

う み

La mer

昭和 55 年 11 月

日 仏 海 洋 学 会

La Société franco-japonaise  
d'océanographie  
Tokyo, Japon

# 日 仏 海 洋 学 会

## 編 集 委 員 会

委員長 富永政英 (鹿児島大学)  
委員 有賀祐勝 (東京水産大学) 半沢正男 (舞鶴海洋气象台) 星野通平 (東海大学) 井上 実 (東京水産大学) 神田献二 (東京水産大学) 増田辰良 (東京水産大学) 森田良美 (東京水産大学) 西村 実 (東海大学) 杉浦吉雄 (鹿児島大学) 高木和徳 (東京水産大学) 高野健三 (筑波大学) 宇野 寛 (東京水産大学) 柳川三郎 (東京水産大学)

## 投 稿 規 定

1. 報文の投稿者は本会会員に限る。
2. 原稿は簡潔にわかりやすく書き、図表を含めて印刷ページで10ページ以内を原則とする。原稿(正1通, 副1通)は、(〒101)東京都千代田区神田駿河台2-3 日仏会館内 日仏海洋学会編集委員会宛に送ること。
3. 編集委員会は、事情により原稿の字句の加除訂正を行うことがある。
4. 論文(欧文, 和文とも)には必ず約200語の欧文(原則として仏語)の要旨をつけること。欧文論文には欧文の要旨のほか必ず約500字の和文の要旨をつけること。
5. 図及び表は必要なもののみに限る。図はそのまま版下になるように縮尺を考慮して鮮明に黒インクで書き、論文の図及び表には必ず英文(又は仏文)の説明をつけること。
6. 初校は原則として著者が行う。
7. 報文には1編につき50部の別刷を無料で著者に進呈する。これ以上の部数に対しては、実費(送料を含む)を著者が負担する。

---

Rédacteur en chef Masahide TOMINAGA (Kagoshima University)  
Comité de rédaction Yusho ARUGA (Tokyo University of Fisheries) Masao HANZAWA (Maizuru Marine Observatory) Michihei HOSHINO (Tokai University) Makoto INOUE (Tokyo University of Fisheries) Kenji KANDA (Tokyo University of Fisheries) Tatsuyoshi MASUDA (Tokyo University of Fisheries) Yoshimi MORITA (Tokyo University of Fisheries) Minoru NISHIMURA (Tokai University) Yoshio SUGIURA (Kagoshima University) Kazunori TAKAGI (Tokyo University of Fisheries) Kenzo TAKANO (University of Tsukuba) Yutaka UNO (Tokyo University of Fisheries) Saburo YANAGAWA (Tokyo University of Fisheries)

## RECOMMANDATIONS A L'USAGE DES AUTEURS

1. Les auteurs doivent être des membres de la Société franco-japonaise d'océanographie.
2. Les notes ne peuvent dépasser dix pages. Les manuscrits à deux exemplaires, dactylographiés sur papier fort, doivent être envoyés au Comité de rédaction de la Société franco-japonaise d'océanographie, c/o Maison franco-japonaise, 2-3, Kanda Surugadai, Chiyoda-ku, Tokyo, 101 Japon.
3. Le Comité de rédaction se réserve le droit d'apporter, le cas échéant, des modifications mineuses aux manuscrits ainsi que de demander aux auteurs de les corriger.
4. Des résumés en langue japonaise ou langue française sont obligatoires.
5. Les figures au trait seront tracées à l'encre de Chine noire sur papier blanc ou sur calque. Les légendes des figures et des tableaux sont indispensables.
6. Les premières épreuves seront corrigées, en principe, par les auteurs.
7. Un tirage à part des articles en cinquante exemplaires est offert gratuitement aux auteurs. Ceux qui en désirent un plus grand nombre peuvent les faire établir à leurs frais.

## A Geophysical Consideration of the Water in the Ushigomebori Moat

—Effect of the Shape of the Moat to the Seiche's Period—\*

Nobuo MORITANI\*\* and Tomosaburo ABE\*\*\*

**Abstract:** Seiche motion has been observed in the Ushigomebori Moat since September 1970. The shape of the moat was varied artificially by the subway constructions during the period from November 1971 to February 1974. It is recognized that the observed period of the mononodal seiche in the longitudinal direction changed according as the shape of the moat changed in that period. The observed period almost agrees well with the estimated period based on the one-dimensional model such as a Du Boys Method and a Defant Method, when the moat took a regular elongated shape. On the other hand, when the moat was a nearly L-shaped basin or a branched-out basin, the change of the period may be reasonably explained by the Impedance Theory of Neumann. The alteration of the oscillational mode of seiche due to the change of shape was estimated by the observations. These phenomena were fully confirmed by the experimental model basin of the moat.

### 1. Introduction

The Ushigomebori Moat, one of the defence moats of the ancient Edo Castle, is a desirable basin for studying the seiche motion because of its regular shape. Seiche motion in the moat has been studied in the earlier papers (MORITANI and ABE 1972, 1973, 1978, YANAI and ABE 1979). In this paper, the authors study on the changes of the period of the seiche due to the variation of the shape of the moat during the subway constructions under the moat.

The seiche motion has been studied by many researchers. The period of seiche in a roughly rectangular basin can be calculated by the Merian's Formula. The Defant Method (DEFANT 1918, 1960), Du Boys Method, Japanese Method (HONDA *et al.* 1908), Proudman's Method (PROUDMAN 1914) and some other method have been effectively applied to the elongated basin. Neumann's Impedance Theory (NEUMANN 1943, 1944) may be applicable in the L-shaped basin and the branched-out basin. Present authors

applied these theories to the seiche motion in the moat whose shape was artificially varied. In the period from September 21, 1973, to October 1973, the observed period gradually decreased owing to the removal of the sector walls which were built in the moat during the subway constructions. It is estimated that the oscillational mode of seiche was gradually altered according as the sector walls were removed. These phenomena were also investigated by the experimental channel.

### 2. Observed Results

In the moat, the water level has been observed by the portable wave gauge (cf. MORITANI and ABE 1977) at Stn. 1 or 2 as seen in Fig. 3-I. Analyzing the data obtained during the period from November 1970 to December 1973, monthly variations of the period of mononodal seiche in the longitudinal direction are shown in Fig. 1. The percentage of generation of the seiche whose amplitude is greater than 0.5mm and the monthly mean wind speed at Tokyo (J.M.A.) are also shown in the figure. In the upper figure, the most frequently observed periods are shown with solid circles, and the differences between minimum and maximum

\* Received May 28, 1980

\*\* Tokyo Center, Japan Weather Association, Chiyoda-ku, Tokyo, 101 Japan

\*\*\* Faculty of Science, Science University of Tokyo, Shinjuku-ku, Tokyo, 162 Japan

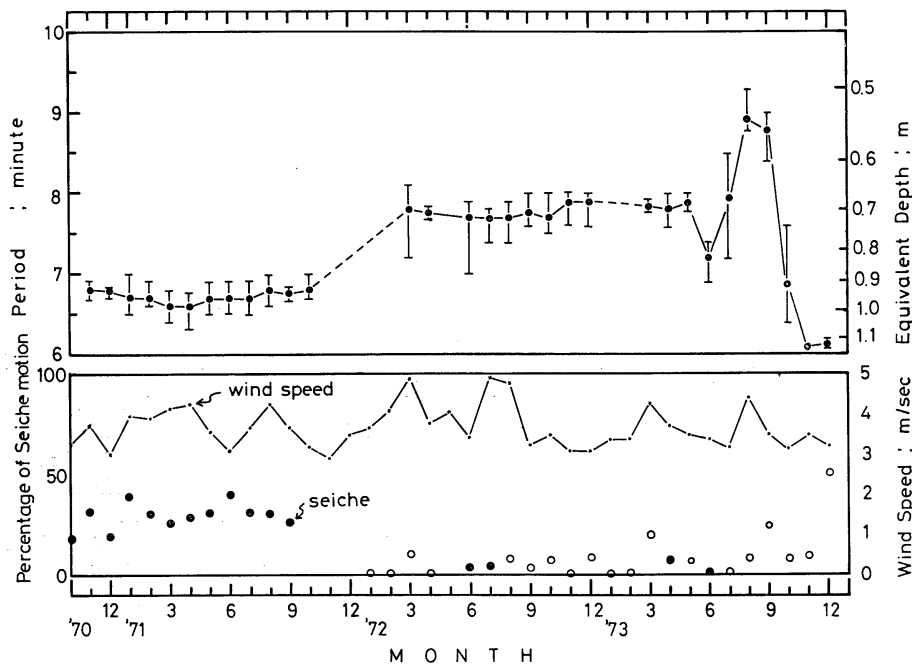


Fig. 1. Monthly changes of the seiche's period (upper), and of the wind speed at the moat and of the percentage of appearance of seiche motion whose amplitude is greater than 0.5 mm (lower). Open circles show the ratio for the small number of data.

values of the observed period are shown by the vertical segments of lines. The equivalent depth given by the Merian's formula is

$$h_e = 4L^2/gT_{OB}^2, \quad (1)$$

where  $L$  is the length of the moat and  $T_{OB}$  the observed period of the seiche.

It is seen that the period of the seiche from March 1972 to May 1973 is longer than that in the former by about one minute, and remarkable change in the period was recognized from May 1973 to December 1973. The daily variations of the observed period and those of the precipitation are shown in the upper and lower figures of Fig. 2, respectively. In the upper figure, the observed period at Stns. 1 and 2 is shown with the solid and open circles, respectively. The representative configurations of the moat in each period from (I) to (V) are shown in Fig. 3.  $S_1$  and  $S_2$  indicate the walls stood vertically in the moat during the subway constructions. Comparing Fig. 2 with Fig. 3, it is seen that the period of the mono-nodal seiche changes its values according to the varia-

tion of configuration of the moat. The representative records of the water level at Stn. 1 are shown in Fig. 4. In Fig. 4-I, the regular oscillations of the water level whose period was about 6 to 7 min. show the mono-nodal seiche motion in the moat in the longitudinal direction. In Fig. 4-IV, the period of oscillation was fairly longer than that in Fig. 4-I. The summarized general characteristics of the seiche's period from (I) to (V) are as follows:

(I) October 1970 ~ September 1971

Shape of the moat made nearly rectangular, and the observed period of the mono-nodal seiche became 6.7 min. on the average. The percentage of generation of seiche motion whose amplitude is greater than 0.5 mm became 20~40%. In this period the seiche motion was most frequently induced.

(II) October 1971 ~ June 1973

As shown in Fig. 3-II, the moat was divided longitudinally into two parts by a wall sector, and the shape of the part filled with water became narrower than ever. The variation of the observed period was fairly large and the



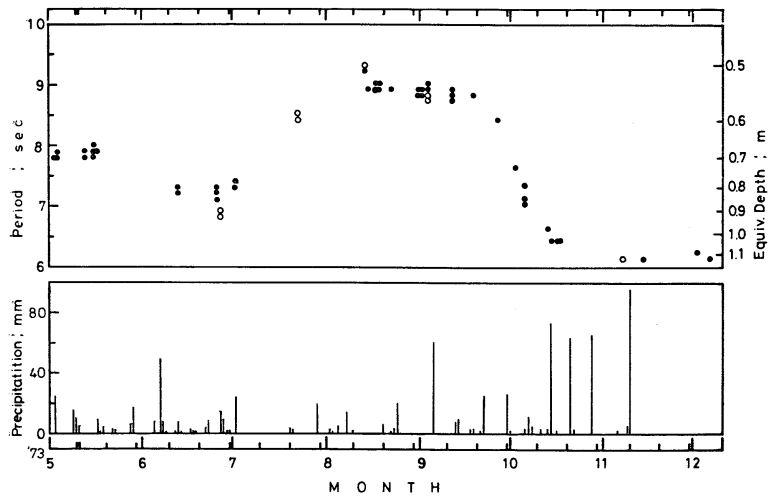


Fig. 2. Daily changes of the seiche's period (upper) and of the precipitation (lower).

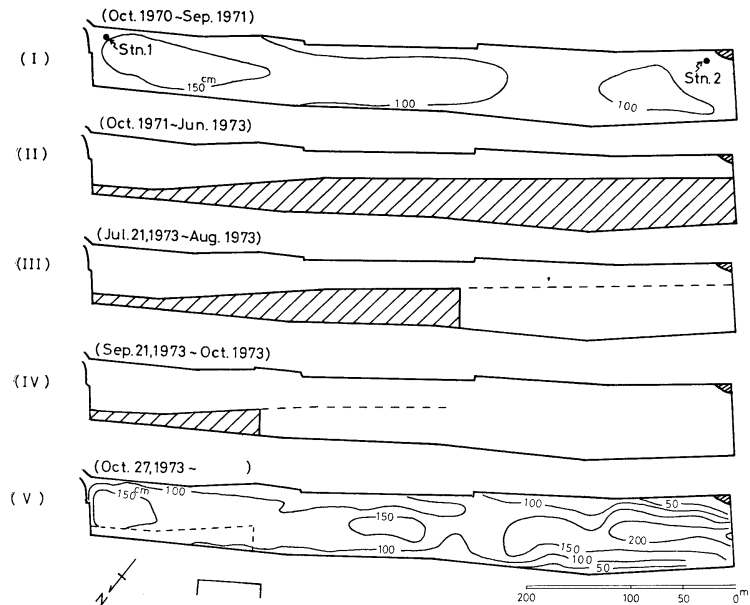


Fig. 3. Representative configuration of the moat. The shaded areas indicate parts of no water.  $S_1$  and  $S_2$ , dotted lines in (III) and (IV) respectively, are the walls which were constructed to prevent flowing out of water during the subway constructions.

mean period became 7.6 min. This was larger than that in the former case (I) by about one minute. The period in June became shorter than that in the former. It may be caused by the temporary increase of the water level due to the subway constructions.

(III) July 21, 1973 ~ August 1973

It is recognized that the end of the wall sector  $S_1$ , which is shown in Fig. 3-III with the broken line, was removed on September 21, and the other walls were also gradually removed in the right direction until the last ten days of September 1973. The observed period of the seiche indicates fairly large value

of about 9 min. The elongation of the period cannot be explained by the one dimensional model such as Merian's formula. It was caused by the deformation of the shape by the wall sector  $S_1$ .

(IV) September 21, 1973 ~ October 1973

The wall sector  $S_2$  in the moat, which is shown in Fig. 3-IV with the broken line, was removed at the end of right-hand side, and it was gradually removed to the left until the last ten days of October. According to the removal of the wall sector  $S_2$ , the observed period was decreased gradually from 9 to 6 min. Therefore, it is estimated that the oscillational mode of the seiche motion was also varied according to the length of  $S_2$ .

(V) October 27, 1973 ~

In this period, the other wall sectors were removed and the moat restored its original shape, although its mean depth became greater than the original one by about 20 cm. As shown in Fig. 2, the observed period was about 6 min. and it was shorter than that in the case (I).

As the shape of the moat in the cases (I), (II) and (V) was roughly rectangular or simply elongated, it was estimated that the most predominant seiche was mono-nodal one to the longitudinal direction. The calculated periods by the Merian's formula ( $T_{MR}$ ), Du Boys method ( $T_{DB}$ ) and Defant method ( $T_D$ ) are listed in Table 1. As shown in the table, all the theoretical values of  $T_{MR}$ ,  $T_{DB}$ ,  $T_{DF}$  almost agree well with the observed values in the cases (I) and (III), since the shape of the moat was nearly rectangular in these periods. On the other hand, in the case (II), the cross sectional area in the Iidabashi side (right-hand

side of the moat) was much larger than that of the Ichigaya side (lefthand side of the moat), as shown in Fig. 5. Hence, the shape of the moat was relatively deformed from the rectangular shape in this period. The value of  $T_{MR}$  was fairly larger by about 30 sec than that of  $T_{DB}$  or  $T_{DF}$  in the case (II). The latter value was much closer to the observed value than the former one. It is seen that the Merian's formula could not be applied to such a deformed shape from the rectangular basin.

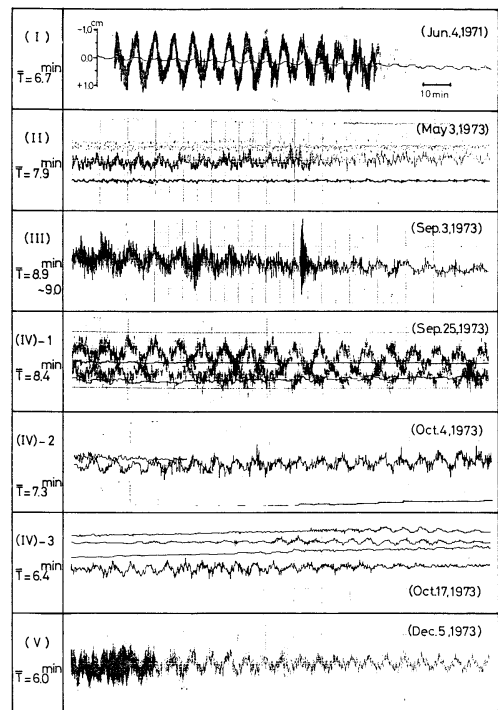


Fig. 4. Records of the seiche in each period.  $\bar{T}$  indicates the mean period of the seiche.

