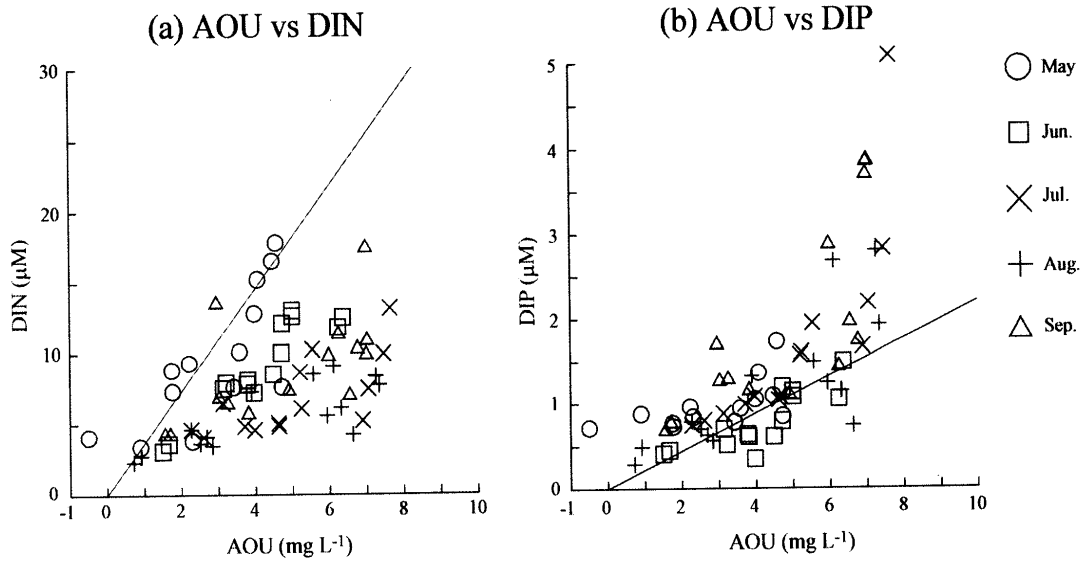


Fig. 7. Relationship of bottom AOU vs nutrients (DIN and DIP) from May to September, 2000. The solid lines indicate nutrient/AOU ratio of RKR model.

±20%以内の誤差を持っていることがわかる。

AOU と DIP では季節を問わず RKR モデルに従っていたことから、分解による酸素消費と DIN 生成の比も RKR モデルに従っていると考えられる。しかしながら、AOU と DIN の関係は、5 月には RKR モデルによく従うものの、夏季になるにつれて RKR モデルを下回っていった。これは、酸素消費を伴わずに DIN を減少させるプロセスが働いていると考えれば説明がつく。つまり、脱窒が作用していると考えられる。分解によって RKR モデルに従った酸素消費と DIN 生成があっても、脱窒によって DIN が除去されれば、RKR モデルよりも低い DIN/AOU 比が観測される。脱窒は無酸素下で起きるプロセスであり、夏季になるにつれ、貧酸素化してゆくにつれその効果が大きくなるので、現場の DIN/AOU 比も春から夏にかけて低下してゆくのである。先に述べた高 AOU 下において RKR モデルよりも高濃度の DIP が観測されている事例についても、酸素消費を伴わない DIP の生成、つまりリンの溶出が寄与していると考えられる。

本研究では、現場の AOU と DIP の関係がほぼ RKR モデルに従っていたことから、分解による酸素消費量と栄養塩生成量の比に RKR モデルを適応することは妥当であると判断した。また、現場の DIP/AOU 比が

RKR モデルの ±20%以内の誤差を持っていたことから、この誤差分だけ RKR モデルにずれがあった場合についても解析を行った。

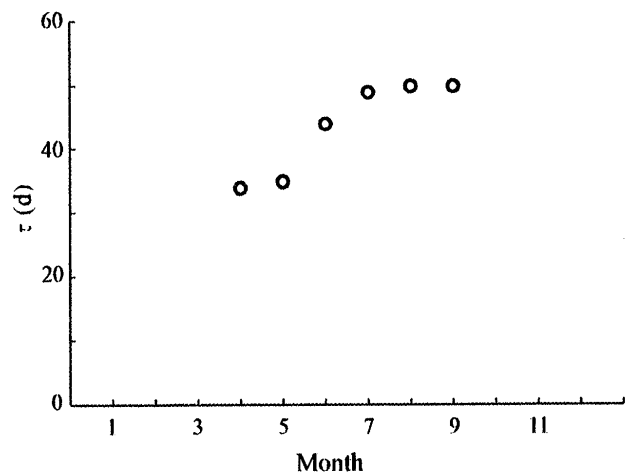


Fig. 8. Seasonal change of the age of water ( $\tau$ ).

