

## D-1 大陸棚海域循環過程における沿岸-外洋の物質フラックスに関する研究

### (2) 海産藻類による物質循環機能のモデル化に関する研究

研究代表者 国立環境研究所 渡辺正孝

環境庁 国立環境研究所

地球環境研究グループ	海洋研究チーム	原田茂樹
地域環境研究グループ	海域保全チーム	木幡邦男
水圏環境部	部長	渡辺正孝
	土壤環境研究室	高松武次郎
地球環境研究センター		宮崎忠国

平成5～7年度合計予算額	41,350	千円
(平成7年度予算額)	13,824	千円)

〔要旨〕円石藻 *Emiliania huxleyi* の海洋炭素循環機能をモデル化するために、大気-海洋-生物間の炭素循環を制御実験系において詳細に測定を行った。*E. huxleyi* はリンの過剰摂取を行い、リン欠乏により石灰化が促進されること、石灰化にともない生成された  $\text{CO}_2$  はすべて光合成に利用され、光合成が停止すると  $\text{CO}_2$  は海水中に放出されることが明らかとなった。これら実験結果をもとに *E. huxleyi* の増殖のモデル化を行った。増殖速度は quota model により、また栄養塩摂取速度は Michaelis-Menten 式により記述され、本モデルにより実験で得られた細胞濃度変化、栄養塩濃度変化、全炭酸濃度変化、pH 変化をよく説明できることが判明した。

〔キーワード〕 *Emiliania huxleyi*、光合成、炭酸カルシウム、生態系モデル、海洋マイクロコズム

#### 1. 序

海産円石藻 *Emiliania huxleyi* は Prymnesiophyceae に分類される藻類であり、熱帯から寒帯海域にわたって最も広く分布している。*E. huxleyi* は光合成により二酸化炭素の固定を行うと同時に、炭酸カルシウムを形成し細胞外隔に鱗片として蓄積する能力を持っている。*E. huxleyi* が生産する  $\text{CaCO}_3$  はココリス (coccolith) と呼ばれ、現在の地球における  $\text{CaCO}_3$  の主たる生産者であると考えられている (Westbroek et al., 1985)。深層水及び海洋底へのココリスのフラックスは長期的に大きく変動しており (McIntyre and McIntyre, 1971)、海洋と海洋底との間の炭素循環を決定する最も重要な因子であると考えられている (Dymond and Lyle, 1985; Sarmiento et al., 1988)。地質学的な長期間では、円石藻による表層での  $\text{CaCO}_3$  生成は海底堆積物への炭素の sink として働くとしても、 $\text{CaCO}_3$  生成は



の反応により、短期間においては海水中の  $\text{pCO}_2$  の増加につながると推論づけられている (Holligan et al., 1993; Robertson et al., 1994; Fernandez et al., 1993)。この推論は北大西洋において人工衛星 AVHRR 画像に映し出された *E. huxleyi* の bloom を追跡して現場観測から得た結論である。しかし、

衛星画像に *E. huxleyi* bloom が可視域に白色として認識されるのは *E. huxleyi* 細胞の増殖の最終段階に入ってからであり、増殖初期から光合成と  $\text{CaCO}_3$  生成にともなう炭素循環を観測することは現場海域では不可能であった。

本研究では、環境制御された大量培養装置を用いて *E. huxleyi* の光合成と炭酸カルシウム形成にともなう栄養塩と増殖及び炭酸カルシウム形成との関係、増殖・石灰化と有機・無機炭素同位体比変化との関係、光合成色素解析、増殖・石灰化にともなう炭素循環過程等を精密に計測し、海産円石藻が持つ炭素循環機能の実験的解明を行った。さらに、海水中の炭酸平衡系と *E. huxleyi* の有機・無機代謝（光合成・石灰化）を組み合わせたアルゴリズムにより、*E. huxleyi* の物質循環機能のモデル化を行った。

## 2. 実験方法

本研究においては大気部（容量  $0.4\text{m}^3$ ）と海洋部（容量  $1\text{m}^3$ ）からなる純粋培養装置（海洋マイクロコズム）を用いた（Watanabe et al., 1991）。培養槽本体の上部に設置された人工太陽証明装置（5kw キセノンランプ；460～600nm の波長領域では太陽光線に近い分光特性を持つ）にて光を与え、培養槽の水温は  $18^\circ\text{C}$ 、12時間：12時間の明暗サイクル、f/50 培地にて培養を行った。本実験には *Emiliania huxleyi*（Lohm）Hay et Mohler（CCMP374, Bigelow 海洋研究所）を用いた。細胞濃度はコールターカウンター TA II 型、pH は東亜電波製 HM-60U 型を用いた。