Table 1. Seiche's period in the elongated moat.  $\Delta h$  and  $\Delta T$  indicate the deviation of depth and theoretical period, respectively.

Period	$h \pm \Delta h$ (cm)	$T_{MR} \pm \Delta T$ (sec)	$T_{DB} \pm \Delta T$ (sec)	$T_{DF} \pm \Delta T$ (sec)	$T_{OB}$ (sec)
I Dec. 1970-Sept. 1971	107+10 -10	377+21 -17	382+22 -19	376+21 -18	400
II Dec. 1971-June 1973	114+10 -10	365+17 -15	393+21 -18	395+22 -18	470, 430
V Nov. 1973-Dec. 1973	114+10 -10	366+17 -15	367+18 -16	365+18 -16	370

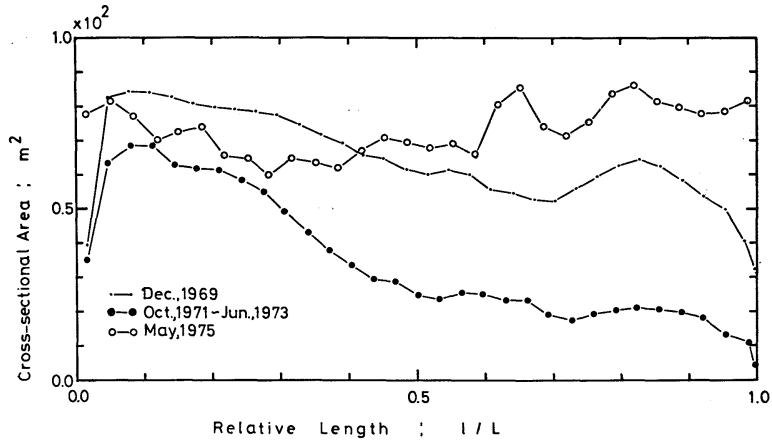


Fig. 5. Variations of the cross sectional area.  $l/L=0$  corresponds to the end of the Idabashi side and  $l/L=1$  the other end.

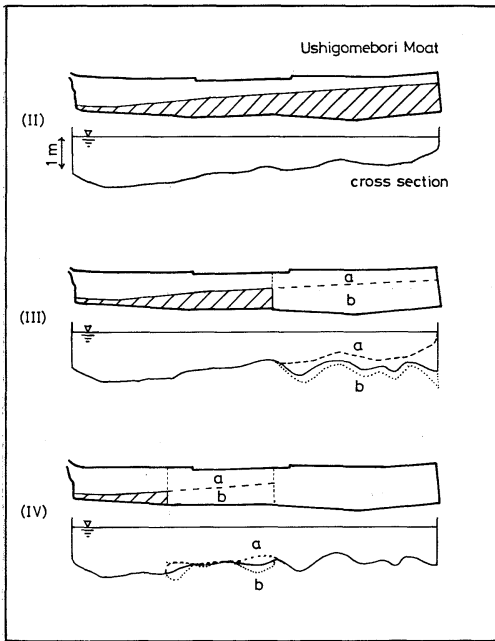


Fig. 6. Configuration of the moat in the periods (II), (III) and (IV). The broken line shows the mean depth in Area a and the dotted line in Area b.

**3. Discussions based on the Impedance Theory of Neumann**

The schematic shape and the cross section of the moat in the cases (II), (III) and (IV) are shown in Fig. 6. As seen in the figure, the moat was a roughly L-shaped basin or a

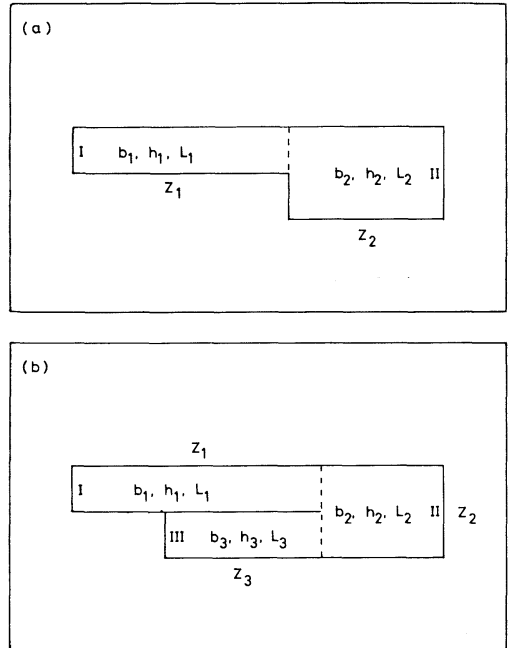


Fig. 7. Models of the L-shaped (a) and the branched-out basin (b).

branched-out basin in the cases (III) and (IV). Moreover, we try to consider the shape in the case (II) as L-shaped. Now, we will discuss on the seiche motion in the L-shaped basin and the branched-out basin on the basis of the Impedance Theory of NEUMANN (1944).

(1) L-shaped Basin

We consider the L-shaped basin as the com-

bined basin along the dotted line in Fig. 7(a). In this case, the impedance of the basin, closed on one end, is given by

$$Z_i = -\frac{j\rho c_i}{S_i} \cot \frac{\sigma L_i}{c_i}, \quad (2)$$

where  $Z_i$  means impedance,  $S_i$  cross sectional area,  $b_i$  width,  $h_i$  depth,  $L_i$  length and  $c_i$  phase velocity. In the L-shaped basin, the impedance  $Z_1$  and  $Z_2$  are connected in series, then the total impedance  $Z$  becomes

$$Z = Z_1 + Z_2.$$

$Z=0$  gives the period of free oscillation in the L-shape basin, so

$$Z_1 + Z_2 = 0. \quad (3)$$

From the equations (2) and (3), the following equation is obtained;

$$b_1 c_1 \tan \frac{\sigma L_1}{c_1} + b_2 c_2 \tan \frac{\sigma L_2}{c_2} = 0. \quad (4)$$

Solving the value of  $\sigma$  from the equation (4), we can obtain the characteristic frequency of the period in the L-shaped basin.

(2) Branched-out Basin

In the case of the branched-out basin as seen in Fig. 7(b), we consider three kinds of basins which are connected with each other along the broken line. After the experimental investigations of the model basin in the following section, we found that the water masses oscillated with in-phase between 2 and 3, and out-of-phase between 2 and 1. Then we assume that the impedance  $Z_2$  and  $Z_3$  are connected in parallel, and the combined impedance is connected with  $Z_1$  in series. So, the total impedance  $Z$  of the branched-out basin becomes

$$Z = Z_1 + \frac{Z_2 Z_3}{Z_2 + Z_3}.$$

With  $Z=0$ , the period of free oscillation can be given by the following equation;

$$b_1 c_1 \tan \frac{\sigma L_1}{c_1} + b_2 c_2 \tan \frac{\sigma L_2}{c_2} + b_3 c_3 \tan \frac{\sigma L_3}{c_3} = 0. \quad (5)$$

(3) Comparison with the Observed Results in the Moat

The values of  $L_i$ ,  $b_i$  and  $h_i$  ( $i = 1, 2, 3$ ) in the cases (II), (III) and (IV) are shown in Table 2. In the table,  $T_{NM}$  means the theoretical period given by the equation (4) or (5), and  $T_{OB}$  means the observed mean period in each case.  $T_{NM}$  is smaller than  $T_{OB}$  by about 100 sec in the case (II). It seems that the value of  $T_{DB}$  or  $T_{DF}$ , which is obtained by the one-dimensional model, is closer to the observational period than that of  $T_{NM}$ . In the case (III), the mode of oscillation may be considered as the L-shaped basin. In this case, the length of the sector wall  $S_1$  gives no effects to the mode, and the period in this case keeps nearly constant values in agreement with the observations. In the case (IV),  $T_{NM}$  gradually decreased according as the length of the sector wall  $S_2$  decreased when the length was not less than one half of the total length of the moat. Therefore, the change of period caused by the change of length of the sector is well explained on the basis of the Neumann Impedance Theory.

4. Investigations by the Model Basins

For the purpose of discussing the change of the period with the variations of the configuration of the moat in the cases (III) and (IV), we carried out the following experiments with

Table 2. The theoretical periods calculated by the Impedance Theory of Neumann and the observed ones.

Period	Shape	$L_1$ (m)	$b_1$ (m)	$h_1$ (m)	$L_2$ (m)	$b_2$ (m)	$h_2$ (m)	$L_3$ (m)	$b_3$ (m)	$h_3$ (m)	$T_{NM}$ (s)	$T_{OB}$ (s)
II	L-shaped	256	39.1	1.39	354	24.1	0.85	—	—	—	365	470
III	L-shaped	354	35.3	1.32	256	67.6	1.16	—	—	—	615	530
IV	branched-out	354	35.3	1.32	256	67.6	1.16	202	31.0	0.96	553	500
		305	37.8	1.35	305	66.7	1.16	153	29.2	0.92	426	∧
		244	39.1	1.38	366	65.5	1.16	92	26.5	0.77	—	380

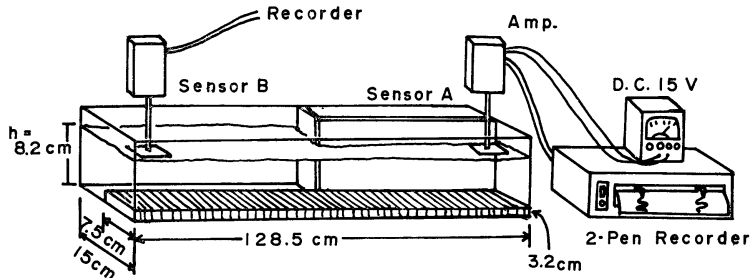


Fig. 8. Schematic diagram of the experimental model basin (I).

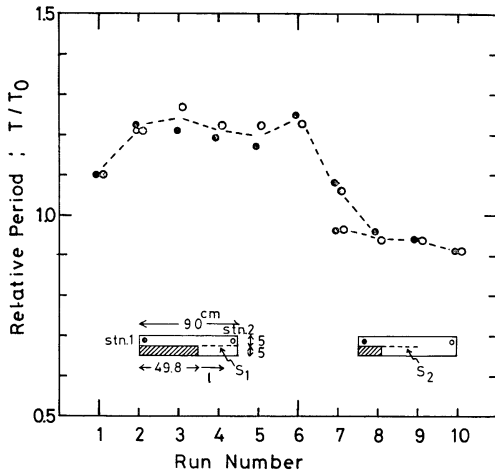


Fig. 9. Relation between the period and the shape of the model basin.

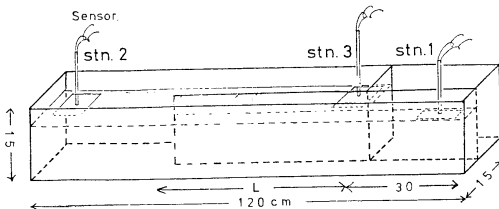


Fig. 10. The experimental model basin (II). The length  $L$  of the sector wall  $S_2$  was varied in each case.  $L$  for each run number is shown below.

Run no.	1	2	3	4	5	6	7
$L$ (cm)	90	65	55	45	35	25	15

the small model basin of the moat.

(1) Change of the Period with the Variations of Shape

The basin is 128.5 cm long, 15.0 cm wide and 5.0 cm deep in the shadowed area, and 8.2 cm deep in the deeper area, as shown in Fig. 8. The experimental results with the model basin

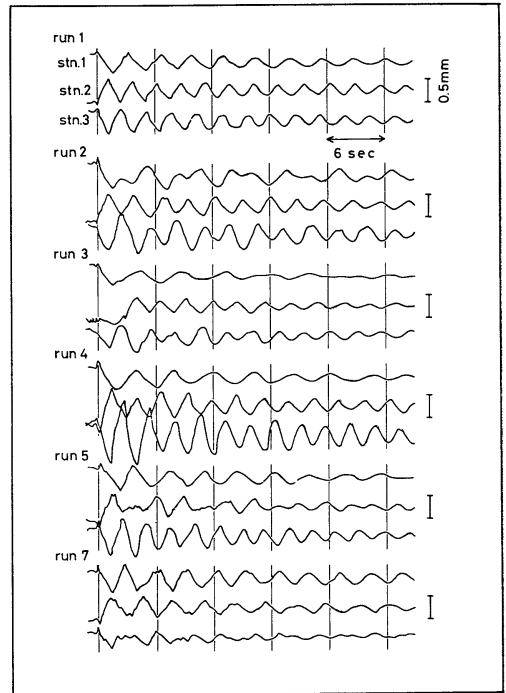


Fig. 11. Records in the model basin (II).

are shown in Fig. 9. In the figure,  $T_0$  means the theoretical period calculated by the Merian's formula in the shadowed area, when the basin is divided into two parts by a sector. The observed period is shown with the solid and open circles; the former was observed at Stn. 1 and the latter at Stn. 2 in Fig. 9. As seen in Runs 2 to 6, the observed period kept nearly constant values. It is seen that the most of oscillation of the seiche is slightly affected by the existence of the wall sector  $S_1$ . In Runs 7 to 10, the wall sector  $S_2$  was gradually removed to the left. In this case, it is seen that

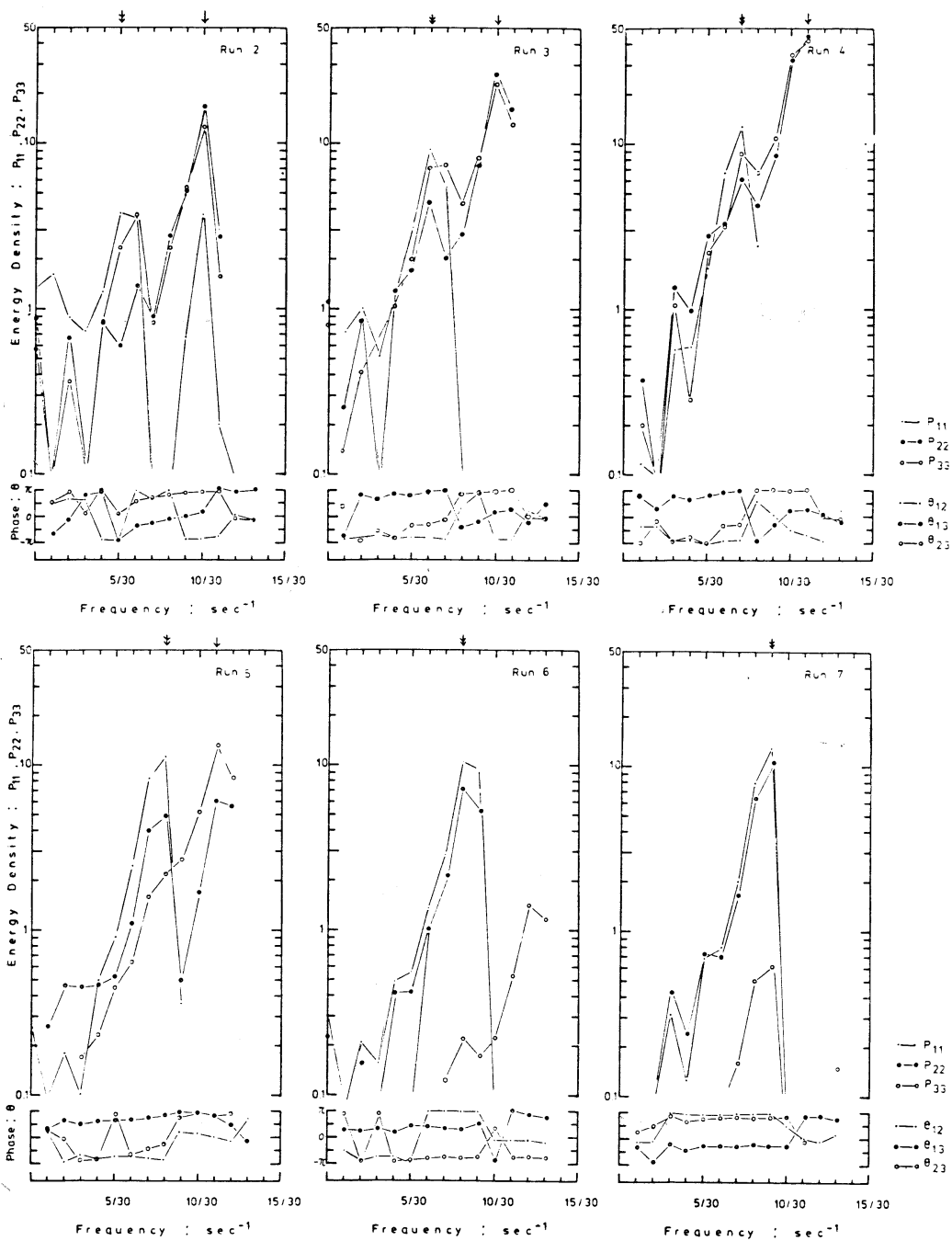


Fig. 12. Results of the spectral analysis in the model basin (II).  $P_{11}$ ,  $P_{22}$  and  $P_{33}$  indicate the power spectra at Stns. 1, 2 and 3, respectively, and  $\theta_{12}$ ,  $\theta_{13}$  and  $\theta_{23}$  the phase shift between Stns. 1 and 2, 1 and 3, and 2 and 3, respectively.

the period gradually decreased according to the removal of  $S_2$ . Comparing Fig. 9 with Fig. 2 or Fig. 3, we have found that the phenomenon of the change of period in the moat was reformed fairly well by the experimental model basin.