#### 4.3. 酸素消費速度の季節変化

RF 比成分による栄養塩変化速度の算出に必要な酸素消費速度を求めた。1985 年～2003 年のデータを用いて算出した月別平均水温を用いて、4 月～9 月における湾内底層水の日齢 ( $\tau$ ) を見積もることができた (Fig. 8)。

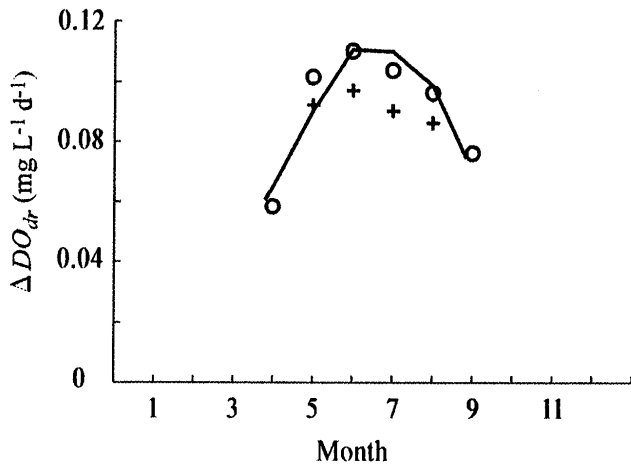


Fig. 9.  $\Delta DO_{dr}$  estimated from  $\tau$  and the DO difference between inner and strait waters. The circles and plus signs indicate  $\Delta DO_{dr}$  estimated in this study and in Fujiwara *et al.* (2002), respectively. The solid line indicates  $\Delta DO_{dr}$  regressed by temperature and DO.

これは、湾内底層水よりも海峡水が高温な場合のみにおいて日齢を算定したからである。日齢は4月、5月には35日、6月には45日、7月～9月は50日であった。この結果は、Fujiwara *et al.* (2002) とよく一致している。

月別平均DOと日齢から4月～9月における酸素消費速度が見積もられる (Fig. 9)。見積もられた酸素消費速度 ( $\Delta DO_{dr}(t)$ ) は Fujiwara *et al.* (2002) が DO と  $\tau$  の回帰直線の傾きから求めた酸素消費速度よりも  $0.01 \text{ mg L}^{-1} \text{ d}^{-1}$  ほど大きな値となったものの、ほぼ一致した。この違いは Fujiwara *et al.* (2002) では 1985～1992 年の 8 年分のデータであるのに対し、本研究では 1985～2003 年までの 19 年分のデータを用いたことによるデータ数の違いであると考えられる。酸素消費速度は4月には  $0.06 \text{ mg L}^{-1} \text{ d}^{-1}$  と小さいが、5月以降に増加して、6月には最大の  $0.11 \text{ mg L}^{-1} \text{ d}^{-1}$  となる。7月以降、酸素消費速度は低下し、9月には  $0.08 \text{ mg L}^{-1} \text{ d}^{-1}$  となった。

酸素消費速度は4月と6月では2倍にも変化した。酸素消費はバクテリア等の呼吸によるものであるため、その速度は現場の環境の影響を強く受けると考えられる。水温の違いによって代謝活性が変化し、酸素消費

速度の違いが生じると考えられる。また、DOの違いによっても代謝活性や生息可能な生物が異なり、酸素消費速度が変化すると考えられる。そこで、見積もられた4月～9月の酸素消費速度を各月の湾内底層における水温とDOで回帰した。回帰式は

$$\Delta DO_{dr}(t) = 0.3029 - 0.00936 \cdot T(t) - 0.02023 \cdot DO(t) \quad (16)$$

となり、(4)式で見積もられた酸素消費速度と(16)式で計算された酸素消費速度の相関係数は0.84であった (Fig. 9 実線)。

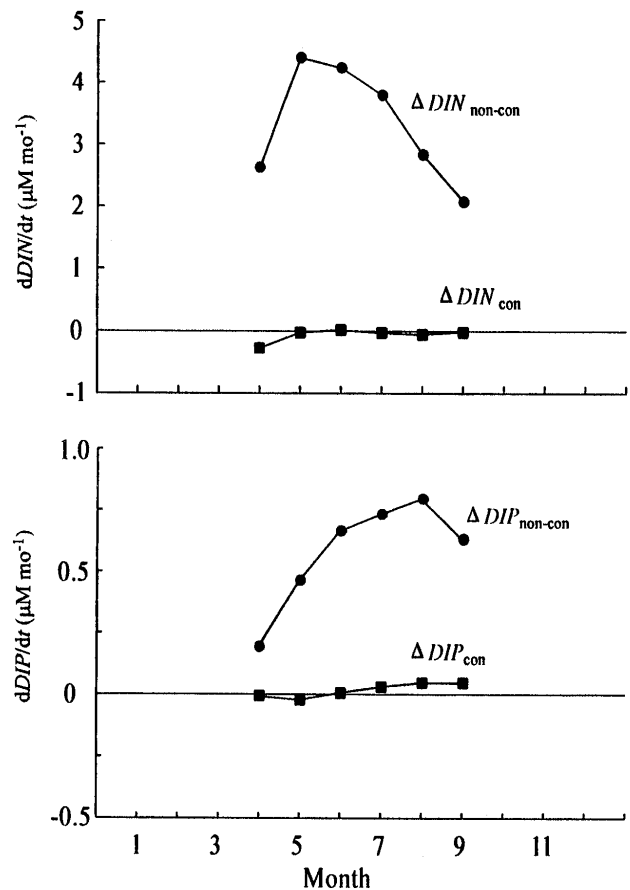


Fig. 10. Seasonal variations in the conservative (squares) and non-conservative (circles) change of nutrients.