溶存態無機炭素（ $\text{DIC} = \text{C}_T$ ）の測定は、Dickson and Goyet（1991）、Johnson et al.（1985）、Johnson and Sieburth（1987）に基づきクーロメーター（UIC Inc., Model 5012  $\text{CO}_2$  Coulometer）を用いて計測した。粒子態全炭素（PTC）、粒子態全窒素（PTN）、粒子態全リン（PTP）、溶存態  $\text{PO}_4^{3-}$ 、溶存態  $\text{NO}_3^-$  の測定は Watanabe et al.（1995）に基づく。なお粒子態有機炭素（POC）測定は乾燥サンプルフィルターを石英ボートに入れ  $1\text{N HCl}$  を滴下し、 $\text{CaCO}_3$  を除去した後 CHN アナライザーにてその炭素量を測定した。サンプル（50 ml）をろ過（Pall Ultipor N 66 フィルター 47mm、 $0.45\ \mu\text{m}$  pore size）し、0.5M ギ酸アンモニウムにより洗浄した。試料はろ紙ごとタフテナーバイアル（7 ml 容量）に取り 1 ml の  $\text{HNO}_3$  を加えた後、ステンレス製の高压分解ボンベで熱分解した（ $140^\circ\text{C}$ 、4時間）。得られた分解液は水で希釈して 25 ml 定容とし、フレイム原子吸光分析法（島津 AA-640-12、アセチレン-空気）で Ca を測定した。なお、検量線は原子吸光分析用標準原液（1000ppm）を 0.5M  $\text{HNO}_3$  で希釈して調整した 0～10ppm 範囲の標準液を用いて作成し、*E. huxleyi* 細胞当たりの Ca 含有量を算出した。

## 3. *E. huxleyi* の ecological model

本モデル（Fig. 1）は、独立変数として細胞濃度（ $C_1$ ）、 $\text{PO}_4\text{-P}$ （ $C_2$ ）、粒子状リン（ $C_3$ ）、細胞リン含量（ $C_4$ ）、 $\text{NO}_3\text{-N}$ （ $C_5$ ）、粒子状窒素（ $C_6$ ）、細胞窒素含量（ $C_7$ ）、全炭酸（ $C_8$ ）、粒子状無機炭素（ $C_9$ ）、溶存態有機炭素（ $C_{10}$ ）、粒子状有機炭素（ $C_{11}$ ）、細胞炭素含量（ $C_{12}$ ）、大気中  $\text{CO}_2$  濃度（ $C_{13}$ ）を考慮した。