## (2) Investigations of the Transition of the Mode

We will study the transition of the mode of the seiche motion due to the removal of the sector  $S_2$  as shown above. The model basin is shown in Fig. 10, and the water level is observed at Stns. 1, 2 and 3 by the capacity-type wave gauge. Some examples in each run number are shown in Fig. 11. The analog records of water level at Stns. 1, 2 and 3 are read out with an interval of one second among total 100 sec each, and the power spectra and cross correlation are computed with maximum lag of 20 sec by the method of Blackmann-Tukey. In Fig. 12, the results of spectral analysis for Stns. 1, 2 and 3 are shown. It is seen that the peak of the lower frequency components gradually shifts towards the higher frequency bands. At Stn. 1, the frequency of the maximum power density is decreased due to the removal of the wall sector  $S_2$  and the phase angle of the frequency components between Stns. 1 and 2 or 3 is nearly  $\pi$ , when the length of  $S_2$  is not larger than one half. In this case, the water masses around Stn. 3 oscillates nearly in phase with that at Stn. 2. Inversely, they oscillate out-of-phase with that at Stn. 1.

On the other hand, for the smaller length of  $S_2$ , the water nearby at Stn. 3 oscillates in phase with that around Stn. 1 and out-of-phase with that around Stn. 2. Consequently, it is found that the nodal line of the seiche motion gradually transfers according to the length of the sector when its length is not larger than one half of the total length of the basin. And for the smaller sector, the nodal line may be located always nearly in the central parts of the basin.

## 5. Concluding Remarks

The shape of the moat was varied artificially by the subway constructions, and the observed period of seiche changed according to the shape of the moat. Following results are obtained:

(1) The estimated periods by the Merian's formula, Du Boys Method and Defant Method coincided fairly well with the observed period. The Du Boys Method and Defant Method are also applicable to the simply elongated basin but the fairly deformed shape.

(2) When the moat was a L-shaped or a branched-out basin, the observed period of seiche motion can be explained by the Impedance Theory of Neumann.

(3) The alterations of the mode of oscillation of seiche are estimated by the observations when we remove the sectional wall. These phenomena were fully recognized by the experimental model basin of the moat.

## Acknowledgement

The authors wish to express sincere thanks to the members of the Basic Research on Wind Waves (Haro Kenkyu-kai, in Japanese) for their valuable advice. Thanks are due to Mr. N. Fukuchi of Science University of Tokyo, Mr. A. Yanai of Mejiro Gakuen Women's Junior College, and Mr. A. Arai and Mr. H. Takayama of Science University of Tokyo, for their helpful discussions and valuable suggestions. Thanks are due to all the graduated students of Abe Seminar for their help during the observations in the Ushigomebori Moat. Thanks are also due to Mrs. K. Furukawa for her kind help through the observations in the moat.

## References

- DEFANT, A. (1918): Neue Methode zur Ermittlung der Eigenschwingen (Seiches) von abgeschlossenen Wassermassen (Seen, Buchten usw.). *Ann. Hydr. Mar. Met.*, **46**, 78-85.
- DEFANT, A. (1960): *Physical Oceanography* (II). Pergamon Press. p. 142-253.
- HONDA, K., T. TERADA, Y. YOSHIDA and D. ISHITANI (1908): Secondary undulations of oceanic tides. *J. Colf. Sci., Imp. Univ. Tokyo*, **24**, 1-117.
- MORITANI, N. and ABE, T. (1972): A geophysical consideration of the water in the Ushigomebori Moat—On the seiche of the moat—. Preprint 2nd Intern. Ocean Devel. Conf., **1**, 270-281.
- MORITANI, N. and ABE, T. (1973): A geophysical consideration of the water in the Ushigomebori Moat—On the seiche motion in the moat

- II— La mer, **11**, 196-204.
- MORITANI, N. and ABE, T. (1977): A portable long-period wave recorder. La mer, **15**, 31-39. (in Japanese)
- MORITANI, N. and T. ABE (1978): A geophysical consideration of the water in the Ushigomebori Moat—On the transversal seiche motion induced by the Nemuro-Hanto-Oki earthquake on June 17, 1973—. La mer, **16**, 188-197.
- NEUMANN, G. (1943): Über die Periode freier Schwingungen in zwei durch einen Kanal miteinander verbundener Seen. Ann. Hydr. Mar. Met., **71**, 409-419.
- NEUMANN, G. (1944): Die Impedanz mechanischer Schwingungssysteme und ihre Anwendung auf die Theorie der Seiches. Ann. Hydr. Mar. Met., **72**, 65-79.
- PROUDMANN, J. (1914): Free and forced longitudinal tidal motion in a lake. Proc. London Math. Soc., **14**.
- YANAI, A. and T. ABE (1979): Seiche motions induced by wind in the Ushigomebori Moat. La mer, **17**, 78-82.

## 牛込濠水の地球物理学的考察

### ——濠の形状変化に伴う静振周期の変動——

森谷 誠生, 阿部 友三郎

要旨: 牛込濠における静振の観測は, 1970年9月以来実施されている。1971年11月から1974年2月の期間は, 地下鉄工事のため人為的に濠の形状が変形された。この期間において, 濠に縦の方向の単節静振の周期が変動しているのが認められた。濠が単調に細長い形状を成している期間は, 観測された静振の周期は, DU BOYS や DEFANT などの一次元モデルによる推算値と良好に一致した。一方, 濠がL字形ないしは枝分れした形状のときには, NEUMANN の Impedanz 理論によって静振周期の変動を説明し得た。濠の形状変化に応じて静振の振動モードが推移していくのが観測結果から推察され, この現象は模型水槽による室内実験によって確認された。



## Influence de la Combinaison des Facteurs Température et Salinité sur la Croissance Larvaire de *Macrobrachium rosenbergi* (De Man) (Palaemonidae, Decapodes Crustacés)\*

Yutaka UNO\*\* et Hiroki YAGI\*\*

**Résumé:** Nous avons calculé le taux de métamorphose des larves, la durée du stade larvaire et les longueurs de carapace des postlarves sur *Macrobrachium rosenbergi* élevées dans 30 combinaisons différentes de température et de salinité. La température varie de 20,0 à 35,0°C et la salinité de 4,5 à 18,4‰ Cl. Cette espèce peut métamorphoser dans les conditions suivantes: lorsque le niveau de salinité est 4,5‰ Cl, la température de l'eau peut varier de 26,1 à 31,9°C, pour des salinité 7,6 et 11,1‰ Cl, la température est comprise entre 26,1 et 35,0°C, pour 15,0‰ Cl de salinité, de 29,1 à 31,9°C, pour 18,4‰ Cl de salinité, l'intervalle de température est de 29,1 à 35,0°C. L'équation de Van't Hoff est applicable pour calculer la relation qui existe entre la durée du stade larvaire en jours (T) et la température de l'eau en degrés Kelvin (K). Les valeurs de  $Q_{10}$  sont de 1,39 à 2,47 pour des salinités de 7,7 à 18,4‰ Cl. Pour la longueur de la postlarve, l'influence de la température est significative à 5 % de risque mais pas celle de la salinité. Ensuite nous avons estimé le taux de mortalité par la méthode de BOX et YOULE d'après la mortalité observée au cours cette expérience.

### 1. Introduction

La crevette *Macrobrachium rosenbergi* (DE MAN) est actuellement une espèce commercialement très importante dans le monde. Elle vit en eau douce et estuaires de la région Indo-Pacifique. Récemment la culture de cette espèce a été mise au point mais il reste quelques problèmes au niveau biologique. Par exemple le rendement que l'on obtient varie en fonction de climat, particulièrement la température et la pluviosité sont de première importance, bien qu'il semble difficile d'expliquer ce phénomène biologiquement (ALDEROICE 1972, COSTLOW *et al.* 1960). D'après l'étude de l'influence de la température et de la salinité, on peut penser que la combinaison de ces deux facteurs agit sur la croissance larvaire de *Macrobrachium rosenbergi*. Nous remercions tout particulièrement Messieurs le professeur honoraire T. KUROKI à l'Université des Pêches de Tokyo et le professeur K. KATSURA à l'Institut de

Technologie de Tokyo qui ont mis à notre disposition leurs programmes d'informatique et nous ont souvent conseillé.

### 2. Matériel et méthode

Les larves de *Macrobrachium rosenbergi* utilisées pour cette expérience proviennent de la 4ème génération de larves élevées dans notre Laboratoire d'Ecologie animale, où sa première génération a été importée de Malaisie en 1973.

Pour récolter les larves qui éclosent au stade zoé, les crevettes gravides sont placées dans un bac (30 l; 8,9‰ Cl). L'expérience commence immédiatement après l'éclosion.

Les différents élevages larvaires ont été réalisés dans le même type de bassin et en même temps dans notre laboratoire. Les bassins utilisés sont des aquariums en verre de 50 litres munis d'un double fond et d'un air lift. Ils fonctionnent en circuit fermé avec un débit d'eau et environ 200 ml par minute.

Les filets d'élevage sont suspendus dans l'eau au milieu de l'aquarium. Leurs dimensions sont 180×153×125 mm et 0,095 mm de maille (article japonais normalisé No. XX 13).

\* Reçu le 28 Mai 1980

\*\* Laboratoire d'Ecologie Animale, Université des Pêches de Tokyo, Konan 4, Minato-ku, Tokyo, 108 Japan

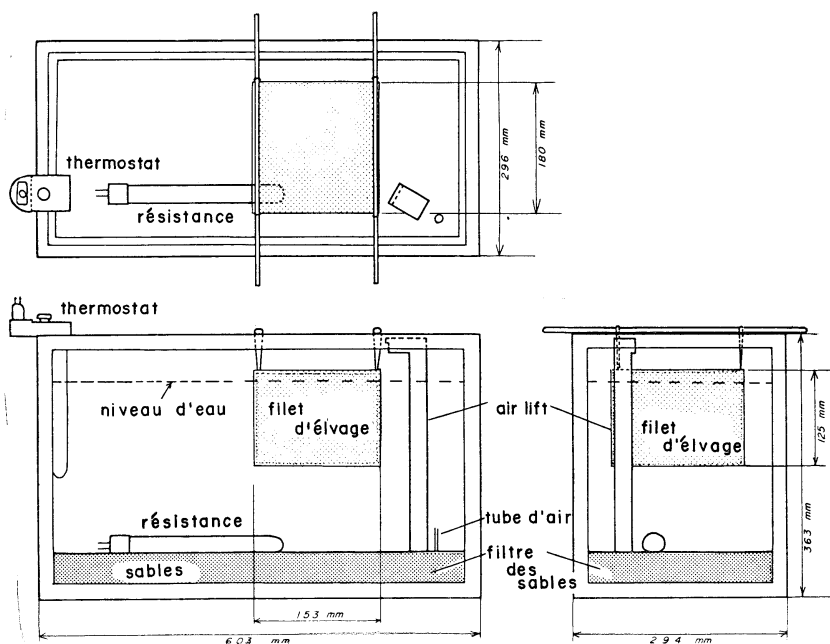


Fig. 1. Système de bassin d'essai; Filtrage et circulation d'eau.

Les aquarium sont remplis de 45 litres d'eau de température et de salinité précises. Les larves réparties au hasard, sont au nombre de 50 individus exactement dans chaque filet. Ce système déjà appliqué par IGARASHI (non publié) a donné de bons résultats chez les crevettes du genre de *Palaemon*.

Elles ont été nourries à 10 heures chaque matin avec le Brachiopode *Artemia salina* au stade nauplius juste éclos dont les oeufs provenaient de San Francisco à cause de leur plus haute valeur calorique ensuite la viande de clams *Tapes philippinarum* a été utilisée comme nourriture adjuvante à partir du 14<sup>ème</sup> jour jusqu'au postlarve.

Afin de préciser l'influence de la température et de la salinité sur les crevettes larvaires, nous avons réalisé les 30 combinaisons indiquées au Tableau 1, et calculé chaque fois le taux de métamorphose (en pourcentage de survie des larves). Pour réaliser les différents taux de salinité de chaque combinaison, de l'eau douce filtrée dans le filtre à charbon a été ajoutée.

La longueur de la carapace des postlarves et la durée larvaire (en jour) ont été également

prises en compte.

La température est maintenue constante grâce à une résistance et un thermostat, et pour éviter l'influence climatique, la régularisation est réalisée chaque matin. La salinité (chlorinité) est titrée par argentimétrie ( $\text{AgNO}_3$ ). La longueur de carapace des postlarves est mesurée immédiatement après la métamorphose, sans les tuer, à l'aide d'un micromètre sous microscope binoculaire. La longueur de la carapace est prise de la base des pédoncules oculaires au bout postérieur de la carapace. Après la mesure les postlarves sont placées dans une solution à 8% de formol neutre pour les conserver comme spécimen.

### 3. Résultats

Les 1750 larves, stade zoé, juste après l'éclosion sont élevées avec les 30 combinaisons différents de température et de salinité indiquées au Tableau 1, (donc 50 larves par combinaisons). La température varie de 20,0 à 35,0°C et la salinité de 4,5 à 18,4‰ Cl. Le Tableau 1 et la Fig. 2 indiquent le taux de métamorphose des larves dans les conditions suivantes: lorsque le

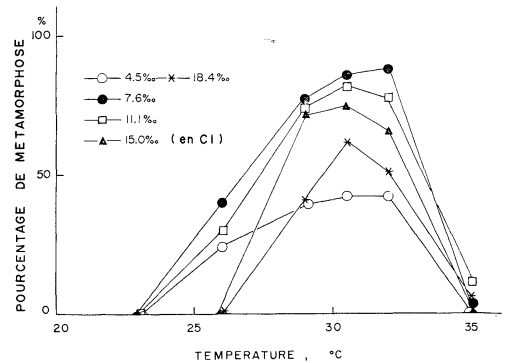
Tableau 1. Influence des combinaisons de la température et de la salinité sur la métamorphose chez des larves de *Macrobrachium rosenbergi*. PM, pourcentage (%) de métamorphoses; T, durée larvaire en jours.

Température °C		Cl (‰)				
		4,5±0,20	7,6±0,31	11,1±0,48	15,0±0,44	18,4±0,17
23,0±0,3	PM T	0 —	0 —	0 —	0 —	0 —
26,1±0,2	PM T	24,0 37,8±3,60	40,0 43,1±5,69	30,0 34,7±2,20	0 —	0 —
29,1±0,3	PM T	40,0 32,4±2,42	78,0 24,7±2,69	74,0 29,8±2,32	72,0 26,8±1,84	42,0 35,5±3,56
30,5±0,4	PM T	44,0 36,6±2,35	86,0 27,5±2,36	82,0 24,6±2,13	74,0 26,8±2,39	62,0 27,2±1,74
31,9±0,5	PM T	44,0 25,1±1,79	88,0 24,9±2,73	78,0 25,1±2,98	66,0 24,2±3,39	52,0 23,4±1,79
35,0±0,4	PM T	0 —	4,0 27,0±1,0	12,0 28,0±0	0 —	6,0 28,0±0

niveau de salinité est 4,5‰ Cl, la température de l'eau peut varier de 26,1 à 31,9°C, pour des salinités 7,6 et 11,1‰ Cl, la température est comprise entre 26,1 à 35,0°C, pour 15,0‰ Cl de salinité, de 29,1 à 31,9°C, pour 18,4‰ Cl de salinité, l'intervalle de température est de 29,1 à 35,0°C. Par contre, pour 4,5‰ Cl de salinité aucune larve ne vit au dessus de 35,0°C et en dessous de 23,0°C de température, pour des salinités égales à 7,6 et 11,1‰ Cl, il n'y a pas de vie en dessous de 23,0°C, au niveau de 15‰ Cl de salinité, aucune larve ne vit au dessus de 35,0°C et en dessous de 26,1°C, au niveau de 18,4‰ Cl, aucune vie en dessous de 26,1°C.

Les conditions convenables pour obtenir plus de 50% du survie sont à l'intérieur du cadre en pointillé sur le Tableau 1. Si la salinité est inférieure à 4,5‰ Cl, le pourcentage de survie, quelque soit la température, n'excède jamais 50%.

Le Tableau 2 représente les durées du stade larvaire (de l'éclosion à la métamorphose) en jours en fonction des combinaisons de température et de salinité. A mesure que la température augmente, la durée moyenne du stade larvaire diminue de même que la variation (déviation standard). Le nombre de métamorphoses quotidiennes est indiqué sur la Fig. 3.

Fig. 2. Influence des combinaisons de la température et de la salinité sur la métamorphose chez des larves de *Macrobrachium rosenbergi*.

L'équation de Van't Hoff est applicable pour calculer la relation qui existe entre la durée du stade larvaire en jours (T) et la température de l'eau en degrés Kelvin (H). Nous avons calculé d'abord la relation entre H et T avec la méthode de YAGI (1929) avec les valeurs du Tableau 2, puis la valeur du  $Q_{10}$ .

pour une salinité de 7,6‰ Cl

$$\log 1/T = 14,68 - 3,6H \times 10^{-3}$$

pour une salinité de 11,6‰ Cl

$$\log 1/T = 11,17 - 2,61H \times 10^{-3}$$

pour une salinité de 15,0‰ Cl

$$\log 1/T = 6,96 - 1,33H \times 10^{-3}$$

Tableau 2. Nombre de métamorphoses de *Macrobrachium rosenbergi* dans différentes combinaisons de température et de salinité; a, b, c, d et e représentent les températures de 26, 1, 29, 1, 30, 5, 31, 9 et 35, 0°C.