#### 4.4. 栄養塩の保存的および非保存的な変化速度

栄養塩の保存的变化速度 ( $\Delta DIN_{con}$ ,  $\Delta DIP_{con}$ ) と非保存的变化速度 ( $\Delta DIN_{non-con}$ ,  $\Delta DIP_{non-con}$ ) を見積もった (Fig. 10)。保存的变化の速度の絶対値は、最

大でも DIN で  $0.3\mu\text{M mo}^{-1}$ 、DIP で  $0.07\mu\text{M mo}^{-1}$  であり、非保存的変化速度よりもはるかに小さい。

栄養塩は大部分が非保存的に変化している。 $\Delta\text{DIN}_{\text{non-con}}$  は、上記期間において常に正であった。非保存的変化によって DIN が生成していることを示している。 $\Delta\text{DIN}_{\text{non-con}}$  は 5 月に最も大きく、 $4.4\mu\text{M mo}^{-1}$  であり、6 月以降徐々に減少し、9 月には  $2.1\mu\text{M mo}^{-1}$  となる。 $\Delta\text{DIP}_{\text{non-con}}$  も上記期間において正であり、非保存的変化によって DIP が生成している。 $\Delta\text{DIP}_{\text{non-con}}$  は 4 月には  $0.2\mu\text{M mo}^{-1}$  であり、5 月以降増加して 8 月には  $0.8\mu\text{M mo}^{-1}$  にもなる。

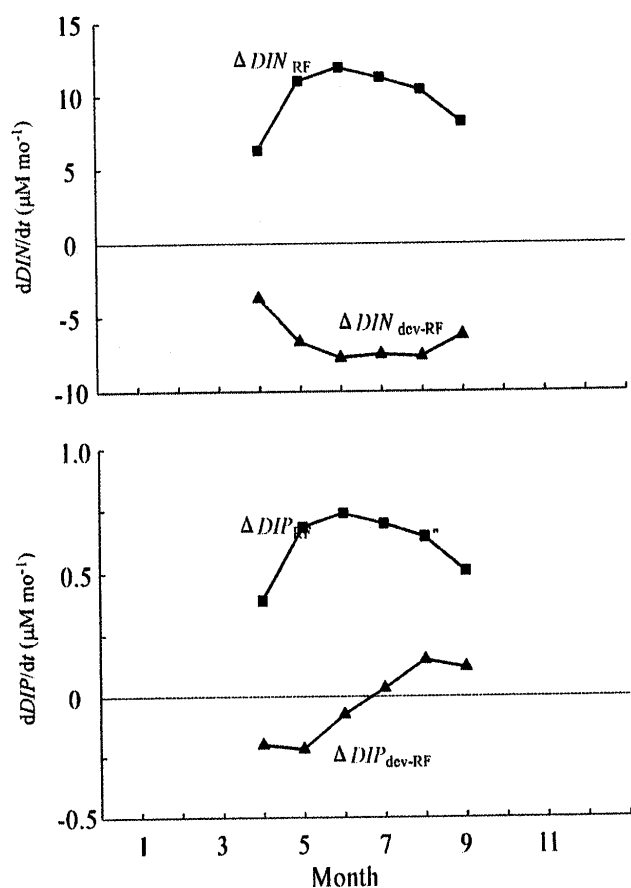


Fig. 11. Seasonal variations in the non-conservative change of nutrients due to the RF component (squares) and RF deviation component (circles).

#### 4.5. RF 比成分, RF 比偏差成分による栄養塩の変化速度

栄養塩の非保存的変化速度 ( $\Delta\text{DIN}_{\text{non-con}}$ ,  $\Delta\text{DIP}_{\text{non-con}}$ ) を RF 比成分と RF 比偏差成分に分離した。それぞれの成分による栄養塩の変化速度を Fig. 11 に示す。酸素消費速度と同様、栄養塩の非保存的変化の各成分は  $\tau$  が定義できる 4 月～9 月について算出される。

RF 比成分による栄養塩の変化速度 ( $\Delta\text{DIN}_{\text{RF}}$ ,  $\Delta\text{DIP}_{\text{RF}}$ ) は酸素消費速度と RKR モデルから算出されるため、酸素消費速度と同様の季節変動をする。RF 比成分による変化速度は、4 月以降増加し、6 月にはピークとなり、DIN で  $12\mu\text{M mo}^{-1}$ 、DIP で  $0.7\mu\text{M mo}^{-1}$  となる。RF 比成分は 7 月以降に減少し、9 月には 4 月とほぼ同程度となる。

RF 比偏差成分による DIN の変化 ( $\Delta\text{DIN}_{\text{dev-RF}}$ ) は、4 月から 9 月にかけて常に負であり、DIN が消失している。6 月～8 月には、DIN は RF 比偏差成分によって  $7.7\mu\text{M mo}^{-1}$  が消失する。この期間は貧酸素水塊中の DO が最も低下する時期に一致している。