### 3-1. *E. huxleyi* 増殖モデル

*E. huxleyi* の増殖と栄養塩摂取を実験結果をもとに次のようにモデル化を行った。

*E. huxleyi* の細胞分裂は 22:00～01:00 時にかけて活発に行われるが、単純の為細胞分裂が 00:00

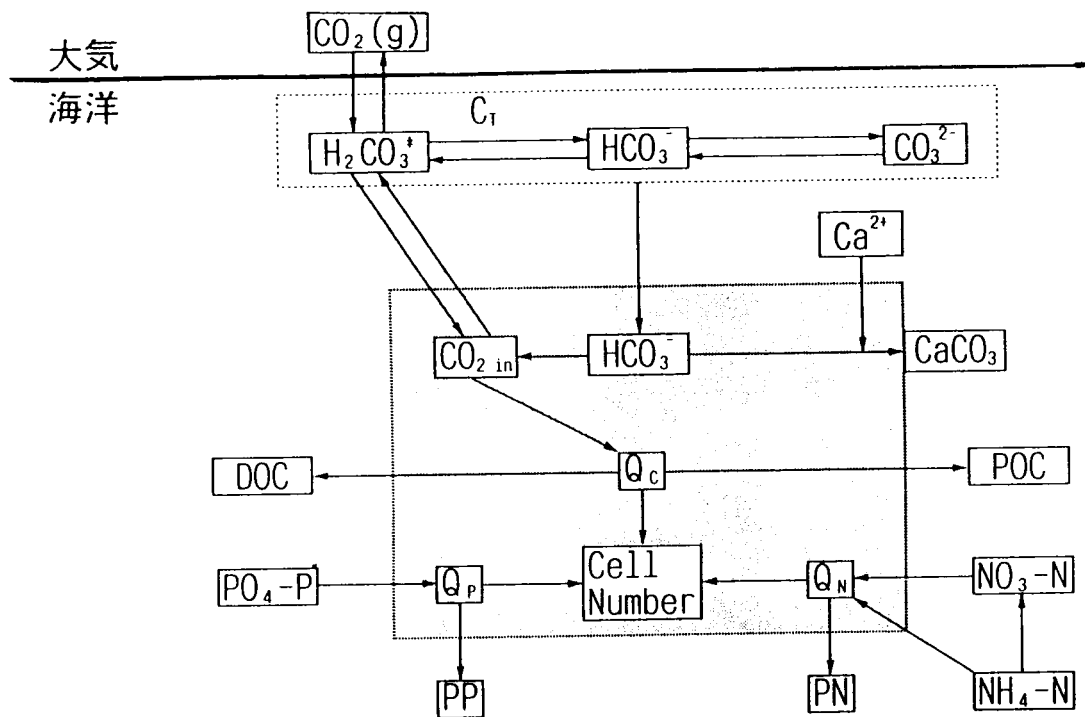


Fig. 1 *Emiliania huxleyi* モデルの概念図

時に同調して起こると仮定すると、次のような日周変化を示す。

$$\begin{aligned}
 00:00 \leq t < 24:00 & \quad N = N_0 \\
 t = 24:00 \text{ (00:00)} & \quad N = N_1 = N_0 \exp(\mu) \\
 00:00 < t \leq 24:00 & \quad N = N_1
 \end{aligned}$$

ここで、 $\mu$ ：増殖速度 [ $d^{-1}$ ]、 $N_0$ ：細胞分裂前の細胞濃度 [ $mL^{-1}$ ]、 $N_1$ ：細胞分裂後の細胞濃度 [ $mL^{-1}$ ]である。

窒素制限またはリン制限系を用いたフラスコ培養によれば、増殖速度と分裂直前の細胞内窒素、リン含量の関係は一般に Droop の式で表現される。

すなわち窒素制限系では、

$$\mu_N = \mu_N^* \left( 1 - \frac{q_0^N}{Q_N} \right)$$

リン制限系では、

$$\mu_P = \mu_P^* \left( 1 - \frac{q_0^P}{Q_P} \right)$$

ここで、 $\mu_N$ 、 $\mu_P$  はそれぞれ窒素制限下、リン制限下における増殖速度、 $q_0^N$ 、 $q_0^P$  はそれぞれ窒素及びリンの細胞内最小含有量、 $\mu_N^*$ 、 $\mu_P^*$  はそれぞれ  $Q_N$ 、 $Q_P$  を無限大に補外したときの増殖速度である。また窒素、リンが同時に制限される系の増殖速度については、いずれか最小を与える増殖速度を用いると仮定した (Rhee, 1987)。

窒素、リン摂取は Michaelis-Menten 式に従う。すなわち

$$V_i = V_i^{\max} \frac{S_i}{K_s^i + S_i}$$

ここで、 $V_{\max}^i$ ：栄養塩  $i$  の最大摂取速度、 $K_s^i$ ：栄養塩  $i$  の半飽和定数、 $S_i$ ：栄養塩  $i$  濃度。  
 栄養塩摂取パラメーターは実験結果より定めた（Table 1）。

Table 1 : Nutrient uptake parameters for *Emiliana huxleyi*

	$K_s$ [ $\mu$ M ]	4.0
NO <sub>3</sub>	$V_{\max}$ [ fmol·cell <sup>-1</sup> h <sup>-1</sup> ]	3.0
	$q_o^N$ [ fmol·cell <sup>-1</sup> ]	33.3
	$K_s$ [ $\mu$ M ]	0.6
PO <sub>4</sub>	$V_{\max}$ [ fmol·cell <sup>-1</sup> h <sup>-1</sup> ]	0.2
	$q_o^P$ [ fmol·cell <sup>-1</sup> ]	1.2

### 3-2. 炭酸の解離平衡

海水の炭酸系の状態については CO<sub>2</sub>(aq)\*、HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>、CO<sub>3</sub><sup>2-</sup>、H<sup>+</sup>、OH<sup>-</sup>、B(OH)<sub>3</sub>、B(OH)<sub>4</sub><sup>-</sup> の7つの化学種が一意に決定されればよい。多成分平衡系の状態を知るために、(1)化学平衡、(2)質量保存、(3)電荷バランスの制約により成立する連立式を解くことにより、それら化学種の濃度を求めることができる（Stumm and Morgan, 1981）。基本状態量（温度、塩分、圧力）が既知のとき、pH、全炭酸、全アルカリ度、海水の二酸化炭素分圧のうち2つを測定することによって海水の炭酸系の状態を知ることができる。本実験では pH と全炭酸を測定し、炭酸の解離平衡から計算で化学種の濃度を求めた（Stumm and Morgan, 1981）。