Jour après éclosion	Cl (‰)																									
	4,5					7,6					11,1					15,0					18,4					
	a	b	c	d	e	a	b	c	d	e	a	b	c	d	e	a	b	c	d	e	a	b	c	d	e	
19 Jours										1																
20										3			1	2					1						2	
21				1			6		3				1	4					7						1	
22				3			3		3				2	2					9						6	
23				2			4	2	2				5	3					4	1					9	
24				0			8	1	6				12	6				6	1	1				3	4	
25				3			4	6	5				3	11	6			2	6	3				3	3	
26				7			5	3	7	1			1	4	4			12	8	1				4	2	
27		1		6			4	10	7	0			3	3	4			6	6	4				5	1	
28		0					1	11	5	1			3	0	5	6		0	5	3				10	0	3
29		0					1	3	1				2	1	1			6	1	1				3	1	
30		2	1				2	2	1				10	0	1			0	3	1				3		
31		4	0				1	1					1	6	0	0		4	1	0				4		
32		5	0					2					1	8	0	0			2	0				1		
33		3	0					2					2	0	1	0			0					0		
34		2	1	1			1						2	0	1				1					3		
35		1	2	7			1						6	1										4		
36		1	1	1			4						0											3		
37		5	0	6			0						2											2		
38		0	1	2			0						0											0		
39		0		0			0																	0		
40		1		2			0																	0		
41		0		2			0																	3		
42		0					0																	0		
43		1					3																	1		
44		0					0																			
45		0					4																			
46		1					2																			
47							1																			
48							1																			
49							1																			
50							0																			
51							1																			
52							0																			
53							1																			
Totale		12	20	22	22	0	20	39	43	44	2	15	37	41	39	6	0	36	37	33	0	0	21	31	26	3
Pourcentage de métamorphose		24	40	44	44	0	40	78	86	88	4	30	74	82	78	12	0	72	78	66	0	0	42	62	52	6

pour une salinité de 18,4‰ Cl

$$\log 1/T = 7,68 - 1,56H \times 10^{-3}$$

Ces résultats sont indiqués sur le Fig. 4 et l'on peut calculer la valeur de  $Q_{10}$  entre 25°C et 35°C par la méthode de YAGI. On trouve

ces valeurs dans le Tableau 3. Chez *Macrobrachium rosenbergi*, la valeur de  $Q_{10}$  est maximale pour une salinité de 7,6‰ Cl et elle diminue rapidement à mesure que la salinité augmente.

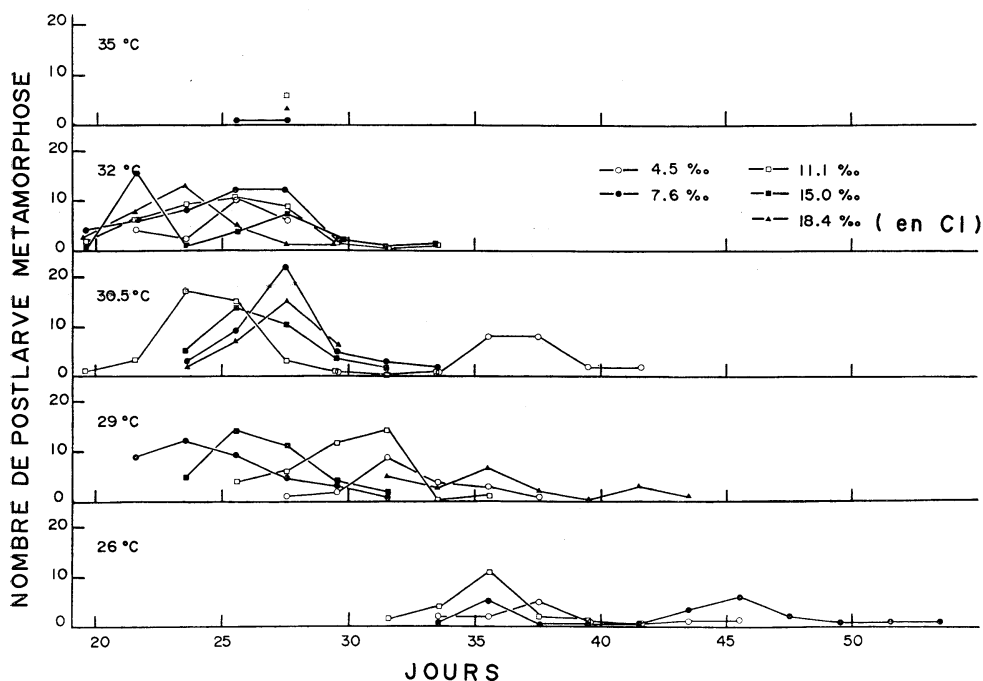


Fig. 3. Nombre de métamorphoses de *Macrobrachium rosenbergi* dans les différentes combinaisons de température et de salinité.

Tableau 3. Valeurs de  $Q_{10}$  selon l'équation de Van't Hoff.

7,6 ‰ Cl	2,468
11,1	1,925
15,0	1,393
18,4	1,445

Les combinaisons de température et de salinité pour lesquelles la survie dépasse 50% sont indiquées ci-dessous; pour une salinité de 7,6‰ Cl la température minimum est de 26,7°C et la température maximum de 33,4°C, de même pour une salinité de 11,1‰ Cl minimum 27,4°C, maximum 32,9°C, pour une salinité 15,0‰ Cl minimum 28,2°C, maximum 32,8°C, pour une salinité de 18,4‰ Cl minimum 29,7°C, maximum 32,1°C.

Comme on peut voir sur le Tableau 4 et sur la Fig. 5, la région dépassant 80% de survie est extrêmement petite et la variation de la température diminue évidemment à mesure que la salinité augmente.

On peut calculer la zone qui a été déjà présentée ci-dessus avec l'hypothèse de BOX et

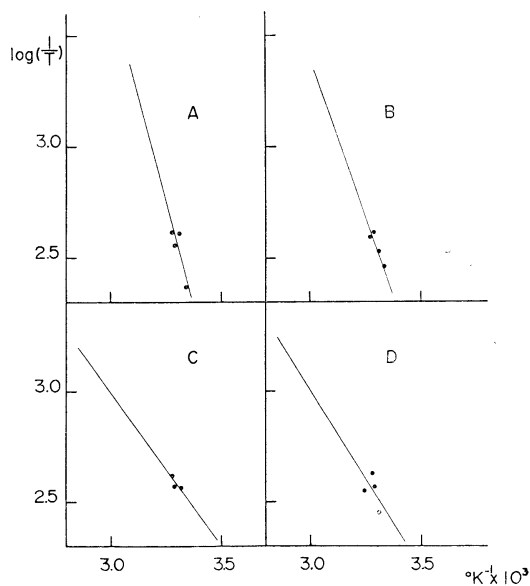


Fig. 4. Relation entre la température ( $^{\circ}K$ ) et la durée larvaire ( $T$ ) dans 4 différentes combinaisons; A 7,6 ‰ Cl; B 11,1 ‰ Cl; C 15,0 ‰ Cl; D 18,4 ‰ Cl.

Tableau 4. Pourcentage de métamorphoses des crevettes larvaires *Macrobrachium* selon les résultats, dans 30 combinaisons différentes de température et de salinité. min, température minimale; max, température maximale.

Pourcentage de métamorphose	Cl (‰)									
	4,5		7,7		11,1		15,0		18,4	
	min.	max.	min.	max.	min.	max.	min.	max.	min.	max.
20 %	25,3	33,6(°C)	24,4	34,4	25,0	34,6	26,8	34,2	27,5	34,0
30	27,0	32,8	25,2	34,0	26,0	34,2	27,3	33,7	28,2	33,4
40	29,0	32,2	26,0	33,7	26,7	33,7	27,7	33,2	28,8	32,8
50	—	—	26,7	33,4	27,4	32,9	28,2	32,8	29,7	32,1
60	—	—	27,5	33,0	28,0	32,8	28,5	32,3	30,4	30,7
70	—	—	28,3	32,6	28,8	32,4	29,0	31,4	—	—
80	—	—	29,3	32,3	30,0	31,4	—	—	—	—
85	—	—	30,5	32,0	—	—	—	—	—	—

YOULE (1955) à l'aide d'un ordinateur. Les différentes zones sont montrées sur la Fig. 5.

Pour chaque combinaison de la température et de la salinité permettant la métamorphose des larves, les longueurs de carapaces de postlarve juste après la métamorphose ont été mesurés et ces résultats sont donnés dans le Tableau 5. Puis ces résultats sont analysés par le test F comme indiqué sur le Tableau 6. Les différences de longueur de carapace entre les postlarves élevées sous les différentes combinaisons température et salinité, on été testées par analyse de la variance (CAMPBELL *et al*, 1976) comme indiqué dans le Tableau 6. L'influence de la température est significative à 5% de risque mais pas celle de la salinité.

#### 4. Discussion

Selon les résultats mentionnés ci-dessus, on peut remarquer que, chez *Macrobrachium rosenbergi*, il existe une zone de métamorphose comme indiqué sur la Fig. 5. Si on regarde la zone où la métamorphose dépasse 50% pour cette espèce, la salinité peut varier entre 7,6 et 18,4‰ Cl et la température entre 33,4-26,7 et 32,1-25,9°C. D'autre part, celle de *M. nipponense* peut varier entre 4,1 et 11,92‰ Cl et entre 36,0-22,3 et 33,0-25,9°C (YAGI et UNO, en préparation), on peut donc considérer, quand on compare ces deux espèces, que *M. rosenbergi* est plus euryhaline et plus sténothermique que *M. nipponense*.

Comme l'indique FUJIMURA (1966), les larves que l'on a fait éclore dans une eau de salinité

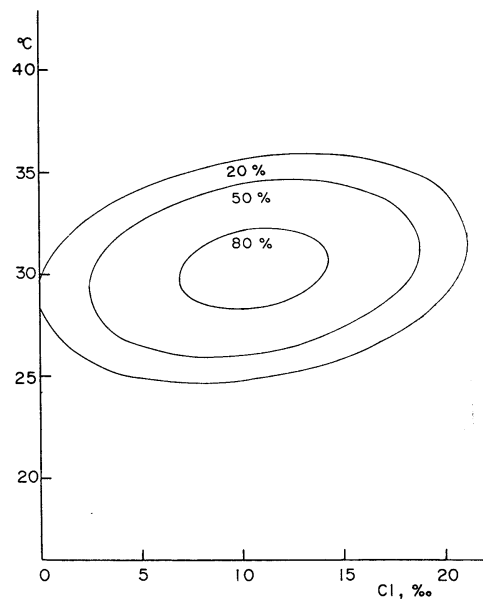


Fig. 5. Estimation du taux de mortalité de *Macrobrachium rosenbergi* par la méthode de BOX et YOULE d'après la mortalité observée dans les 30 combinaisons de température et salinité.

entre 3 et 6‰ Cl peuvent vivre dans une eau de salinité moins de 21‰ Cl, mais on ne peut pas comparer, malheureusement, ces résultats avec les nôtres concernant le taux de survie car la combinaison température et salinité n'a pas été étudiée.

D'après UNO (1971), le valeur de  $Q_{10}$  est de 2,3 pour une salinité de 5,5‰ Cl et une température comprise entre 35,1 et 22,5°C, cela

Tableau 5. Longueur de carapace en mm des postlarves métamorphosées de *Macrobrachium rosenbergi* élevées dans 21 combinaisons différentes de température et de salinité m, longueur moyenne; N, nombre de spécimens; sd, déviation standard.

Température °C	Cl (‰)														
	4,5			7,6			11,1			15,0			18,4		
	m	sd	N	m	sd	N	m	sd	N	m	sd	N	m	sd	N
26,1	1,67	0,10	14	1,68	0,10	22	1,78	0,09	17	—	—	—	—	—	—
29,0	1,81	0,08	22	1,99	0,99	25	1,78	0,06	36	1,78	0,08	36	1,81	0,10	19
30,5	1,71	0,09	20	1,81	0,10	42	1,78	0,08	34	1,80	0,08	37	1,83	0,07	30
31,9	1,74	0,06	18	1,83	0,09	33	1,83	0,08	30	1,80	0,07	15	1,83	0,08	21
35,0	—	—	—	1,71	0,00	2	1,67	0,06	5	—	—	—	1,57	0,06	4

Tableau 6. Résultats de analyse de la variance sur le longueur de carapace selon le Tableau 5. d.f, degré de liberté; F, F ratio observé; F<sub>0</sub>, F ratio théorique; S.S, somme des carrés; V, variance.

	S.S	d.f	V	F	F <sub>0</sub>
Temperature	3,85	4	0,963	3,08	3,01
Salinité	1,32	4	0,454	1,45	3,01
Erreur	5,01	16	0,313	—	—
Totale	10,68	24	—	—	—

coincide donc avec le résultat de cet expérience.

D'après le travail sur la tolérance a la salinité et l'osmorégulation de SANDIFER *et al.* (MS), le changement brusque de salinité par transport des larves de 16 à 30‰ Cl, est léthal à 100% dans les jours qui suivent. Le changement de 16 à 25‰ Cl, est également léthal à 100% mais un peu moins rapidement, 7 jours. Le changement de 16 à 20‰ Cl, par contre ne montre pas d'effet sur les postlarves. On peut donc considérer que la zone de tolérance à la salinité de ces postlarves est relativement grande, c'est-à-dire, *M. rosenbergi* est euryhaline. Cela coincide avec nos travaux.

## 5. Conclusion

1. Nous avons calculé le taux de métamorphose sur des larves de *Macrobrachium rosenbergi* élevées dans 30 combinaisons différentes de température et de salinité (Tableau 1)

2. Dans la zone où la métamorphose dépasse 50% pour *M. rosenbergi*, la salinité peut varier entre 7,6 et 18,4‰ Cl et la température 33,4-26,7 et 32,1-29,7°C.

3. Les taux de métamorphose de *M. rosen-*

*bergi* sous les conditions variées de température et de salinité sont présentés en comparaison avec ceux de *M. nipponense*. On peut donc remarquer que *M. rosenbergi* est plus euryhaline et plus sténothermique que *M. nipponense*.

4. Les valeurs de Q<sub>10</sub> en fonction de la salinité sont de 2,47 pour une salinité de 7,6‰ Cl, 1,92 pour 11,1‰ Cl, 1,39 pour 15,0‰ Cl et 1,45 pour 18,4‰ Cl.

## Bibliographie

- ALDERDICE, D. F. (1972): Factor combinations: Responses of marine poikilotherms to environmental factors acting in concert. In O. KINNE, éd., Marine Ecology, Vol. 1, Part 3. John Wiley & Sons Ltd., London. p. 1659-1722.
- BOX, G. E. P. et P. V. YOULE (1955): An example of the link between the fitted surface and the basic mechanism of the system. Biometrics, September 1955: 287-323.
- CAMPBELL, R. C. (1976): Statistics for Biologist, 2nd ed., Baihu-kan, Tokyo. p. 163-238. [une traduction en japonais par M. S. ISHII d'après le texte original (1976)]
- COSTLOW, F.D. Jr., C.B. BOOKHAUT et R. MANROE (1960): The effect of salinity and temperature on larval development of *Sesarna denereus* (BOSC) reared in the laboratory. Biol. Bull., 118: 183-202.
- FUJIMURA, T. (1966): Notes on the development in a practical mass culturing technique of the giant prawn *Macrobrachium rosenbergi*. FAO, IPFC/C66/WP47 3 p.
- IGARASHI, Y. (non publié): [L'influence de la combinaison des facteurs température et salinité sur la croissance larvaire de *Palaemon* (Palaemonidae, Decapodes Crustacés)]. Thèse de Maîtrise de l'Université des Pêches de Tokyo, 58 p.
- SANDIFER, P. A., J. S. HOPKINS et T. I. J. SMITH

- (MS). Observations on salinity tolerance and osmoregulation in laboratory-reared *Macrobrachium rosenbergi* postlarvae (Crustacea: Caridea). 20 p.
- UNO, Y. (1971): Studies on the aquaculture of *Macrobrachium rosenbergii* (DE MAN) with special reference to breeding cycle, larval development and feeding ecology. *La mer*, Tokyo, 9:123-128.
- YAGI, H. et Y. UNO (en préparation): Influence de la combinaison des facteurs température et salinité sur la croissance larvaire de *Macrobrachium nipponense* (DE HAAN) (Palaemonidae, Decapodes Crustacés).
- YAGI, M. (1929): [Biometrics.] Shokabo, Tokyo. p. 192-207.