$\Delta\text{DIP}_{\text{dev-RF}}$  は、4 月～6 月にかけて負であり、DIP が消失している。一方、7 月～9 月の  $\Delta\text{DIP}_{\text{dev-RF}}$  は正であり、DIP が生成している。DIP の消失のピークは 5 月であり、その速度は  $0.22\mu\text{M mo}^{-1}$  である。一方、DIP の生成ピークは 8 月で、その速度は  $0.15\mu\text{M mo}^{-1}$  である。

光合成・有機物分解と同様に、RF 比偏差成分による栄養塩の変化も、生物・化学過程によるものである。そのため、現場の環境によってその速度が変化すると考えられる。酸素消費速度と同様に、 $\tau$  が定義できた 4 月～9 月について、RF 比偏差成分による栄養塩の変化速度を湾内底層の水温と DO で回帰すると

$$\begin{aligned} \Delta\text{DIN}_{\text{dev-RF}}(t) = & -20.697 + 0.585 \cdot T(t) \\ & + 1.572 \cdot \text{DO}(t) \end{aligned} \quad (17)$$

$$\begin{aligned} \Delta\text{DIP}_{\text{dev-RF}}(t) = & -0.399 + 0.0288 \cdot T(t) \\ & - 0.0321 \cdot \text{DO}(t) \end{aligned} \quad (18)$$

となった (Fig. 12 実線)。 (14), (15) 式で見積もられた速

度と (17), (18) 式で回帰された速度の相関係数は, DIN で 0.92, DIP で 0.96 であった。

## 5. 考 察

酸素消費速度は季節変化した。(16) 式は, 高温, 高 DO ほど酸素消費速度が小さくなることを示している。室内実験では, 酸素消費速度は水温と正相関があると言われている (Chapra, 1997)。これは, 水温が高くなるほどバクテリアの活性が高くなり, 分解速度が大きくなるためと考えられている。一方で, 現場における酸素消費速度は, 水温には依存しないとの報告もある (Nogami *et al.*, 2000)。

本研究で見積もった酸素消費速度は水温と負相関ではあるが, 通年でみると, 夏季 (高温期) に大きく, 冬季 (低温期) に小さい。(16) 式で, 水温にかかる係数が負となった原因は, 水温と DO というお互いに強い相関のある変数の両方を説明変数に用いたことによる統計処理上の問題であると考えられる。水温のみを説明変数とする回帰式では,

$$DO_{dr}(t) = -0.0619 + 0.0106 \cdot T(t) \quad (R = 0.70) \quad (19)$$

となり, 水温が上昇すると酸素消費速度も大きくなる。湾内底層における栄養塩の時間変化には, 保存的変化よりも非保存的変化が大きく寄与していた。栄養塩の非保存的変化のうち, RF 比成分が主たる変化要因であった。夏季の RF 比成分による栄養塩の生成速度は DIN で  $10\mu\text{M mo}^{-1}$ , DIP で  $0.7\mu\text{M mo}^{-1}$  以上であった。貧酸素水塊の形成と貧酸素水塊中への栄養塩の蓄積には酸素消費を伴う RF 比成分による栄養塩の生成が主要因となっている。

湾内底層における栄養塩濃度の変化には, RF 比偏差成分も寄与していた。RF 比偏差成分による DIN の変化 ( $\Delta DIN_{dev-RF}$ ) は, 通年で消失となっていた。窒素を消失させる RF 比変化成分としては脱窒が挙げられる。夏季の脱窒速度は,  $7\mu\text{M mo}^{-1}$  を超えており, RF 比成分による DIN 生成速度の 70%にも達していた。すなわち, RF 比成分で生成した DIN の 70%が脱窒によって窒素ガスに転換されていることになる。また, RF 比偏差成分による DIP の変化 ( $\Delta DIP_{dev-RF}$ ) は, 4月~

6月に負, 7月~9月に正となっていた。RF 比偏差成分のうち DIP を生成させるプロセスには溶出が, 消失させるプロセスには吸着がある。DIP の溶出・吸着速度は, RF 比成分による DIP 生成速度の約 30%であった。栄養塩の季節変動を論じる上では, RF 比偏差成分による栄養塩の変化を無視することはできない。

夏季は酸素消費速度が大きく, 分解 (RF 比成分) による DIN の生成が 6月に極大値をとる一方で, 脱窒 (RF 比偏差成分) による DIN の除去も 6月に極大値をとるために, DIN の非保存的変化速度は 5月に極大値をとり, 9月にかけて減少してゆく (Fig. 10)。DIN が DO の減少に同調して増加しないのはこのためである。これに対し, DIP は貧酸素化が著しい 7月~9月には, 分解 (RF 比成分) による生成のみならず, 溶出 (RF 比偏差成分) によっても生成するため, この時期に非保存的 DIP の生成速度が最大となる。貧酸素水塊中では, 分解によって生成した DIP に加えて溶出によって生成した DIP が付加されるために, DO 減少と DIP 増加がよく対応する (Fig. 3)。RF 比偏差成分の季節変動が DIN と DIP で異なるために, DIN と DIP の非保存的変化の季節変動も異なる。これにより, 成層期の下層では RF 比と比較して相対的にリンが増加し, DIN/DIP 比が低下する (Fig. 3)。