### 3-3. 海水中の CO<sub>2</sub> の平衡分圧と大気－海洋間の CO<sub>2</sub> 交換

CO<sub>2</sub> が理想気体であると仮定すると、海水中の CO<sub>2</sub> 濃度とその海水との平衡状態にある気相中の CO<sub>2</sub> 分圧との間に次式が成立する。

$$[H_2CO_3^*] = K_H \cdot pCO_2$$

ここで、 $K_H$  は Henry 定数 [ mol·L<sup>-1</sup>·atm<sup>-1</sup> ] 。

Henry 定数は海水中において温度と塩分の関数として、以下の関数形が得られている。

$$K_H = A_1 + \frac{A_2}{T/100} + A_3 \cdot \ln \left[ \frac{T}{100} \right] + S \cdot \left[ B_1 + B_2 \cdot \frac{T}{100} + B_3 \cdot \left[ \frac{T}{100} \right]^2 \right]$$

ここで、 $T$ ：絶対温度 [ K ]、 $S$ ：塩分 [ g/kg ]、 $A_1$ ：- 58.0931、 $A_2$ ：90.5069、 $A_3$ ：22.2940、 $B_1$ ：0.027766、 $B_2$ ：- 0.025888、 $B_3$ ：0.0050578。

以上のように全炭酸濃度と pH から求めた  $[H_2CO_3^*]$  と Henry 定数から海水中の CO<sub>2</sub> の平衡分圧が求められる。大気－海洋間の CO<sub>2</sub> 交換は、大気側と海洋側の CO<sub>2</sub> 分圧差を driving force とする吸収、放散現象によって起こる。この吸収、放散現象が気液－界面で瞬時に気液平衡が成立し、界面での溶質ガスの分圧と液相濃度との間に平衡関係が満足されていると仮定したいわゆる二重境膜説により説明できると仮定すると、

$$\frac{dP_x}{dt} = \frac{K_L}{MV} \cdot A \cdot \alpha \cdot (P_x - P_x^*)$$

ここで、 $P_x$  : 気相分圧、 $P_x^*$  : 液相濃度に平衡な気相分圧、 $dP_x$  : 気相側の分圧変化 : ( $P_x - P_x^*$ ) [ atm ]、 $MV$  : 気相のモル体積 [ mol ]、 $A$  : 気液接触界面 [ m<sup>2</sup> ]、 $K_L$  : 液境膜基準総括物質移動係数 : [ m·day<sup>-1</sup> ]、 $\alpha$  : [ mol·m<sup>-3</sup>·atm<sup>-1</sup> ]。

マイクロコズム実験の初期値を用い ( Table 2 )、大気 CO<sub>2</sub>濃度は実験期間中一定値 ( 410ppm ) と設定した。

Table 2 : Initial values for *Emiliana huxleyi* experiment

細胞濃度	$N_0$ [ mL <sup>-1</sup> ]	1450
溶存態窒素	NO <sub>3</sub> -N [ μ M ]	35.6
溶存態リン	PO <sub>4</sub> -P [ μ M ]	1.56
全炭酸	C <sub>T</sub> [ μ M ]	1910
P-cell quota	[ fmol·cell <sup>-1</sup> ]	37
N-cell quota	[ fmol·cell <sup>-1</sup> ]	853
C-cell quota	[ fmol·cell <sup>-1</sup> ]	8401
粒子状無機炭素	[ fmol·cell <sup>-1</sup> ]	6.2
大気側 CO <sub>2</sub> 濃度	[ ppm ]	410

### 3-4. 生態系モデル

これよりそれぞれの独立変数に対して鉛直一次元物質保存式をマイクロコズムに適用した。例えば細胞数 ( $C_1$ ) 及びリン ( $C_2$ 、 $C_3$ 、 $C_4$ ) については以下のように与えられる。

$$\frac{\partial C_1}{\partial t} = -\frac{1}{A} \left[ \frac{\partial}{\partial z} (Q_v C_1) + \frac{\partial}{\partial z} \left[ A E \frac{\partial C_1}{\partial z} \right] \right] + (\mu - D) C_1$$

$$\frac{\partial C_2}{\partial t} = -\frac{1}{A} \left[ \frac{\partial}{\partial z} (Q_v C_2) + \frac{\partial}{\partial z} \left[ A E \frac{\partial C_2}{\partial z} \right] \right] - C_1 \cdot V_{\max}^P \frac{C_2}{K_s^P + C_2}$$

$$\frac{\partial C_3}{\partial t} = -\frac{1}{A} \left[ \frac{\partial}{\partial z} (Q_v C_3) + \frac{\partial}{\partial z} \left[ A E \frac{\partial C_3}{\partial z} \right] \right] - R_{32} C_3 + R_{43} C_4$$

$$\frac{\partial C_4}{\partial t} = -\frac{1}{A} \left[ \frac{\partial}{\partial z} (Q_v C_4) + \frac{\partial}{\partial z} \left[ A E \frac{\partial C_4}{\partial z} \right] \right] - C_1 \cdot V_{\max}^P \frac{C_2}{K_s^P + C_2}$$