## オニテナガエビ幼生の変態に及ぼす温度及び塩分の影響

宇野 寛, 八木 宏 樹

要旨: ふ化直後のオニテナガエビ幼生を温度 20.0~35.0°C, 塩分 4.5~18.4‰ Cl の範囲で 30 組の温度-塩分条件下で飼育し, ポストラルバへの変態率, 変態に要する日数, ポストラルバの大きさ(頭胸甲長)を求めた。本種幼生は塩分 4.5‰ Cl レベルで水温 26.0~31.9°C, 7.6‰ 及び 11.1‰ レベルで 26.1~35.0°C, 15‰ レベルで 29.1~31.9°C, 18.4‰ レベルで 29.1~35.0°C の条件下で変態が可能である。50% 以上の変態率を示すのは 7.6‰ Cl で 26.7~33.4°C, 11.1‰ で 27.4~32.9°C, 15.0‰ Cl で 28.2~32.8°C, 18.4‰ で 29.7~32.1°C である。適温域は 7.6‰ レベルで最も広い。

幼生の変態に要する日数 (T) と絶対温度 (H°K) との関係は Van't Hoff の式にあてはまり,  $Q_{10}$  値は塩分 7.6~18.4‰ Cl の条件下で 1.39~2.47 である。変態した幼生の頭胸甲長は塩分の相違に影響されないが温度により有意な差がみられる。

得られた結果を Box and Youle の方法により計算し温度-塩分の組合せ条件における等生残率曲線を求めた。



## 大阪湾の固有振動と高潮・津波との関係 (3)\*

中 村 重 久\*\*

### Normal Modes of Oscillation in Relation to Storm Surge and Tsunami in Osaka Bay, Japan (3)\*

Shigehisa NAKAMURA\*\*

**Abstract:** When a typhoon passed nearby a bay, i.e., Osaka Bay or Ise Bay, resurgence was accompanied with storm surge to generate significant oscillation with a node at the bay mouth. In this paper, resurgence of a storm surge is analyzed in terms of the lowest normal modes of oscillation in Osaka Bay. A special reference is the storm surge caused by the typhoon 7916 in Osaka Bay. As an extent of the analysis, the energy of the storm surge in Osaka Bay is evaluated and an estimate is obtained for the maximum current velocity at the bay mouth.

#### 1. 緒 言

大阪湾や伊勢湾のような湾に接近して台風が通過する場合、湾口を節とした副振動があらわれ、ひとつの振動系を構成するという事は、これまでもジェーン台風や伊勢湾台風などの例について指摘されていた(たとえば、和達 1970)<sup>1)</sup>。ここでは、中村・LOOMIS (1980)<sup>2)</sup> の大阪湾の固有振動モードの組合せによって、台風通過後にあらわれる水位変動を説明できるかどうか焦点をしばって検討する。たまたま、1979年9月30日夜半に室戸岬から大阪湾東部へと経路をとった7916号台風により、大阪湾内では高潮がみられ、それについて顕著な副振動があらわれた。以下においては、7916号台風により生じた副振動を対象として解折した結果について述べる。

#### 2. 湾内の固有振動のモデル

いま、外洋に面している湾を考える。その湾内

には  $N$  個の検潮儀が設置されており、それぞれの検潮儀は位置  $P_j$  ( $j=1, 2, \dots, N$ ) にあるものとする。もし、湾内の水に何らかの外力が作用して、湾口を節とする湾水固有振動をひきおこしたとする。このような固有振動のうち  $i$  次のモードについて、その周期を  $T_i$ 、その位相を  $e_i$  とし、検潮所  $P_j$  における  $i$  次のモードの振幅を  $A_{ij}$  と書くことにする。このような振動のエネルギーは、実在の湾では湾口および底面を通して失なわれていく。

ちなみに、ARAKAWA (1932)<sup>3)</sup> によれば、単純な幾何学的形状をもった湖での静振に対する粘性の効果は、実在の湖海を対象とするかぎり、振幅の減衰としてあらわれる。一般には、静振の周期にも粘性の効果は及ぶけれども、数値的にみてその効果は無視できる。これには、いくつかの条件と仮定が含まれているが、外海に面している湾の副振動の減衰に対しても基本的には同様な効果を考えよいであろう。

ここで、 $i$  次のモードの固有振動の減衰因子を  $k_i$  とすると、湾内の水位変動が固有振動モードのすべてを加えあわせたものと考えることができる場合には、たとえば  $P_j$  における水位変動  $\zeta_j$  は、

\* 1980年4月25日受理 Received April 25, 1980

\*\* 京都大学防災研究所, 〒611 宇治市五ヶ庄  
Disaster Prevention Research Institute, Kyoto  
University, Uji, Kyoto, 611 Japan  
Present address: CSIRO, Division of Land  
Resources Management, P.O. Wembley, W.A.  
6014, Australia

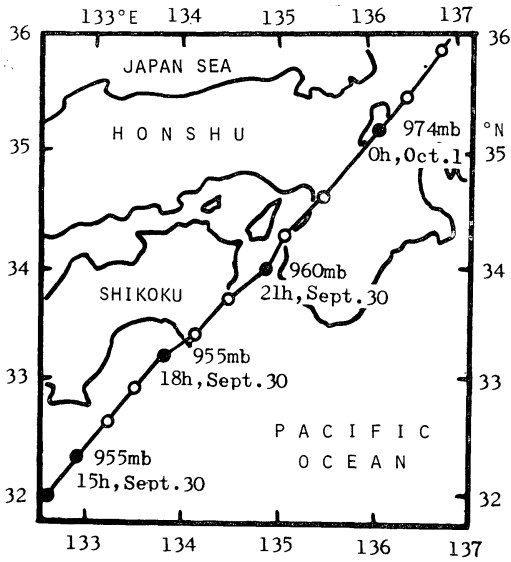


Fig. 1. Hourly tracking of typhoon 7916.

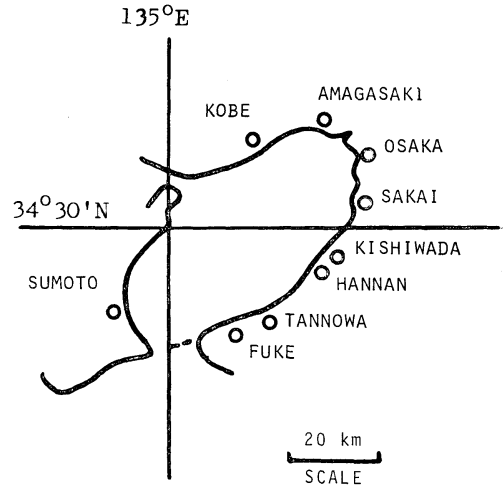


Fig. 2. Location of tide stations in Osaka Bay.

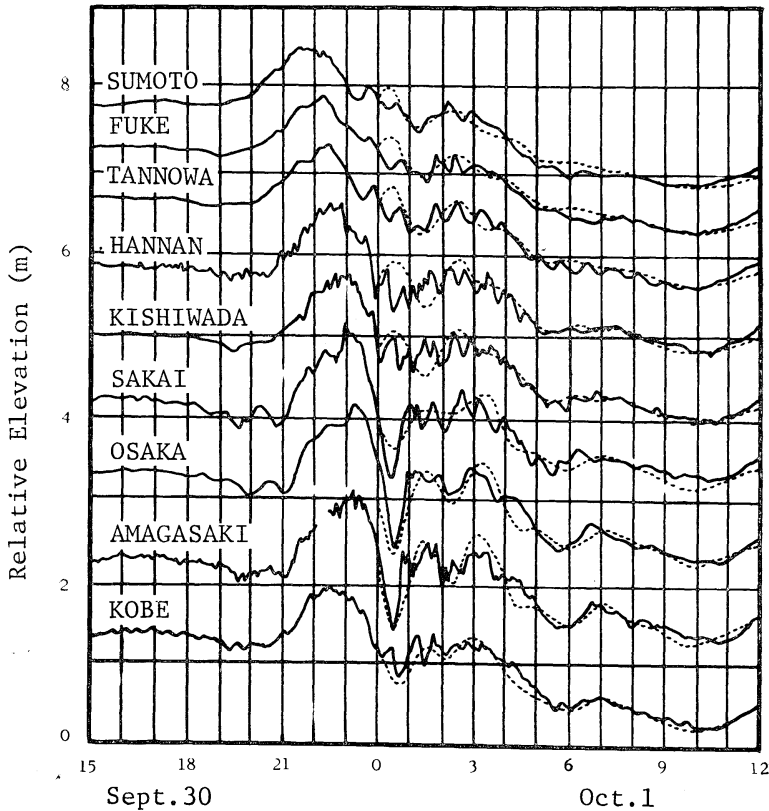


Fig. 3. Storm surge caused by typhoon 7916 in Osaka Bay.

つぎのように書くことができる。すなわち、

$$\zeta_j = \sum_i A_{ij} \cdot \exp(-k_i t) \cdot \sin\left(\frac{2\pi}{T_i} t + e_i\right) \quad (1)$$

$i=1, 2, \dots$

### 3. 7916号台風による高潮

7916号台風は、1979年9月30日19時頃、高知県室戸岬をかすめて北上し、21時頃友ヶ島付近を経て大阪湾に入り、23時に大阪市南部に上陸した (Fig. 1)。この台風によって、大阪港の潮位の最大偏差は 139 cm であった。この最大偏差は、昭和9年9月21日の室戸台風による 292 cm および昭和36年9月16日の第2室戸台風の 245 cm に比較すれば、かなり小さい。この詳細については、いろいろの面から検討されている (室田, 1980)<sup>4)</sup> ので、ここでは、台風通過後大阪湾内にみられた副振動に焦点ををぼり、京都大学所蔵の検潮記録 (気象台, 各府県提供) を利用する。

大阪湾沿岸には多数の検潮所があり、そこでは7916号台風による高潮も記録されている。ここでは、Fig. 2 に示した9検潮所、すなわち、洲本、深日、淡輪、阪南、岸和田、堺、大阪、尼崎、神戸で得られた高潮の記録を解析する。各検潮所の記録のうち、1979年9月30日15時から10月1日12時までの部分を Fig. 3 に実線で示した。Fig. 3 をみるとわかるように、台風通過にともない、たとえば大阪では高潮のピークがあらわれた後約1時間のうちに 1.75 m の水位低下がみられ、その後には顕著な減衰振動がつづいた。

### 4. 7916号台風通過にともなう副振動

中村・LOOMIS (1980)<sup>2)</sup> は大阪湾の数値モデルによって、湾口を節とする固有振動モードをもとめた。その結果によれば、第1, 2, 3次のモードの周期はそれぞれ

$$T_1=4.49 \text{ hr}, T_2=1.87 \text{ hr}, T_3=1.38 \text{ hr} \quad (2)$$

であった。計算をすすめればさらに高次のモードも得られるが、一般にこのような高次のモードは実際現象としては顕著ではないとみられる。かり

にあらわれたとしても、そのモードは急速に減衰してしまふであろう。ただ、中村・LOOMIS (1980)<sup>2)</sup> は計算にあたって問題を線型と考え、また、摩擦などによるエネルギーの消散と振幅の減衰については考慮しなかった。さきに示した ARAKAWA (1932)<sup>3)</sup> の所論を考慮して以下の検討を行なう。

いま、大阪湾内のひとつの検潮所、たとえば、大阪 ( $j=1$ ) の潮位記録のうち台風の直接的作用が弱まった時期、10月1日0時~12時の部分を (2) に示された3つのモードで対応づけることにする。最小二乗法の適用と若干の試行錯誤の後に、3つのモードの定数はつぎのようにとるのがよいと判断した。

$$\begin{pmatrix} A_{11}, A_{21}, A_{31} \\ e_1, e_2, e_3 \\ k_1, k_2, k_3 \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} -37.8, & -60.76, & -5.25 \\ 0.256, & -0.30, & 0.483 \\ 0.418, & 0.356, & 0.483 \end{pmatrix} \quad (3)$$

また、ここで考えている範囲での潮汐を

$$\zeta_T = A_T \sin\left(\frac{2\pi}{T_T} t - e_T\right) \quad (4)$$

で近似することとし、 $A_T=45.5 \text{ cm}$ ,  $T_T=24 \text{ hr}$ ,  $e_T=3.641 \text{ radian}$  とすると、(2) および (3) の値を (1) に代入して得られたものに (4) を加えた結果は、Fig. 3 の大阪について破線のようになる。この破線は実線とかなりよい対応を示している。

ところで、中村・LOOMIS (1980)<sup>2)</sup> の与えた大阪湾の固有振動のモードそれぞれについて、たとえば、大阪の振幅が (3) によって与えられれば、そのほかの検潮所の位置における振幅もそれにしたがって定まる。第1, 2, 3次のモードについて各検潮所の振幅は Table 1 のようになる。振幅は各検潮所の位置によって異なるが、ひとつの固有振動モードの位相は一定である。Table には、第1, 2, 3次のモードの周期、位相をあわせて示した。また、減衰因子はそれぞれのモード固有のものと考え、各検潮所の位置によらないものと考えた。

Table 1. Parameters of the lowest three normal modes of oscillation in Osaka Bay.

Mode		1st	2nd	3rd
Period (hrs) $T_i =$		4.49	1.87	1.38
Phase (Radian) $e_i =$		0.256	-0.30	0.483
Amplitude (cm) $A_i =$				
Osaka		-37.8	-60.76	-5.25
Amagasaki		-38.85	-60.76	8.4
Kobe		-33.6	-21.7	8.4
Sakai		-34.64	-30.38	-9.8
Kishiwada		-25.2	30.28	-14.0
Hannan		-25.2	30.38	-14.0
Fuke		-13.65	21.7	4.9
Sumoto		-12.6	21.7	7.0
Damping factor (/hr) $k_i =$		0.148	0.356	0.483

Table 1 の各検潮所 ( $j$ ) の  $A_{ij}$  および  $e_i, k_i$  を (1) に入れ,  $i$  次のモードの水位変動をもとめ, これに (4) で表わされた潮汐を加えると, Fig. 3 の各検潮所について水位変動の計算値として破線が得られる。

破線が得られるまでに, ここでは, 大阪についてのみ, 実測値と計算値とが対応するように固有振動モードの振幅, 位相, 減衰因子をえらんだほかは, 中村・LOOMIS<sup>2)</sup> の計算結果にもとづき, モードごとに各検潮所の振幅を大阪の振幅と関連づけて与えた。大阪以外の検潮所では, 定数は実測値と計算値が対応するように意図して与えられたものではない。しかし, Fig. 3 をみると, 各検潮所とも計算値は実測値とかなりよく対応している。これは, すなわち, 7916号台風にもなる副振動は, 主として, 湾口を節とする固有振動モードから成ると考えてよいことを示すものである。

中村 (1979)<sup>3)</sup> は外海から大阪湾へ侵入した単一周期波により誘起される湾水振動について数値モデルを考え, これによって大阪湾の津波の特徴をうまくとらえることができるとしている。しかし, 7916号台風通過にもなる副振動を, これによって説明することは困難である。Fig. 3の実測値(実線)をみてもわかるように, そこでは約 1.01 hr を周期とする湾水振動は顕著ではない。この周期の振動は, 日高 (1936)<sup>4)</sup> の研究における大阪湾の自由振動に対応すると考えられるが, 7916号台風接近時 (9月30日 18-21時) に振幅約 20 cm 程度

のものがみとめられるにすぎない。以後高潮のピークから副振動がみられるまでの間, 約 1.01 hr 程度の周期の水位変動はあまり目立たないようである。これは, 日高 (1934)<sup>7)</sup> が室戸台風による高潮について述べていることとよく対応している。

## 5. 高潮のエネルギー

台風によって大阪湾内にひきおこされた高潮のもつポテンシャルエネルギーは, (1) 外海から侵入する高潮, (2) 湾内における気圧低下による吸いあげ, (3) 風による吹きよせといったものの作用によって供給されたもので, 台風通過後, 高潮のピークがあらわれた後には, 一部は湾水振動の形成に使われ, それも海底摩擦などによるエネルギー消散によって減衰することになるものと考えられる。また, 他の一部は湾外への流れとして時間とともに失われていくであろう。

Table 1 において, 大阪湾内の第 1, 2, 3 次モードの最大振幅として, それぞれ  $H_1=38.85$  cm,  $H_2=60.76$  cm,  $H_3=14.0$  cm ととる。湾口を節とする大阪湾の固有振動モードの特徴からみて, 各モードは定在波に対応し, その全エネルギーは単位面積あたり  $E_i=(1/4)\rho g H_i^2$  で与えられると考える (たとえば, LAMB<sup>8)</sup>)。ここに,  $\rho=1$  ton/m<sup>3</sup> (水の密度),  $g=9.8$  m/s<sup>2</sup> (重力加速度) である。大阪湾内海底地形は複雑であるから, 厳密には別の方法によって検討する必要があると考えられるが, 上記の式によって台風が通過後, 高潮のエネルギーのうち大阪湾の固有振動モード第 1, 2, 3 次形成に費されたものの概略値を知ることができると考えられる。すなわち,

$$E_M = \sum_{i=1}^3 E_i = \sum_{i=1}^3 \frac{1}{4} \rho g H_i^2 = 1.324 (\text{N} \cdot \text{m} / \text{m}^2).$$

ところで, 海図 (海上保安庁水路部発行, No. 100 A) によれば, 大阪湾の水面積は  $S=1.469 \times 10^7$  m<sup>2</sup> 程度とみられる。したがって, 大阪湾に台風が供給したエネルギーのうち, 3つの固有振動モード形成には

$$E = E_M * S = 1.94 \times 10^7 \text{ N} \cdot \text{m}$$

だけのエネルギーが使われたことになる。おおよその傾向をとらえるために、このエネルギー  $E$  が 10月1日0時から10時間で消散されるものと考えたと、平均として単位時間あたりエネルギー消散率は  $54.08 \text{ N}\cdot\text{m/s}$  ( $=54.08 \text{ ワット/s}=194.7 \text{ キロワット/時}$ ) ということになる。