RF 比偏差成分の季節変動を水温と DO で回帰したところ, 高い相関が得られた。(17) 式は, 低 DO ほど  $\Delta DIN_{dev-RF}$  が小さくなるため, 貧酸素水塊中では脱窒速度が大きくなる。また, (18) 式は, 低 DO ほど RF 比偏差成分による DIP の生成が大きくなることを示しており, 低 DO な環境で溶出が起こりやすいこととよく対応している。

$\tau$  が定義できない 10月~3月における RF 比偏差成分による栄養塩の変化速度を (17) 式および (18) 式と観測された水温・DO を用いて推定した (Fig. 12 破線)。推定された 10月~3月の  $\Delta DIN_{dev-RF}$  は, 常に負であり, DIN は一年を通じて脱窒によって消失していた。脱窒速度は,  $0.6\sim 3.0\mu\text{M mo}^{-1}$  であり, 夏季に比べ小さかった。

また, 10月~3月における  $\Delta DIP_{dev-RF}$  を推定したところ, 10月は正であり, 11月~3月は負であった。2月における DIP の吸着速度は  $0.36\mu\text{M mo}^{-1}$  であり,

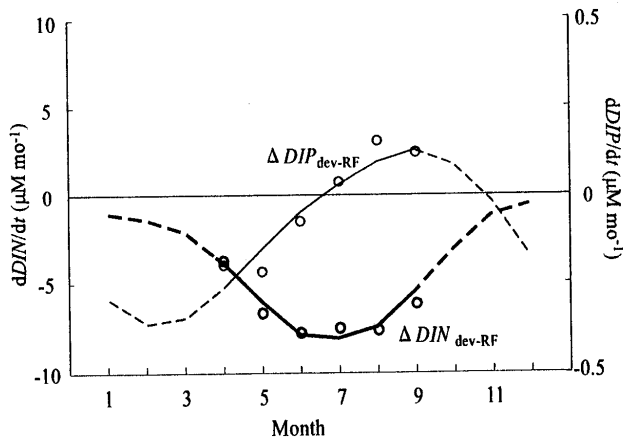


Fig. 12. Seasonal change of RF deviation component regressed by temperature and DO (solid lines) and predicted by regression curve (broken lines).

DIP の吸着が一年を通じて最も大きくなっていった。この推定値を用いて年平均すると、RF 比偏差成分によって DIP は消失していた。

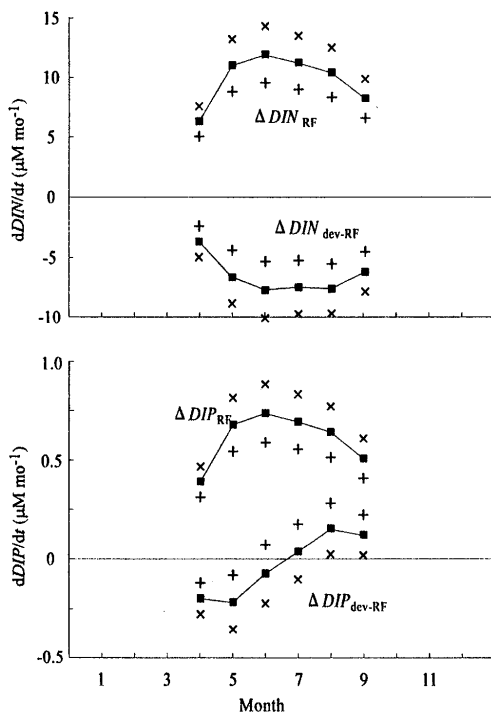
脱窒作用は無酸素条件下で発生するが、底層水の DO は通年で無酸素とはなっていない。脱窒は底泥間隙水中で行われることが報告されていることから (Seitzinger, 1988)、底泥中が無酸素となっていると考えられる。脱窒作用で DIN が消失した底泥間隙水と底層水との間の混合により、底層水中の DIN 濃度が低下する。

菅原 (2003) による伊勢湾底泥の脱窒ポテンシャルの実測結果では、年ごとの違いがあるものの、春夏季には  $7.7 \text{ mg N m}^{-2} \text{ d}^{-1} \sim 30.9 \text{ mg N m}^{-2} \text{ d}^{-1}$  であると報告されている。この値は単位面積あたりの値であるので、これを本研究の結果 (単位体積あたり) と比較するために、底泥中で脱窒された底泥間隙水が貧酸素水塊中に拡散・混合していると仮定し、夏季における貧酸素水塊の底層からの高さ：約 10 m (筧ら, 2005) を用いて換算すると、菅原 (2003) の脱窒ポテンシャルは  $0.8 \text{ mg N m}^{-3} \text{ d}^{-1} \sim 3.1 \text{ mg N m}^{-3} \text{ d}^{-1}$  ( $1.7 \mu\text{M mo}^{-1} \sim 6.6 \mu\text{M mo}^{-1}$ ) となる。本研究で見積もられた脱窒速度 ( $7 \mu\text{M mo}^{-1}$ ) はこれとよく一致する。また、本報で推定された秋冬季的脱窒ポテンシャルは  $3.1 \text{ mg N m}^{-2} \text{ d}^{-1} \sim 11.6 \text{ mg N m}^{-2} \text{ d}^{-1}$  であり、春夏季よりも脱窒速度が小さい。本報で得られた脱窒速度の大きさやその季節変動特性は既往の研究と一致し、これらの脱窒速度の見積もりおよび推定は妥当であると考えられる。