ここで、 $Q_v$  : vertical flow rate (鉛直流量) =  $\int_{z_0}^z (U_i(z,t) - U_0(z,t))$ 、 $A$  : 水平断面積、 $E$  : 鉛直渦拡散係数、 $D$  : 死滅率。同様の保存式を窒素・炭素にも適用し、Runge-Kutta-Gill法で数値解析を行った。

#### 4. 結果と考察

細胞濃度 (Fig. 2) は対数増殖期及び定常期を通して良好に再現されている。定常期後半のずれは死滅率をゼロに設定してあるためである。溶存態窒素・リン濃度 (Fig. 3)、細胞内窒素・リン含有量変化 (Fig. 4) も非常に良好に再現できたことから、モデルにおける増殖、栄養塩取り込みに関する Droop の式、Michaelis-Menten 式の適合性が示された。細胞内  $\text{CO}_2$  濃度は外部からの  $\text{CO}_2$  摂取と細胞内での  $\text{CaCO}_3$  形成過程で発生する  $\text{CO}_2$  の両経路が考慮してある。有機態炭素形成は細胞内  $\text{CO}_2$  のみを使用して光合成を行うことを仮定しており、細胞内  $\text{CO}_2$  から有機態炭素  $Q_c$  への形成立をモデル化している段階であった。さらに  $\text{CaCO}_3$  形成がリン欠乏によって促進されることが判明したものの、 $\text{CaCO}_3$  形成率をモデル化している段階であった。以上のことから、本モデル計算では有機・無機炭素形成率を実測値から与える方法をとった。この結果全炭酸、pH 及び細胞内炭素含量は非常によく再現することができた (Fig. 5)。このことはシステム全体として窒素・リン・炭素の物質循環が十分にモデル化されていることを示している。

安定同位体比から求めた  $\Delta \delta^{13}\text{C}$  値は本種が  $\text{CO}_2$  のみならず  $\text{CO}_2$  制限下では  $\text{HCO}_3^-$  の直接利用可能性を示唆している。溶存態  $\text{CO}_2$  摂取は Michaelis-menten 式により表現されているが (Dong et al., 1993)、溶存態  $\text{CO}_2$  の閾値 ( $2.0 \mu\text{M}$ ) を設けた  $\text{CO}_2$  摂取モデルに改良し、外部から摂取された  $\text{CO}_2$  と炭酸カルシウム形成により生成された  $\text{CO}_2$  の合計はすべて有機物形成に利用されると仮定した。

$$V_{\max} (C - 2.0) / (K + (C - 2.0))$$

ここで、 $V_{\max} = 0.047 \text{ pmol} / \text{cell} / \text{hour}$ 、 $K = 15 \mu\text{M}$ 。

炭酸カルシウムとしての無機炭素形成量は実測値を用いてモデル計算を行った。本モデルは、溶存態  $\text{CO}_2$  が制限となる  $2 \mu\text{M}$  までは有機物生産量の実測値をよく再現するものの、最大値 ( $120 \mu\text{M}$ ) を実測した培養 8 日目では  $80 \mu\text{M}$  と低い計算値を示した。炭酸カルシウム形成により生成される  $\text{CO}_2$  のみを使用して有機物形成を行っている培養 10 日目以降においては、計算値は実測値を再現している。このことから、溶存態  $\text{CO}_2$  が制限となる条件下では直接  $\text{HCO}_3^-$  を利用する機構が存在する可能性が本モデルからも示唆された。