大阪における高潮ピークから約1時間の水位変化  $1.75 \text{ m}$  を波高 ( $=2H_p$ ) とする正弦波 (周期約3時間) によって近似的におきかえると、台風が高潮のかたちで大阪湾内の水に与えたエネルギーは

$$E_p = E_p' \cdot S = \frac{1}{4} \rho g H_p^2 \cdot S = 2.74 \times 10^7 \text{ N}\cdot\text{m}$$

となる。したがって、

$$\Delta E = E_p - E = 8.0 \times 10^6 \text{ N}\cdot\text{m}$$

で表わされるエネルギーの一部は、固有振動の高次のモード形成に費やされ、また、残りの一部は海底摩擦など粘性によるエネルギー損失となり、その他の一部は大阪湾口を通して外へ向かう流れとして大阪湾から失なわれるものと考えてよいであろう。

## 6. 湾口の最大流速

7916号台風による副振動は主として湾口を節とする固有振動モードによって構成されるとみられるが、大阪湾内の3つの固有振動モードに対する全エネルギー  $E$  がすべて湾口での流速に関与するものとして、湾口断面積  $A$  に対する湾口流速の最大流速を

$$u = \left( \frac{2E}{\rho A} \right)^{1/2}$$

によって見積ることとする。

大阪湾口は海図からわかるように複雑である。

大阪湾口は海図上では友ヶ島水道とよばれ、友ヶ島水道は、東側の加太瀬戸 (水面幅約  $1.5 \text{ km}$ 、最大水深約  $33 \text{ m}$ )、西側の由良瀬戸 (水面幅約  $36.4 \text{ km}$ 、最大水深約  $79 \text{ m}$ ) のほか、両瀬戸にはさまれた沖の島と地の島との間に水面幅約  $1.2 \text{ km}$ 、最大水深約  $20 \text{ m}$  の水路とからなっている。湾口

断面積として、ここで  $A = 1.46 \times 10^9 \text{ m}^2$  をとると、3つの固有振動モードに関与した湾口断面平均流速の最大値は

$$u = 5.16 \text{ m/s}$$

ということになる。この値は湾口断面平均であるから、瀬戸の中央部ではさらに大きな流速がみられたであろう。ちなみに、海図上で由良瀬戸の潮流は上げ潮時  $3^{3/4} \text{ kt}$  (約  $1.9 \text{ m/s}$ )、下げ潮時  $3^{1/4} \text{ kt}$  (約  $1.6 \text{ m/s}$ ) である。すなわち、7916台風の3つの固有振動モードに対する湾口最大流速は由良瀬戸の潮流より2.7倍あるいは3.2倍大きい。実際には、高次のモードも考慮に入れるべきであり、また、湾口から外向きの流れも加わっていると考えなくてはならない。ただ、副振動は時間とともに振幅を減じるために、それに対応した湾口流速も時間とともに小さくなる。

中村・LOOMIS (1980)<sup>2)</sup> は明石海峡は閉じているものとしたが、実際には平常の潮流でも  $5 \text{ kt}$  (約  $2.5 \text{ m/s}$ ) がみられることに留意しなくてはならない。明石海峡および播磨灘が大阪湾の固有振動モードにどのような効果を及ぼすかは別の機会に検討する必要があると考えられる。また、紀伊水道もここでは考慮にいれなかったが、台風の経路からみて、高潮の前駆現象や副振動の減衰にも重要な役割を演じているものと考えられる。これについても今後検討してみたい。

## 文 献

- 1) 和達清夫編 (1970): 津波・高潮・海洋災害. 防災科学技術シリーズ, No. 2. 共立出版. p. 377.
- 2) 中村重久・H. G. LOOMIS, (1980): 大阪湾の固有振動と津波・高潮の関係 (1). うみ, 18, 69-75.
- 3) ARAKAWA, H. (1932): Seiches of Viscous Water. Geophys. Mag., 5, 37-48.
- 4) 室田 明 (1980): 台風16号による風水害の総合的調査研究. 文部省科学研究費, 自然災害特別研究突発災害研究成果, No. B-54-1.
- 5) 中村重久 (1979): 数値モデルによる大阪湾の湾水振動. 第26回海岸工学講演論文集, p. 139-143.
- 6) 日高孝次 (1936): 大阪湾の自由振動. 海と空, 17, 271-283.
- 7) 日高孝次 (1934): 室戸颱風に依る大阪湾の高潮について. 海と空, 14, 378-385.
- 8) LAMB, H. (1957): Hydrodynamics, 6th Ed. Cambridge Univ. Press, p. 369-370.

## 寄 稿

### 非同期入出力文の効用\*

松山佐和\*\*, 高野健三\*\*\*

#### Efficiency of an Asynchronous Read/Write Statement\*

Sawa MATSUYAMA\*\* and Kenzo TAKANO\*\*\*

**Abstract:** An asynchronous read/write statement is a Fortran statement which is to eliminate Fortran's tacit wait-for-completion by overlapping input-output data transfer with internal program computation. Several tests are carried out to evaluate to what extent it is efficient. In some cases it shows improvement in saving time on a standard read/write statement.

#### まえがき

多数の格子点を設けて差分方程式系をとくためには大きな記憶装置が必要である。この種の大型計算をもっともかんたんに実行する方法は、計算に要する大記憶領域をそのままそっくり主記憶装置の上に取り替えてしまうことである。しかし、主記憶装置の大きさには限度があるから、大型計算の規模は主記憶装置の大きさによって抑えられる。そこで数値研究の目的や内容や成果は主記憶装置の大きさに強く依存するということが現実にはしばしばおきている。

主記憶装置によるこの制約を弱める方策はある。海の現象——ほかの自然現象でもおそらく同じ事情であろうが——については、ある格子点で従属変数を計算するのに必要な情報は、その点およびまわりの数点での情報だけであって、全格子点での情報は不要である。(遠いところでおきていることがらを考えなくてもよいというのは容易に理解できるりくつである。) そこで全格子点での

情報は原則としてディスクや磁気テープなど補助記憶装置の上におき、ある格子点あるいは格子点群での計算実行に必要な情報だけを主記憶装置に呼びだし、計算が終わったらそれらをふたたび補助記憶装置に返す。つぎに別の格子点あるいは格子点群での計算実行に必要な情報だけを主記憶装置に呼びだす、という手順をくり返すことにすれば主記憶装置は小さくてもよい。

この場合、主記憶装置と補助記憶装置の間を情報はひんぱんに往復する。入出力の回数がいちじるしくふえる。主演算装置使用時間(cpu タイム)は、本来の計算内容は変わっていないので、ほとんど変わらないだろう。入出力に費やされるぶんだけふえるだろうが、その増加量は小さいと考えられるからである。

しかし、いっぽうではつぎのような不都合が生ずる。入出力動作中は、入出力のあとに続く計算は実行されず、入出力動作が終るのを待っている(I/O待ちという)ので、入出力の回数がふえるとI/O待ちの時間が長くなり、コアタイム(ランタイム、メモリタイム、エラップスタイムなどとも呼ばれる)が長くなる。その結果、計算完了までの時間が長いわりには計算の進行は遅いという事態になる。また、計算機の運用の上でコアタイムの長さに制限があることが多いので、計算進行という立場からみた効率はますます悪くなる。

\* 1980年5月26日受理 Received May 26, 1980

\*\* 法政大学計算センター, 〒184小金井市梶野町3-7-2  
Computation Center, University of Hosei, Koganei-shi, Tokyo, 184 Japan

\*\*\* 筑波大学生物科学系, 〒305 茨城県新治郡桜村  
Institute of Biological Sciences, University of Tsukuba, Sakura-mura, Ibaraki-ken, 305 Japan

## 非同期入出力文の使用例

この I/O 待ちの時間をなくそうとするのが非同期入出力文である。つまり、入出力動作中に、同じプログラムの中の計算を入出力と同時に実行する。(中型以上の計算機では多重処理がふつうであり、同時にいくつかのジョブが流れている。したがって、あるジョブが I/O 待ちで cpu を使っていないくても、その間はほかのジョブが cpu を使っているから、計算機運用の面での cpu 使用効率は悪くなるとはかぎらない。この小文で問題となっているのは利用者側からみた効率である。) これと同じ機能をもつものはずっと前からアメリカの大気大循環モデルや海洋大循環モデルには使われていた。Fortran Extended Direct Access Method という。私たちが非同期入出力文に関心を寄せたのは、これがアメリカのとはちがってフォートラン言語だけですむということ、いわば素人向きという点である。

しかし、その効用はわからなかった。実際に使ってみて I/O 待ちの時間がどう変わるかを調べた例が見当らなかったからである。そこで以下に述べるようにいくつかの計算を試みた。

まず2種類のテストプログラムを作った。1つは単純である。1回の入出力の転送量が200語、2000語、20000語で、これを100回ずつくり返して読み、書く、というものである。演算としては、これらの変数に数値を与えることと、それぞれの変数について加算を1回行うことだけである。非同期入出力文を使うと、「読むこと」と「書くこと」と「演算」とが同時に実行される。

もうひとつのテストプログラムは、ほかの目的で作られたプログラムと同じ内容である。海岸の形も海底の形も任意の海をみたす海水が、海面に働く風の応力と海面を出入する熱流量によって駆動される。運動量の方程式、熱の方程式、連続の方程式、状態方程式の系をとりて海水の運動と密度の分布を求める。はじめのテストプログラムにくらべると演算量ははるかに多い(プログラムは3千数百枚のカードになる)が、このテストでは格子点の数をへらして東西方向には16点、南北方向には19点しか取らなかったため、1回の転送量

はすくないところで60語、多いところでも240語である。ある緯度の上に並ぶ格子点について計算を進めてゆくと、その緯度および北隣と南隣の格子点での情報だけを主記憶装置におくという方式になっている。

富士通のFACOM M180をOS 1V/F4 FORTRAN-HE (OPT2)で動かした結果がTable 1である。プログラムI, II, III, IVは上に述べた4種のテストプログラムである。cpu(秒)は、演算(go)のみの時間であるが、run(秒)は投入から終了までの全時間である(演算開始から終了までの時間ではない)。stan. (A)は計算に要するすべての情報が主記憶装置の中にある場合、asyn. (B)は上に述べたように非同期入出力のかわり文を使った場合、syn. (C)は非同期入出力文に通常の入出力文を使った場合、である。どの計算も多重処理だから、いっしょに処理されているほかのジョブの内容によって結果が多少はちがうはずである。stan. (A)のIIIはとくに大きいプログラムであり、処理にあたっての優先順位が低く、ほかのジョブの影響を受けやすい。そこで同じ計算を4回試みた。

第6列の比(B/C)は、cpuについては0.85から1.19、runについては0.44から1.23の間にある。1回の転送量がすくないIとIVだけが1よ

Table 1. Result on FACOM M180.

test prog.	time	stan. (A)	asyn. (B)	syn. (C)	B/C	B/A
I (200)	cpu	0.27	0.78	0.66	1.18	2.89
	run	37	21	22	0.96	0.57
II (2000)	cpu	1.56	3.27	3.62	0.90	2.10
	run	41	56	81	0.69	1.37
III (20000)	cpu	13.78	27.57	32.51	0.85	2.00
		13.72				2.01
	13.72				2.01	
	13.70				2.01	
IV (16×19)	cpu	735	308	706	0.44	0.42
		167				1.84
	185				1.66	
	144				2.14	
run	5.93	15.51	12.98	1.19	2.62	
	272	394	321	1.23	1.45	

Table 2. Result on FACOM 230-75.

test prog.	time	stan. (A)	asyn. (B)		syn. (C)		B/C		B/A	
			DISK	MT	DISK	MT	DISK	MT	DISK	MT
I (200)	cpu	0.136	0.510	0.514	0.415	0.435	1.23	1.18	3.75	3.78
	core	6.054	32.425	38.956	23.127	29.734	1.40	1.31	5.36	6.43
II (2000)	cpu	0.884	2.928	2.930	2.922	2.856	1.00	1.03	3.31	3.31
	core	6.947	64.090	81.921	67.708	91.500	0.95	0.90	9.23	11.79
III (20000)	cpu		27.228	27.150	27.226	26.308	1.00	1.03		
	core		721.734	811.548	957.130	700.586	0.75	1.16		
IV (16×19)	cpu	7.053	12.428		10.318		1.20		1.76	
	core	29.561	414.124		244.701		1.69		14.01	
V (58×70)	cpu	345.909			436.966					
	core	587.769			4373.933					

りも大きい値をとる（通常の入出力文のかわりに非同期入出力文を使うとかえて時間がかかる）。転送量が多い III が最も小さい値になる。

第7列の比 (B/A) は、cpu については 2.00 から 2.89, run については 0.42 から 2.14 の間にある。この比は、B/C とはちがって、1.0 よりも小さくなるのはむしろ例外で、1.5 よりも大きくなる場合が多い。しかし、B/C と同じく、1回の転送量が多くなると B/A も小さくなる傾向は見られる。

ほかの計算機システムではどのような結果になるだろうか。FACOM 230-75, M-VII FORTRANH (OPT2) を使い、同じプログラムで計算を行った結果は Table 2 である。プログラム V の内容は IV と同じであるが、格子点の数をふやして、東西方向に 58 点、南北方向に 70 点となっている。鉛直方向は同じく 4 層である。1 回の転送量はすくないところで 230 語、多いところで 930 語となる。

M180 の場合と同じく多重処理である。

補助記憶装置としてディスクを使う場合と磁気テープを使う場合の両方を試みた。2種類の補助記憶装置を使ったことに特別な意味はないけれども、しいていえば、磁気テープはこれらのテストジョブ専用であるが、ディスクはほかのジョブと共用だから、ほかのジョブの利用状況によってはテストジョブの I/O 待ちが多少は変わるかも知れない。

第2列の cpu と core (このシステムでは core

という) はともに演算だけの時間である。

ところどころに空欄があるが、おおよその傾向はわかる。比 B/C は、ディスクでも磁気テープでもほとんど変わらない。1 回の転送量が多いほうが比は小さくなる傾向はあるが、どの例でも Table 1 の値より大きい。

比 B/A も IV の cpu タイムを除けばどれも Table 1 の値よりもずっと大きい。

#### あ と が き

これらの結果によると、非同期入出力文は FACOM 230-75, M-VII FORTRANH (OPT2) ではほとんど役に立たない。通常の入出力文を使うほうがよい。通常の入出力文を使うと cpu タイムも core タイムも stan. (A) の数倍から 10 倍程度になることが多い。

これに対し、非同期入出力文は M180, OSIV/F4 FORTRAN-HE (OPT2) では有効な場合が多い。また、このシステムでは入出力文——同期であってもあるいは非同期であっても——を多用する場合、stan. (A) にくらべて cpu タイムも run タイムもあまり長くならず、2 倍どまりのことが多い。

ここで使われたプログラムは非同期入出力文の能力がじゅうぶんに発揮されるようなものではない。I, II, III は計算(4 則演算)がほとんどなく、IV と V は計算は多いが、転送量はすくないからである。したがって、実際の計算ではもっと高い効果を示すだろうと思われる。



## シンポジウム

### 海洋の物質循環にかかわる微生物過程

— その研究の現状と展望 —

日 時 : 1980年4月5日(土) 13:00~17:00  
会 場 : 東海大学代々木校舎 433 教室  
主 催 : 日仏海洋学会・日本海洋学会  
コッピナー : 関 文 威 (筑波大・生物)

司 会 : 角 皆 静 男 (北大・水産)

1. 概観の試み.....西 沢 敏 (東北大・農)
  2. 炭素の循環.....半田 暢彦・田上英一郎 (名大・水圏研)
  3. 窒素の循環.....小 池 勲 夫 (東大・海洋研)
  4. 生物生産過程における微生物.....高 橋 正 征 (筑波大・生物)
  5. 従属栄養過程における微生物.....関 文 威 (筑波大・生物)
  6. 物質循環に関するモデル解析.....角 皆 静 男 (北大・水産)
- 総 合 討 論.....座長 : 市 村 俊 英 (筑波大・生物)  
(補) 炭素の循環—サンゴの記録から.....野 崎 義 行 (東大・海洋研)

## Symposium

### Microbial Contribution to the Dynamics of Biological Elements in Marine Environments

April 5, 1980, Tokai University at Yoyogi, Tokyo  
(Convener: Humitake SEKI)

Chairperson: Shizuo TSUNOGAI

1. Keynote Address.....Satoshi NISHIZAWA
  2. Carbon Cycle in the Ocean.....Nobuhiko HANDA and Eiichiro TANOUE
  3. Nitrogen Cycling with Special Reference to Ammonia  
Regeneration and Associated Food Chain..... Isao KOIKE
  4. Autotrophic Processes with Special Reference to  
Microbial Activities..... Masayuki TAKAHASHI
  5. Heterotrophic Processes with Special Reference to  
Microbial Activities.....Humitake SEKI
  6. Mathematical Model on Dynamics of Biological Elements..... Shizuo TSUNOGAI
- Remarks for General Discussion by Chairperson..... Shun-ei ICHIMURA  
(Supplement) Carbon Cycle—Wisdom of Brain Coral..... Yoshiyuki NOZAKI

# 1. 概観の試み

西 沢 敏\*

## 1. Keynote Address

Satoshi NISHIZAWA\*

**Abstract:** Most of material transfer and transformation processes in the ocean are either directly or indirectly coupled with any of biological activities of micro-organisms inhabiting in it. The coupling comprises a vast spectrum of biological activities including in particular photosynthetic production of organic particles by phytoplankton, subsequent transformation into fecal material by zooplankton, and various bacterial activities as synthesizers, transformers and decomposers. Recently it is well documented that each of these material transformations are mediated by a combination of reciprocal processes constituted of particulate synthesis and liquidous release of material, organic and inorganic, into the seawater.