本研究で見積もった  $DIP_{dev-RF}$  は、溶出と吸着の差によるものである。4月～6月には溶出よりも吸着が、7月～9月には吸着よりも溶出が卓越していることを示している。7月～9月は貧酸素水塊が発達する時期であり、溶出が還元状態で起こることとよく対応している。ただし、4月～6月にも脱窒が起こっていたことから、底泥中は無酸素状態であり、溶出作用も機能している。溶出による DIP 生成量よりも吸着による消失量が大きいために4月～6月には両者の差として DIP が消失している。

本研究では、現場で分解されている有機物が植物プランクトン有機物であったことから (Fig. 5)、分解による酸素消費量と栄養塩生成量の比は RKR モデルに従うと仮定して解析した。現場における AOU と DIP の関係は、RKR モデルの DIP/AOU 比の  $\pm 20\%$  の誤差を持っていたが、この誤差は RKR モデルに従った酸素消費と栄養塩生成だけでなく、RF 比偏差成分によって酸素消費を伴わずに栄養塩が生成・消費されているために生じると解釈してきた。脱窒の寄与を考えなければ AOU と DIN の増減が同調しないことを説明できないことから (Fig. 3, Fig. 4)、この解釈は妥当であると考えられる。

しかしながら、沿岸海域における沈降粒子および堆積物の N/P 比は RF 比とは異なる値が報告されており (門谷ら, 1991)、これによっても栄養塩濃度/AOU 比に誤差が生じる。N/P 比が RF 比とは異なる理由として以下のようなことが挙げられる。海域には植物プランクトン態有機物のみならず、陸起源の有機物などの元素構成比が異なるものも含まれる (杉本ら, 2004)、植物プランクトンの元素組成は増殖時における栄養塩環境に左右される (Ketchum and Redfield, 1949)、植物プランクトン由来の有機物であっても、成分によって分解のされやすさが異なる (Martin *et al.*, 1987)、などである。植物プランクトン由来の有機物以外の有機物が含まれていたり、有機物の元素組成比あるいは分解のされやすさが異なれば、分解の際にやりとりされる O : N : P 比も異なるため、RF 比成分および RF 比偏差成分による栄養塩の変化速度が異なってくる。その結果、AOU と DIP の関係に誤差が生じるとともに RF 比偏差成分による栄養塩の変化量が増減する。本研



**Fig. 13.** The seasonal changes of calculated RF component and RF deviation component under the different nutrient/oxygen ratios in decomposition (■:100% RKR ratio, +:80% RKR ratio, ×:120% RKR ratio).

究では、海域で分解されている有機物は植物プランクトン由来のものであり、その組成がほぼ RKR モデルに従うことを示したが、成分によって分解のされやすさが異なる点までは言及できていない。そこで、分解による酸素消費量と栄養塩生成量の比が RKR モデルからずれていた場合について、再度両成分による栄養塩の変化速度を見積もった。ここでは、分解による酸素消費量と栄養塩生成量が RKR モデルの ±20% のずれを持っていた場合を仮定した (Fig. 13)。

分解による酸素消費量と栄養塩生成量の比を 20% 変えても、RF 比成分および RF 比偏差成分による栄養塩の変化の特徴は変わらないが、脱窒やリンの吸着・溶出の効果および両者が切り替わる時期は変化した。分解による酸素消費量と栄養塩生成量の比を変えても、通年で脱窒が起こっている。この比を RKR モデルの 20% 減とした場合には、夏季の脱窒速度は  $5\mu\text{M mo}^{-1}$  となり、RF 比成分による DIN 生成速度の 50% に低下した。RKR モデルの 20% 増とした場合には、6 月～9 月にリンが溶出し、溶出速度も大きくなった。一方、RKR モ

デルの 20% 減とした場合には、8 月～9 月に RF 比偏差成分はほぼ 0 となる一方で、春に RF 比成分による DIP 生成量の 50% もの DIP が吸着される。RF 比成分や RF 比偏差成分による栄養塩の変化をより正確に定量化するためには、有機物の分解に用いられる酸素量およびそのときに生成する栄養塩量を明らかにする必要がある。

最後に、本研究では、実測データから求めた酸素消費速度を用いて、湾内底層の栄養塩の非保存的变化を RF 比成分と RF 比偏差成分に分離し、その速度を定量化した。既存の生態系モデルでは、光合成・分解に伴う栄養塩の増減を RKR モデルに基づいて定式化したものが用いられている (Christian, 2002)。また、貧酸素水塊中では DO と DIP の RKR モデルが崩れる原因は溶出によるものと推定した例もある (城, 1986)。しかしながら、それぞれの変化を酸素消費速度と RKR モデルを用いて分離し、これらの速度を定量化したのは本研究が初めてである。