#### 引用文献

- 1) Dong, L., N. Nimer, E. Okus and M. Merrett. Dissolved inorganic carbon utilization in relation to calcite production in *Emiliana huxleyi* (Lohmann) Kamptner. *New Phytol.* 123, 679-684, 1993.
- 2) Dymond, J. and Lyle, M. Flux comparisons between sediments and sediment traps in the eastern tropical Pacific : implications for atmospheric  $\text{CO}_2$  variations during the Pleistocene. *Limnol. Oceanogr.*, 30 : 699-712, 1985.
- 3) Fernandez, E., Boyd, P., Holligan, P. M. and Harbour, D. S. Production of organic and inorganic carbon within a large-scale coccolithophore bloom in the northeast Atlantic Ocean. *Mar. Ecol. Prog. Ser.*, vol.97, 271-285, 1993.
- 4) Holligan, P. M., Fernandez, E., Aiken, J., Balch, W. M., Boyd, P., Burkill, P. H., Finch, M., Groom, S. B., Malin, G., Muller, K., Purdie, D. A., Robinson, C., Trees, C. C., Turner, S. M., and van del Wal, P. A biogeochemical study of the coccolithophore, *Emiliana huxleyi*, in the North Atlantic. *Global Biogeochemical Cycles*, vol.7, 879-900, 1993.

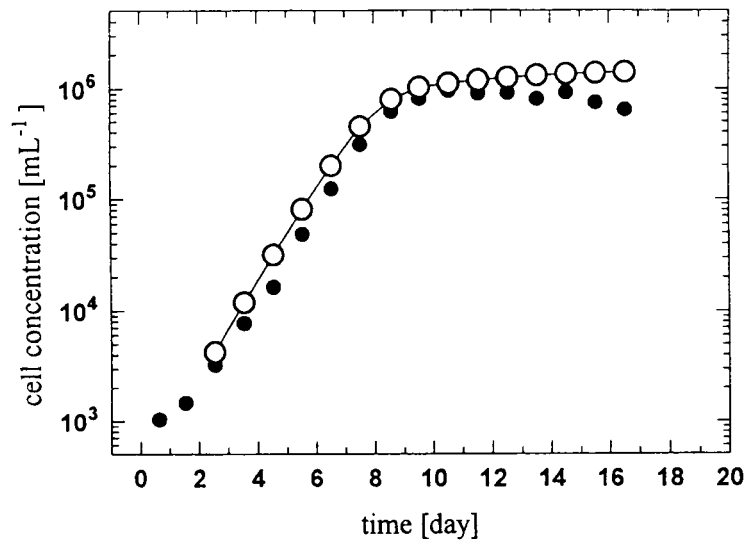


Fig. 2 *E. huxleyi* 細胞数変化  
(● : 測定値、○ : 計算値)

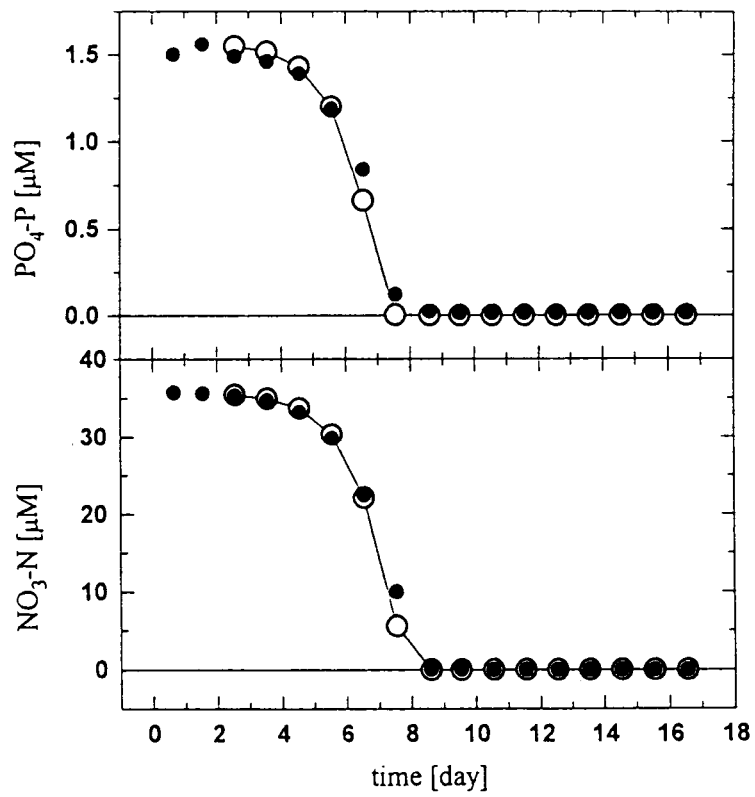


Fig. 3 溶存態 PO<sub>4</sub>-P、NO<sub>3</sub>-N 濃度変化  
(● : 測定値、○ : 計算値)