### 循 環

このシンポジウムの主題は、若し微生物の中にバクテリア以外の浮遊性あるいは付着性微小生物をも包含するものとして考えるならば、いささか誇大に過ぎる性質のもので到底半日のシンポジウムで全容を蔽うことはできないであろう。ここでは筆者のやや手前勝手な選択に従って現段階で主要と考えられる幾つかの論点を引き出して問題を整理する努力を試みるに過ぎない。

どの様なシステムであれ、ある多かれ少なかれ安定的なシステムを問題とする場合には、我々はそのシステムの自己生産的な機能に注目せざるをえない。つまり循環過程によって始めを最後に結びつけることの出来るシステムだけが安定であり、いわば永遠である。ギリシャ人が円運動をもって神的なものとしたのはこの故であった。生物は死を免れることができないから、この神的な循環に参加することはできないと考えられた。この思想は現代でも少なからざる人々のなかに生きている。我々は循環系としての海洋を問題としているが、この系の循環機能は主として短命な生物によって果されていることを知っている。生物の死は循環の一機能なのである。しかし生物のこの循環によって維持されうる系の安定は、生物そのものの安定な持続より長くは保たれないことは明らかで、後者の持続について人間は未だ如何なる予測にも成功しているわけではない。もし問題とする海洋微

生物の一世代は高々数カ月であり、その大部分は時間(アワー)をもって数えられる程度のものであること、従って海洋の物質分布が今年もまた去年の如くに回帰するためには、これら微生物の数世代から数千世代にわたる目まぐるしい死生の回転が繰返されている結果であることを考えるならば、生物世界そのものの長期的持続安定度に関する人間の無知において、我々の論じうる海洋物質循環のタイムスケールは著しく制限されたものとならざるをえない。

### 転換と輸送

溶存物質から粒状物質への転換が海洋の皮層内において植物プランクトン光合成によって行なわれることは言うまでもない。この粒状化は無機物質の有機化を伴って起る。しかし有機化された物質がすべて粒状物として存在するわけではなく、いわゆる溶存態有機物としても存在する。実際には、この溶存態有機物が海洋有機物の殆ど全部である。何故ならば、溶存態有機物は海洋皮層の有光層内においても粒状態有機物の少くとも10倍は存在し、その濃度は1 mg C/l 程度の高さを保って全水柱内到处に存在するからである。この溶存有機物の大量の貯蔵が如何なる意味を持つのかは現在必ずしも明らかではないが、この貯蔵がどのような経路をたどったにしろ、海洋生物の作り出したものであることに間違いはない。これは最もその名にふさわしいデトライタスである。

\* 東北大学農学部 Faculty of Agriculture, Tohoku University

さて、光合成一次生産の皮層への局在と、溶存有機物の全層への遍在という対称的事態を繋ぐ輸送機能は言うまでもなく粒状物質の沈降である。近年の知見は、この沈降輸送が再び微生物の重大な関与なしには行なわれえないことを示している。表層粒子の沈降は主として糞粒の形で起る。洩過捕食性の動物プランクトンが、有光層内の基礎生産者を摂食して、大型の耐久性ペレットとして放出するものが、粒子沈降フラックスの主体をなすものであって、摂食を免れた植物プランクトンがゆるやかに沈降するのではない。実際には、有光層内の植物は殆どすべて有光層内で摂食されてしまうのである。これらのペレットの沈降速度は1日当り数十メートルから数百メートルに達する。

沈降粒子の下方輸送フラックスの実測結果によれば、このフラックスの鉛直プロファイルは注目すべき特徴を持っている。それは有光層内では深さと共に一方的に増大し、以深でも増大を続け、有光層深度の1.5~2倍の深さで極大に達する。この層には生体植物はほとんど存在しないばかりでなく、瞬間採水法によってえらるれ試水中のPOCが極めて屢々極小を示すのもこの層である。その極大値は筆者らの三陸沖親潮域5月の例では540mg C/m<sup>2</sup>·dayであった。以深ではフラックスは減少して数百メートルの深度で低レベル(~100 mg C/m<sup>2</sup>·day)のプラトゥーに達する。この目覚ましいフラックスの減少は、もしその主体が表層起源の糞粒束であるとするならば、基礎生産の再利用、いわば ecological rumination とも称しうるもので、その利用率は上記親潮の例では450mg C/m<sup>2</sup>·dayである。この海域の基礎生産量は5月では1,500 mg C/m<sup>2</sup>·day程度と見積りうるから、筆者の概算では基礎生産相当量は毎日に藻食動物に摂取され、その1/3は糞粒として急速に下方に輸送され、その80%は500 m以内の深海系上部で消費される。そしてその消費者は再び meso-pelagic な小動物およびバクテリアであろう。

### 急速異化過程

溶存有機物が基礎生産植物によって直接に放出されると主張されてから20年になる。実際に有光層内の溶存有機物濃度は以深におけるよりも有意に高いのである。しかしその濃度は高くとも2 mg C/l程度のものであって、従属栄養バクテリアが単体で浮遊しながら、この基質のみに依存して増殖を続ける道は狭いと考えられる。しかし溶存有機物は、適当な界面の存在するところでは吸着的に濃縮するから、その様な界面においてはバクテリア

はコロニーを作って増殖するであろう。バクテリアライズした粒状有機物が、動物の餌として価値が高いことは言うまでもない。海洋におけるバクテリアの役割を、この様に粒状有機物の再利用に関連して考察するのが通常であるように見える。溶存有機物の貯蔵が海洋において膨大であることも、これを直接の基質として利用する途が狭いことと関連があるように思われる。実際、有光層内における栄養塩と植物の間の物質授受は、バクテリアを介するよりは動物プランクトンを介して行なわれている。海洋は、バクテリアに依る緩慢な分解よりは、動物の排泄に依る急速分解に主として依存して、循環を全うしている、あるいはそのような species association を発展させるように適応が働いている世界であるように考えられる。この急速な異化の利点は微少藻類の既述のターンオーバーを加速しながら維持することにある。海洋の微少藻類には自然死亡というものがほとんど問題とならないこともこれと関連していよう。彼らの大部分は喰われて死ぬ。動物の要求する餌量は、光合成の成果を悉く摂り込んで辛うじて満たされる程度である。生産された植物を摂食しないで放任するならば、植物は老化して呼吸消費を増大させるか、直接にバクテリアの攻撃にさらされるであろう。動物がその必要最低限の餌量を確保するためには、節約して消費を差控えることは逆効果であって、急速に餌を掃除することによって、栄養塩を水中にフィードバックする外はない。夜間摂食という大部分の橈脚類に通有の習性の餌料経済的側面もここに関連している。いずれにしても水中の栄養物質は、この動物植物間の急速な物質交換を通じて繰返し利用されるもので、したがって、植物は常住の摂食圧の下にある。この強大な摂食圧の下にあって植物社会は何故滅亡しないのかと真面目に問を發した研究者は少なくない。

### バクテリアの介在

上記の目まぐるしい物質交換にはバクテリアがビタミンの供給者として介在していることはよく知られている。いわゆる auxotrophy である。恐らく同様の事態はその他の食段階にも広く行なわれていて、バクテリアが微量の必須成長促進物質供給者として働いているであろう。しかしバクテリアが、そのバイオマスを以て直接に海洋の中・深・底層における重要な一食段階を構成しているとする主張もある。その主要なるものは、糞粒をふくむ所謂 organic aggregate に関連している。これらの集塊がその表面及びその内部においてバクテリア群の恰好のハビタットを供給していることは明らかである。

糞粒が動物の体内を通過してくる間に相当数の嫌気性細菌群を始めから随伴していることが考えられる。集塊の表面付近は好気性細菌のコロニーで蔽われるであろう。その周辺を一群の protozoa が取巻いた一種のマイクロコスモスを、大量試水を濃縮することによって顕微鏡下に観察することも行なわれてきた。このような集塊の生態学的な意味は、それらが海洋深層における離散的な生活動中心であろうということにある。有機物の緩慢な異化過程はこの様な離散的中心において行なわれていよう。そしてそれらの集塊が丸ごと捕食者の餌となって急速異化の過程に移されることも多いであろう。捕食を免れた少数の集塊は海底に達してベントスの餌となる筈である。ところで水中であれ海底であれ、これらの集塊が捕食される場合に、その餌料価値の全部は、そのバクテリア部分にのみあるという主張が行なわれている。これは陸生の土壤生態系を想起させる事態で、全海洋的にある海底のベントス現存量と同じ海域の表層基礎生産とは関連していることは明らかであるから、ベントスの生産

は急速沈降粒子に依存していることは確かである。深海底の資料は充分でないので、水深 200 m 程度の海域の資料では、表層生産の 1/3 が海底に供給されるとして、沈降集塊からベントスを経て底魚に至る所謂デトリティス food chain のエネルギー転送は、集塊からベントスに至る中間にバクテリア段階が在ると考えるか、無いと考えるかによって甚だしく様相を異にするのである。生態効率に関する旧来の常識からは、バクテリア段階は不要のように見える。しかし旧来の常識を疑うべき根拠もまた少くはない。

#### 討 論

関(筑波大・生) デトリタスの有機物が細菌などの介在なしに直接的に動物の栄養源となることは生化学的に不可能である。生物の死骸は、死後数日以内に同化され易い有機物がすべて細菌生体に転移してしまい、その後は細菌にとっても摂取速度と効率が低い物質のみが残留することが判明している。

## 2. 海洋における炭素の循環

半 田 暢 彦\*・田 上 英一郎\*

### 2. Carbon Cycle in the Ocean

Nobuhiko HANDA\* and Eiichiro TANOUE\*

**Abstract:** Sediment trap was deployed at 4 layers of 1.1, 2.2, 4.4 and 5.25 km depths in the northern North Pacific (45°57.7'N, 176°28.8'E) for about one month in July to August, 1978. Organic compositions of the fresh sediment, phytoplankton, particulate matter and bottom sediment were determined and the following results were obtained. 1) Marked difference of organic composition between the fresh sediment and the particulate matter from deep waters was observed. This fact strongly suggested that the particulate matter of deep waters was hardly believed to be direct source of the fresh sediment. 2) Unsaturated fatty acids being susceptible to biological attack, were found to be abundant in the fresh sediment even collected from 5.25 km depth. This fact suggests that there are some carrier system operating rapid transport of organic materials from the surface to the deep waters. 3) Zooplankton fecal pellet might be most probable entity for the carrier of the vertical transport of organic matter. 4) Vertical flux of organic carbon was determined at the depths where sediment traps were deployed. The result obtained indicated that 97.9, 1.4 and 0.7% of organic matter produced by primary production in the photic zone were degraded in the water layer between the surface to 1.1 km depth, 1.1 km to 5.25 km depth and 5.25 km to bottom of the ocean (5.30 km) respectively. Amount of the organic matter degraded in the deep water layer (1.1-5.25 km depth) was found to be almost comparable to those obtained from the dissolved oxygen consumption rates which were calculated in the deep waters of various oceanic areas by the diffusion advection model.

\* 名古屋大学水圏科学研究所 Water Research Institute, Nagoya University

## 1. はじめに

海洋への有機物の供給は基礎生産および河川・大気を通しての陸起源物質の流入によっている。基礎生産による海洋への有機物の供給量は年間  $2.0 \sim 3.6 \times 10^{16}$  g C (KOBLENTZ-MISHKE 1968, RYTHER 1969), また河川・大気によるものは  $3.2 \sim 3.5 \times 10^{14}$  g C と算定されている。

また、河川・大気を通して海洋に輸送される有機物はリグニンなどを主体とする陸上植物の分解残渣物質 (HEDGES and PARKER 1976) で、 $\delta^{13}\text{C}$  値からその大部分が沿岸域の堆積作用によって海水から除去されると報告されている (HEDGES and PARKER 1976)。これに対して、基礎生産過程は海洋表面に普遍的に存在し、かつその有機物の大部分が海洋生物のエネルギー代謝の基質となりうる特性をもっている (STRICKLAND 1965, SKOPINTSEV 1971, STEELE 1972)。これらの事実は基礎生産過程で生ずる有機物が質的また量的に海洋の炭素循環において主導的な役割をはたしていることを示唆している。

海洋における有機物の生物学的分解速度は生物実験法 (CONOVER 1964, HOLM-HANSEN 1969, PACKARD *et al.* 1971) および拡散移流モデルによる溶存酸素の鉛直分布についての解析によって算定されてきた。特に後者は深層水における有機物の分解速度が  $2.3 \sim 14$  mg C/m<sup>2</sup>·day であることを示した。この値は海洋の平均的基礎生産量 ( $100$  g C/m<sup>2</sup>·yr) の  $0.8 \sim 5\%$  に相当するものである。このことは海洋においては水深  $1,000$  m の界

面を通して年間  $0.8 \sim 5$  g C/m<sup>2</sup>·yr の有機物が表・中層水から深層水に輸送されていなければならないことを意味している。

本研究ではこのような有機物の鉛直輸送量を実測し、あわせて有機物組成から海洋における有機物の分解機構を知るため北部北太平洋においてセジメントトラップ実験を行った。得られた結果を以下にのべる。なお、本論文は日本海洋学会誌に公表した3つの論文をまとめたものである。

## 2. 有機物の鉛直流束

1978年7月13日から8月14日までの31日間、北部北太平洋の観測点 ( $47^{\circ}51.1'N$ ,  $176^{\circ}20.6'E$ , 水深  $5 \sim 3$  km) にセジメントトラップを設置し、沈降粒子の採集を行った。セジメントトラップは  $1.1$ ,  $2.2$ ,  $4.4$  および  $5.25$  km の深度に設置した。この期間に各深度のセジメントトラップに堆積した沈降粒子の乾重量はそれぞれ  $137$ ,  $193$ ,  $70.4$  および  $43.2$  mg/m<sup>2</sup>·day で深度の増加にともなって捕集される粒子の重量は減少していた。

有機炭素の流束 (フラックス, flux) は  $1.1$ ,  $2.2$ ,  $4.4$  および  $5.25$  km の深度でそれぞれ  $7.27$ ,  $7.33$ ,  $2.70$  および  $2.38$  mg C/m<sup>2</sup>·day で、同航海で測定された同海域の基礎生産量  $340$  mg C/m<sup>2</sup>·day (SAINO *et al.* 1979) のそれぞれ  $2.1$ ,  $2.2$ ,  $0.8$  および  $0.7\%$  に相当していた。これらの値はすでに指摘した深度  $1,000$  m の界面を通して表層水から深層水に輸送されると予想した

Table 1. Vertical flux of organic carbon in various marine environments

Area	Depth	Vertical flux of organic carbon	References
North Pacific	1.05 km	12 mg C/m <sup>2</sup> ·day	KNAUER <i>et al.</i> (1979)
East Pacific	2.15	6.36	WIEBE <i>et al.</i> (1976)
Off Bermuda	5.4	1.23	SPENCER <i>et al.</i> (1978)
Pacific	0.4	3.6	HONJO (1979)
	1.0	0.6	
	2.8	1.1	
	4.3	0.9	
	5.6	0.7	
Sargasso Sea	1.0	2.6	HONJO (1979)
	3.7	0.9	
	5.6	0.7	
Equatorial Pacific	0.4	6.8	HONJO (1979)
	1.0	4.0	
	3.7	1.7	
	5.0	1.7	
North Pacific	1.1	7.27	TANOUE and HANDA (1979)
	2.2	7.33	
	5.25	2.38	

値—基礎生産量の0.8~5%—に非常によく一致するものである。この事実は海洋表層の光合成層で合成される有機物のおよそ95%が海洋の1,000m以浅で無機化されることを意味し、海洋の有機物循環における海洋表層の重要さがあらためて認識される。

いままで海洋で測定された有機炭素の鉛直流束の測定結果を Table 1 に示す。海域、用いた装置の形状の差異にもかかわらず、得られた結果はほぼ等しく、また各海域ともに深度とともに流束が著しく減少する特徴があると判断される。この事実は沈降粒子に相当する有機物が最終的には深層水で生物学的な分解を受けて溶存酸素を消費していることを示唆している。

3. 懸濁粒子と沈降粒子の化学組成

海水には表層水から深層水にいたるまで粒子が懸濁している。セジメントトラップ実験を実施した観測点にお

いては粒子態有機炭素および有機窒素濃度がそれぞれ12.5~353  $\mu\text{g C/l}$ 、1.0~69  $\mu\text{g N/l}$  で測定され、特に深層水におけるそれらの平均濃度は  $25.8 \pm 14 \mu\text{g C/l}$  および  $2.2 \pm 1.2 \mu\text{g N/l}$  であった。もし、かりにこれらの粒子が1.5 m/dayの沈降速度 (SMAYDA 1970) で沈降してセジメントトラップ中に堆積するとすれば、深度1,000mにおける有機炭素の流束は  $38.7 \text{ mg C/m}^2 \cdot \text{day}$  となり、セジメントトラップで測定した流束のほぼ数倍に相当する。