## 謝 辞

本研究で用いた浅海定線調査データを提供して頂いた三重県科学技術振興センター水産研究部の皆様に謝意を表します。

## References

- Alvarez-Salgado, X. A., M. Nieto-Cid, J. Gago, S. Brea, C. G. Castro, M. D. Dovaand, and F. F. Perez (2006): Stoichiometry of the degradation of dissolved and particulate biogenic organic matter in the NW Iberian upwelling. *J. Geophys. Res.*, **111** (C7), 7,017-7,017.
- Chapra, S. C. (1997): *Surface water-quality modeling*. McGraw-Hill, 425-455.
- Christian, J. R. (2005): Biogeochemical cycling in the oligotrophic ocean: Redfield and non-Redfield models. *Limnol. and Oceanogr.*, **50**, 646-657.
- 遠藤 拓郎, 松田 治 (1997): 赤潮発生の物理・化学環境. 5.2 化学環境, p. 191-213. 赤潮の科学, 第二版, 岡市 友利編, 恒星社厚生閣, 東京.
- 藤原 建紀, 宇野 奈津子, 多田 光男, 中辻 啓二, 笠井 亮秀, 坂本 亘 (1997a): 紀伊水道の流れと栄養塩輸送. 海と空, **73**, 63-72.
- 藤原 建紀, 宇野 奈津子, 多田 光男, 中辻 啓二, 笠井 亮秀, 坂本 亘 (1997b): 外洋から瀬戸内海に流入する窒素・リンの負荷量. 海岸工学論文集, **44**, 1,061-1,065.

- Fujiwara, T., T. Takahashi, A. Kasai, Y. Sugiyama, and M. Kuno (2002) : The role of circulation in the development of hypoxia in Ise Bay, Japan. *Est. Coast. Shelf Sci.*, **54**, 19-31.
- 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**, 160-169.
- Gordon, D. C. Jr., P. R. Boudreau, K. H. Mann, J.E. Ong, W. L. Silvert, S. V. Smith, G. Wattayakorn, F. Wulff, and T. Yanagi (1996) : LOICZ biogeochemical modelling guideline. *LOICZ Rep. Stud.*, 5, Second Ed., 96 pp.
- Jensen, H. S., P. B. Mortensen, F. O. Andersen, E. Rasmussen, and A. Jensen (1995) : Phosphorus cycling in a coastal marine sediment, Aarhus Bay, Denmark. *Limnol. Oceanogr.*, **40**, 908-917.
- 城 久 (1986) : 大阪湾における富栄養化の構造と富栄養化が漁業生産に及ぼす影響について. 大阪水試研報, **7**, 1-174.
- 寛 茂穂, 藤原 建紀, 杉山 陽一 (2004) : 伊勢湾底層への間欠的な外海水の進入とそれに伴う湧昇. 海の研究, **13**, 537-551.
- 寛 茂穂, 藤原 建紀, 山田 浩且 (2005) : 伊勢湾における栄養塩現存量と収支の季節変化. 海の研究, **14**, 527-540.
- Lebo, M., J. H. Sharp, and L. A. Cifuentes (1994) : Contribution of river phosphate variations reactivity estimated from phosphate-salinity diagrams. *Est. Coast. Shelf Sci.*, **39**, 583-594.
- Liss, P. S. (1976) : Conservative and non-conservative behavior of dissolved constituents during estuarine mixing, p. 93-126. In *Estuarine Chemistry*, edited by J. D. Burton and P. S. Liss, Academic Press, New York.
- 門谷 茂, 三島 康史, 岡市 友利 (1991) : 大阪湾の富栄養化の現状と生物による N と P の循環. 沿岸海洋研究ノート, **29**, 13-27.
- Montoya, J. P., C. M. Holl, J. P. Zehr, A. Hansen, T. A. Villareal, and D. G. Capone (2004) : High rates of N<sub>2</sub> fixation by unicellular diazotrophs in the oligotrophic Pacific Ocean. *Nature*, **430**, 1,027-1,031.
- Morin, J. and J. W. Morse (1999) : Ammonium release from resuspended sediments in the Laguna Madre Estuary. *Mar. Chem.*, **65**, 97-110.
- 松村 剛, 石丸 隆, 今村 正裕 (2004) : 東京湾におけるリンの溶出と海洋構造の季節変動. 沿岸海洋研究, **41**, 143-151.
- 中村 由行 (1997) : 境界層における貧酸素化とリンの溶出. 沿岸海洋研究, **35**, 15-25.
- Nogami, M., T. Matsuno, T. Nakamura, and T. Fukumoto (2000) : Estimation of oxygen consumption rate using T-DO diagram in the benthic layer of Ohmura Bay, Kyushu, Japan. *J. Oceanogr.*, **56**, 319-329.
- Officer, C. B. (1979) : Discussion of the behavior of non-conservative dissolved constituents in estuaries. *Est. Coast. Shelf Sci.*, **9**, 91-94.
- Redfield, A. C., B. H. Ketchum, and F. A. Richard (1963) : Chapter 2, The influence of organisms on the composition on sea-water, p. 26-77. In *The Sea*, Vol. 2, edited by M. N. Hill, Inter Science Publishers, New York and London.
- 佐々木 克之, 松村 卓月, 松川 康夫, 鈴木 輝明 (1980) : 三河湾の夏季の海水交換と窒素の循環. 沿岸海洋研究ノート, **17**, 99-107.
- 佐々木 克之 (1998) : 第4章, 沿岸生態系における酸素, 窒素, 炭素およびリンの循環, p. 275-281. 沿岸の環境圏, 平野 敏行監修, フジテクノシステム, 東京.
- Seitzinger, S. P. (1988) : Denitrification in freshwater and coastal marine ecosystems : Ecological and geochemical significance. *Limnol. Oceanogr.*, **33**, 702-724.
- Smith, S. V., S. Ibarra-Obando, P. R. Boudreau, and V. F. Camacho-Ibar (1997) : Comparison of carbon, nitrogen and phosphorus fluxes in Mexican coastal lagoons. *LOICZ Rep. Stud.*, **10**, 7 pp.
- 菅原 庸 (2003) : 底泥による脱窒量. 伊勢湾の生態系の回復に関する研究, 三重県科学技術振興センター共同研究事業報告書, 三重科技振興セ, 18-22.
- 杉本 亮, 笠井 亮秀, 山尾 理, 藤原 建紀, 木村 琢磨 (2004) : 伊勢湾における河川流量の変動に伴う懸濁有機物の変化. 水産海洋研究, **68**, 142-150.
- 鈴木 輝明, 青山 裕晃, 甲斐 正信, 今尾 和正 (1998) : 底層の貧酸素化が内湾浅海底生生物群集の変化に及ぼす影響. 海の研究, **7**, 223-236.
- Suzumura, M., S. Ueda, and E. Sumi (2000) : Control of phosphate concentration through adsorption and desorption processes in groundwater and seawater mixing at sandy beaches in Tokyo Bay, Japan. *J. Oceanogr.*, **56**, 667-673.
- 鈴木 昌弘, 小川 浩史 (2001) : 東京湾における夏季表層水中の有機態炭素・窒素・リンの分布. 沿岸海洋研究, **38**, 119-129.
- 鈴木 昌弘, 國分 治代, 伊藤 学 (2003) : 東京湾における堆積物 - 海水間のリンの挙動. 海の研究, **12**, 501-516.
- 高橋 鉄哉, 藤原 建紀, 久野 正博, 杉山 陽一 (2000) : 伊勢湾における外洋系水進入深度と貧酸素水塊の季節変動. 海の研究, **9**, 265-271.
- 津田 平蔵 (1980) : 伊勢湾の水質について I. 三重県伊勢湾水試年報, 89-112.
- 和田 秀徳 (1994) : 地球規模での炭素・窒素の循環における微生物代謝の寄与, 微生物の生態 19, 物質循環における微生物の役割, 日本微生物生態学会編, 学会出版センター, 東京, 1-28.
- Walker, T. A. (1980) : A correction to the Poole and Atkins Secchi disc/light-attenuation formula. *J. Mar. Biol. Ass. U. K.*, **60**, 769-774.