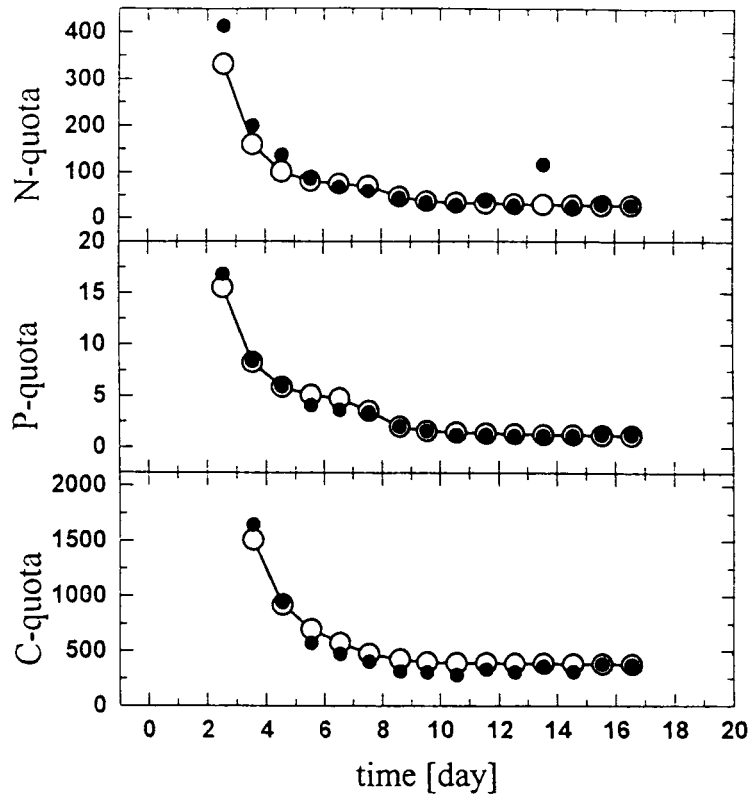


Fig. 4 細胞内 C、N、P 含量  
(● : 測定値、○ : 計算値)

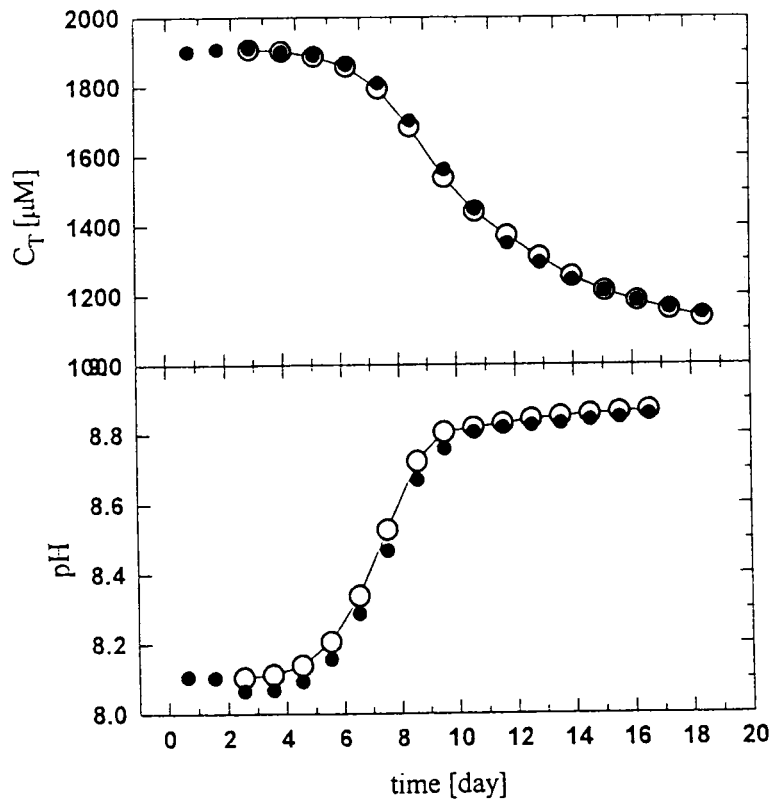


Fig. 5 全炭酸、pH の変化  
(● : 測定値、○ : 計算値)



- 5) McIntyre, A. and McIntyre, R. In : The Micropalaeontology of oceans. Cambridge Univ. Press, 1971.
- 6) Rhee, G. Y. Effects of N:P atomic ratios and nitrate limitation on algal growth, cell composition and nitrate uptake. Limnol. Oceanogr., 23, 10-25, 1987.
- 7) Robertson, J. E., Robinson, C., Turner, D. R., Holligan, P., Watson, A. J., Boyd, P., Fernandez, E. and Finch, M. The impact of a coccolithophore bloom on oceanic carbon uptake in the northeast Atlantic during summer 1991. Deep-Sea Research, vol.41, 297-314, 1994.
- 8) Sarmiento, J. L., Toggweiler, J. R. and Najjar, R. Ocean carbon-cycle dynamics and atmospheric pCO<sub>2</sub>. Phil. Trans. R. Soc. Lond, A325 : 3-21, 1988.
- 9) Stumm, W. and Morgan, J. J. Aquatic Chemistry 2nd Ed. John Wiley and Sons, New York, 780p, 1981.
- 10) Westbroek, P., Jong, E. W., Van der Wal, P., Borman, A. H. and De Vrind, J. P. M. Biopolymer-mediated calcium and manganese accumulation and biomineralization. Geologie en Mijnbouw, 64 : 5-15, 1985.