Yamagishi, H., N. Yoshida, S. Toyoda, B. N. Popp, M. B. Westley, and S. Watanabe (2005) : Contributions of denitrification and mixing on the distribution of nitrous oxide in the North Pacific. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L04603.

Yanagi, T. and D. Ishii (2004) : Open ocean originated phosphorus and nitrogen in the Seto Inland Sea, Japan. *J. Oceanogr.*, **60**, 1,001–1,005.



# Dynamics of Nutrients in Ise Bay : Seasonal Variations of Non-Conservative Change of Nutrients

Shigeho Kakehi \* and Tateki Fujiwara †

## Abstract

Non-conservative changes of nutrients in Ise Bay were separated into two components (RF component and RF deviation component) by stoichiometric analysis using the RKR model. The nutrient and oxygen changes proportional to the RKR model were defined as the RF component. The difference of changed nutrients from the RF component was assumed as the change due to the RF deviation component. The change of nutrients by the RF component was estimated from the consumed oxygen in decomposition and the RKR model. In the bottom layer, nutrients were mainly generated by the RF component. However nutrient changes due to the RF deviation component were not negligible. Nitrogen lost by the RF deviation component indicates the occurrence of denitrification. Denitrification rate in summer was estimated as  $7\mu\text{M N month}^{-1}$ , which is equivalent to 70% of the mineralized nitrogen by the RF component. Phosphorus was lost and generated by RF deviation component in spring and summer, respectively. Phosphorus was found to be absorbed in spring and released in summer.

**Key words:** nutrients, non-conservative change, RKR model, denitrification, Ise Bay

(Corresponding author's e-mail address: kakehi@affrc.go.jp)

(Received 6 March 2007; accepted 25 July 2007)

(Copyright by the Oceanographic Society of Japan, 2007)

---

\* Tohoku National Fisheries Research Institute, 3-27-5, Shinhama, Shiogama, Miyagi 985-0001, Japan

† Graduate School of Agriculture, Kyoto University, Kyoto 606-8502, Japan