## 研究発表の状況

### 論文発表

- 1) Watanabe, M., Kohata, K., Kimura, T., Yamaguchi, S. and Ioriya, T., 1995, Generation of *Chattonella antiqua* bloom by imposing a shallow nutricline in a mesocosm. Limnol. Oceanogr. 40 : 1447-1460.
- 2) 渡辺正孝, 1994, 地球環境に果たす海洋の役割, 混相流, 8 : 187-194.
- 3) 渡辺正孝・木幡邦男, 1995, 赤潮の発生機構と青潮の生成環境, 環境科学会誌, 8 : 449-460.
- 4) Wang, X. L., Harada, S., Watanabe, M., and Koshikawa, H., 1996, Modelling the bioconcentration of hydrophobic organic chemicals in aquatic organisms, Chemosphere, (in press).
- 5) Koshikawa, H., Harada, S., Watanabe, M. and Sato, K., 1996, Relative contribution of bacterial and photosynthetic production to metazooplankton as carbon sources, J. Plankton Res., (in press).

### 学会等発表

- 1) 渡辺正孝・原田茂樹・木村敏彦・古賀武臣・佐藤一省, 1995, 円石藻 *Emiliania huxleyi* 細胞内の無機・有機炭素比と炭素同位体比の動態, 1995年度日本海洋学会.
- 2) 田中裕一郎・渡辺正孝, 1995, *Emiliania huxleyi* の炭酸カルシウム溶解過程に関する実験的研究 (I) - 加圧実験装置の試作, 1995年度日本海洋学会.
- 3) 越川海・原田茂樹・渡辺正孝・木暮一啓・佐藤一省, 1995, 沿岸域における海洋細菌の <sup>13</sup>C-Glucose Uptake と生産速度の相互関係について, 1995年度日本海洋学会.
- 4) 原田茂樹・越川海・渡辺正孝・木幡邦男, 1995, 海洋メゾコズムへの <sup>13</sup>C 直接添加による炭素の移動・循環に関する研究, 1995年度日本海洋学会.
- 5) 原田茂樹・越川海・渡辺正孝・佐藤一省, 1995, 海洋メゾコズム中の生態系遷移と炭素循環に関する研究: 表層・下層の炭素循環の比較, 第29回日本水環境学会.
- 6) 渡辺正孝・木幡邦男・木村敏彦・古賀武臣・佐藤一省, 1994, 円石藻 *Emiliania huxleyi* の増殖と全炭酸の動態, 1994年度日本海洋学会.
- 7) 原田茂樹・渡辺正孝・木幡邦男・庵谷晃・越川海, 1994, 海洋メゾコズム中の生態系遷移と炭素循環に関する研究: 1. 藻類種の変遷と諸形態炭素量の変遷, 第28回日本水環境学会.
- 8) 越川海・原田茂樹・渡辺正孝・木幡邦男・佐藤一省, 1994, 海洋メゾコズム中の生態系遷移と炭素循環に関する研究: 2. <sup>13</sup>C トレーサーを用いた炭素の形態変化, 第28回日本水環境

学会.

- 9) 原田茂樹・渡辺正孝・越川海・木幡邦男・功刀正行, 1994,  $^{13}\text{C}$ トレーサーを用いた海洋メゾコズム中の Carbon-Cycle に関する研究, 1994 年度日本海洋学会.
- 10) 越川海・原田茂樹・渡辺正孝・佐藤一省, 1994, 海洋メゾコズムへの  $^{13}\text{C}$  直接添加による炭素の移動・循環に関する研究, 1994 年度日本海洋学会.
- 11) 仁木拓志・東禎三・功刀正行・渡辺正孝, 1994, 微生物による DMSP の分解と DMS の生成 (II), 1994 年度日本海洋学会.
- 12) 功刀正行・渡辺正孝・仁木拓志・東禎三, 1994, 海水中の有機硫黄の存在状態 (II) - DMSP の分解と DMS の動態, 第 43 回日本分析化学会.