懸濁粒子および新生沈殿物の有機炭素および全窒素組成を Fig. 1 に示す。新生沈殿物の有機炭素および全窒素はそれぞれ3.5~6.9% および0.5~1.1%の範囲で測定され、試料を得た深度とともに多少減少した。しかし、新生沈殿物のC/N値は6.5ではほぼ一定していた。

これに対して、懸濁粒子では有機炭素および全窒素がそれぞれ粒子重量の10~45% および6~30%を占めて

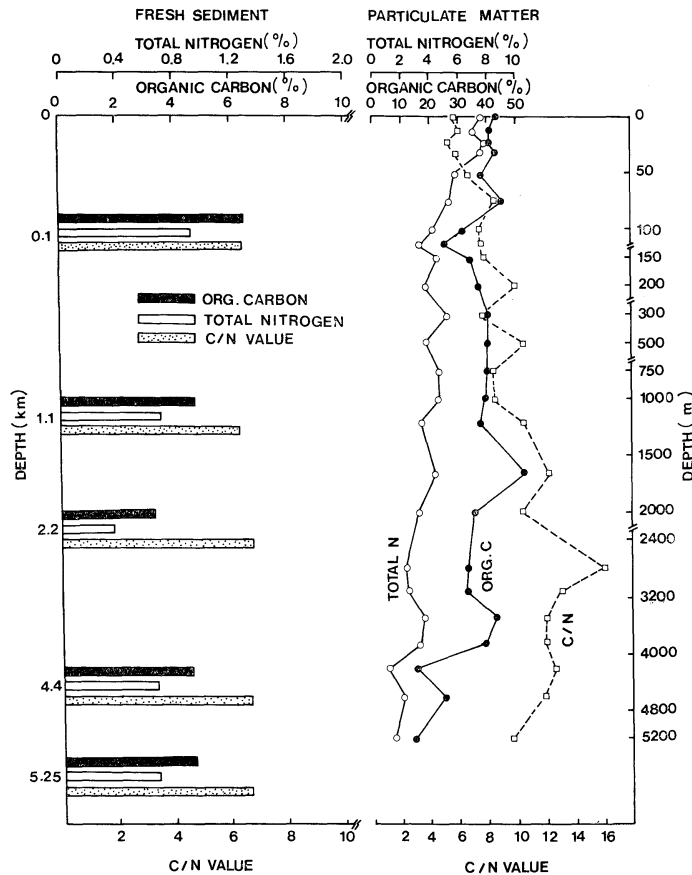


Fig. 1. Vertical profiles of organic carbon, total nitrogen and C/N in the particulate matter and fresh sediments.

いた。この事実は新生沈殿物に比して懸濁粒子では有機物濃度が高いことを示している。ただし、C/N 値は深度とともに増加し、深層水では 10 をこえていた。

そこで、もしかりに新生沈殿物の全てが懸濁粒子の沈降に由来するとすれば、懸濁粒子はきわめて急速な分解をひきおこすか、有機物濃度のきわめて低い粒子によって稀釈される必要がある。一般に、有機物の微生物による分解は試料の C/N 値を高くする。したがって新生沈殿物は懸濁粒子よりも高い C/N 値を与えねばならない。この点は観測した事実とくいちがいが生じており、懸濁粒子が新生沈殿物の直接の起源物質ではないことを示唆している。

また、懸濁粒子と新生沈殿物におけるこのような C/N 値の差異は低有機物粒子の稀釈による懸濁粒子から新生沈殿物の生成過程の存在についてもまた否定するものと理解される。

#### 4. 有機物組成

新生沈殿物の有機物の起源を明らかにするため新生沈

殿物とともに懸濁粒子、植物プランクトンおよび海底堆積物試料について脂肪酸および単糖類組成を比較検討した。

これらの試料についての脂肪酸組成を Fig. 2 に示す。植物プランクトンには炭素数が 14(C<sub>14</sub>) から 24(C<sub>24</sub>) の脂肪酸が存在し、とくに C<sub>16</sub>, C<sub>18</sub> および C<sub>20</sub> には不飽和脂肪酸が多量に存在することを認めた。これに対して、堆積物では C<sub>14</sub> から C<sub>36</sub> の脂肪酸のうち、不飽和脂肪酸が皆無であった。これは微生物による有機物の分解が進行した試料にみられる特徴であって、溶存酸素に十分さらされた海底堆積物には微生物学的に安定な脂肪酸のみが残留していることを示している。

さて、この観測点の光合成層から得られた懸濁粒子 (POM) では植物プランクトンにおいて認められた C<sub>16</sub>, C<sub>18</sub>, C<sub>20</sub> および C<sub>22</sub> の不飽和脂肪酸が存在し、この層の懸濁粒子に対する植物プランクトンの寄与の大きいことを示している。ところが、深層水から採集した懸濁粒子では光合成層のそれと全くちがいが、不飽和脂肪酸の存在は全く認められなかった。このことは深層水の懸濁粒子

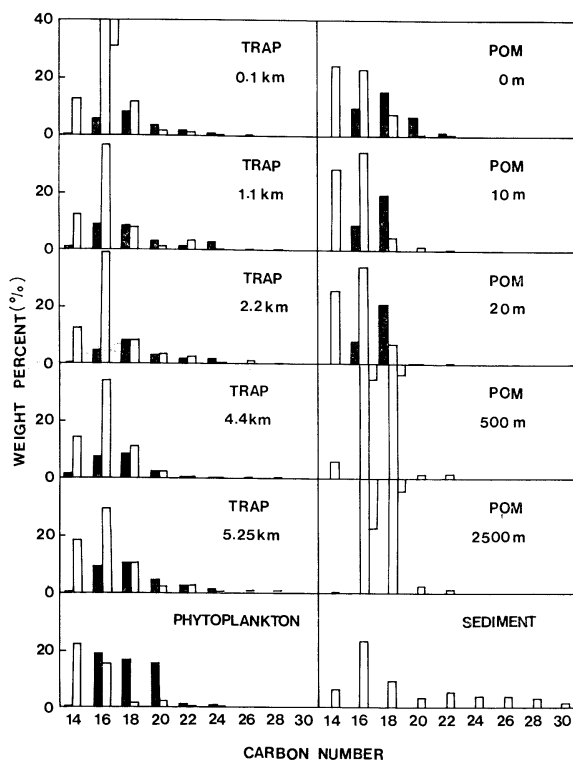


Fig. 2. Distribution of fatty acids in the particulate matter, phytoplankton, fresh sediments and bottom sediment.

には微生物作用からのがれることの出来た有機物のみが存在することを示唆しているものと判断される。

これに対して、0.1 km から 5.25 km におよぶ深度から採集された新生沈殿物には植物プランクトンおよび懸濁粒子の表層試料において広くその存在が認められた不飽和脂肪酸が見出された。この事実は深層水において懸濁粒子が新生沈殿物の直接の起源ではないとする我々の考えと一致するものである。

新生沈殿物に見いだされる不飽和脂肪酸の起源としては微生物もまたその可能性をもっている。細菌の細胞膜の極性脂質の構成成分としては  $C_{18}$  を主体とする不飽和脂肪酸の存在はすでに知られている (TORNABENE *et al.* 1967)。しかし同時にこれらの脂質には  $C_{12}$ ~ $C_{19}$  におよぶ枝鎖脂肪酸が多量に存在することが報告されている。LEO and PARKER (1966) によれば、数種の海洋細菌のノルマル脂肪酸/枝鎖脂肪酸が 0.53~0.62 であると報告されている。さらに、BLUMER (1970) は海底堆積物、海水および植物プランクトン試料についてのこの値がそれぞれ 3~7, 22 および 50~100 であることを見出して

いる。これらの事実は枝鎖脂肪酸の有無が試料中の有機物に対する細菌有機物の寄与を知る目安となることを示している。

ここで取扱っている新生沈殿物のノルマル脂肪酸/枝鎖脂肪酸は 0.1, 1.1, 2.2, 4.4 および 5.25 km の試料でそれぞれ 44, 10, 23, 64 および 29 と算定され、枝鎖脂肪酸がきわめて少ないことを示した。このことは新生沈殿物に見出される不飽和脂肪酸の大部分は細菌ではなく表層水の植物プランクトンに由来することを示しているものと理解される。

一方、不飽和脂肪酸は微生物学的にかなり不安定な物質であることは知られている。最近我々はナンキョクオキアミ (*Euphausia superba*) に *Dunaliella tertiolecta* を摂餌させて生ずる糞粒と、餌としての *Dunaliella tertiolecta* の脂肪酸組成を検討した。その結果、*Dunaliella tertiolecta* が糞粒に移行する過程で、その  $C_{16}$  および  $C_{18}$  不飽和脂肪酸のそれぞれ 61 および 4% が生物学的に分解されて消失することを認めた。このことは海洋環境下においても不飽和脂肪酸は不安定であることを示唆して

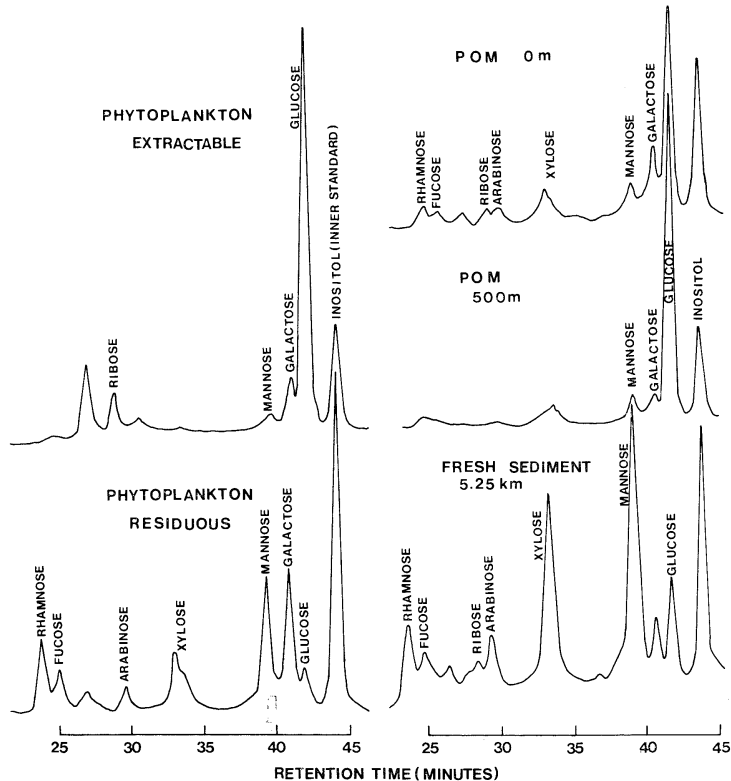


Fig. 3: Monosaccharide composition of the particulate matter, fresh sediment and phytoplankton.



いる。これらの諸事実から判断するならば、新生沈殿物を構成する粒子および有機物は表層から深層水にいたるまでに極めて迅速に鉛直輸送されていると判断してよい。不飽和脂肪酸の分解速度から判断して、粒子が表層水から深さ5.25 kmまで沈降するのに要する時間はおよそ数日から3, 4カ月の範囲ではないかと予想される。これは、1.5 m/dayの沈降速度をもつ表層水の植物プランクトンが5 kmまで沈積するのに要する時間(9.1年)に比してきわめて迅速な粒子の鉛直輸送を受持つ系が海洋には存在していることを示唆している。

新生沈殿物および懸濁粒子の単糖組成もまた両者の差異をはっきり示した(Fig. 3)。表層水から採集した懸濁粒子からは、その炭水化物を構成する単糖類としてグルコース、ガラクトース、マンノース、キシロース、アラビノース、リボース、フコースおよびラムノースなどが見出された。これに対して深度500 mから採集した懸濁粒子ではペントースおよびメチルペントースの濃度が激減し、多少のマンノースおよびガラクトースに加えてグルコースが主成分となっていることが見出された。同様な結果は深度2,000 mから採集された懸濁粒子についても得られている。

これに対して、新生沈殿物ではメチルペントースおよびペントースの存在は明らかであると同時に、ヘキソースとしてはマンノースが他に比して卓越していることが見出された。このこともまた新生沈殿物およびその有機物の直接的な起源物質が深層水の懸濁粒子でないことを示す事実といえる。

## 5. 有機物の鉛直輸送に関与する担体

新生沈殿物の有機物は懸濁粒子とはちがって表層水からきわめて迅速に深層水に輸送されたものであることを示す事実についてはすでに述べた。このような鉛直輸送に関与する担体とは何かについて述べる。

植物プランクトンは実測されているその沈降速度から判断して、単独ではこの担体とはなり得ない。むしろ、速い沈降速度をもつためにそれらが大型粒子となる必要がある。

海洋において、沈降速度の速い大型粒子としてはマリンスノー(marine snow)(ALLDREDGE 1979, SHANKS and TRENT 1980)および動物プランクトンの糞粒(SMAYDA 1970, WIEBE *et al.* 1976, HONJO and ROMAN 1978)の2つが考えられる。マリンスノーは一般に海洋の表層付近で形成されるものであるが(SILVER *et al.* 1978), 1) その年齢はほぼ数時間から1週間以

内である(SILVER *et al.* 1978), 2) 沈降速度は平均68 m/dayである(SHANKS and TRENT 1980)などの性質は有機物の迅速な鉛直輸送の担体となりうる可能性があるが, 3) マリンスノー内部での有機物の分解速度が速く, C/N値は12.5(平均値)程度である(ALLDREDGE 1979)ことは実際に採集された新生沈殿物の化学組成(C/N値)や有機物組成と差異がある。

一方、動物プランクトンの糞粒はきわめて速い沈降速度(15~941 m/day; SMAYDA 1969, FOWLER and SMALL 1972, WIEBE *et al.* 1976, TURNER 1977, HONJO and ROMAN 1978)をもち、5 kmを沈降するのに要する時間はおよそ5~333日と算定される。これらの値は動物プランクトンの糞粒が海洋における有機物の鉛直輸送に関与する可能性の最も高い担体であることを示唆している。換言するならば、海洋の表層では動物プランクトンは植物プランクトンを捕食し、糞粒としてこれを大型粒子化し、未消化の植物プランクトン有機物を深層水に輸送していると理解される。

## 6. 有機炭素流束と海洋の炭素循環

すでに述べたように、北部北太平洋における深度1.1 kmにおける有機炭素流束は7.27 mg C/m<sup>2</sup>·dayであるのに対して、深度5.25 kmでは2.38 mg C/m<sup>2</sup>·dayであった。これらの流束値の差に相当する有機炭素(4.89 mg C/m<sup>2</sup>·day)は深度1.1~5.25 kmの深層水で分解された有機物量であると考えられる。

ここで得られた有機物分解量の深層水における意味について述べる。有機物の分解は溶存酸素の消費を伴う。MUNK (1966)は中部太平洋の深層水(1 km以深)における溶存酸素の鉛直分布を拡散移流モデルを適用して解析し、深度1~4 kmの深層水における溶存酸素の消費速度が4 μl/l·yrであると報告した。Redfield-Ketchum-Richards モデル(C:O=106:276原子比)を適用するならば、この値は13.5 mg C/m<sup>2</sup>·dayとなり、この海域の深層水における全有機物分解量が算出できる。

その後、数多くの研究者によって各海域の深層水における溶存酸素消費速度が計算された。その結果をTable 2に示す。その結果、深層水における溶存酸素消費速度は0.6~4 μl/l·yrの範囲で、これは2.3~13.5 mg C/m<sup>2</sup>·dayの有機物の分解量に相当するものであった。

今回のセジメントラップ実験で算定された深層水における有機物分解量は4.89 mg C/m<sup>2</sup>·dayであり、この値は拡散移流モデルで算定された有機物分解量にかなり近いものであることがわかった。この事実は海洋におけ

る有機物の分解量の見積りに対してセジメントトラップ実験もまた有効な手段であることを示唆しているものと思われる。

さて、セジメントトラップ実験で求めた有機炭素の流束および海底における堆積速度などの結果を参考にして、この海域における有機炭素の代謝過程を Fig. 4 に示す。

<sup>14</sup>C 法によって求めたこの海域の基礎生産量は 340 mg

C/m<sup>2</sup>·day であった。風送塵による有機物の供給量が無視出来るものとすれば、深度 1.1 km における有機炭素の下向きの流束は基礎生産量の 2.2% に相当するのみである。したがって、基礎生産量の 97.8% に相当する有機物は海洋の 1.1 km 以浅の表・中深層で分解することになる。このことは海洋における有機物分解（溶存酸素消費）のほとんどは深度 1,000m までで完了していることを意味している。

Table 2. Rates of dissolved oxygen consumption and degradation of organic matter in the deep waters.

Authors	Dissolved oxygen consumption rate*	Organic matter degradation rate	Area
	$\mu\text{l/yr}$	$\text{mg C/m}^2\cdot\text{day}$	
MUNK (1966)	4(2.7-5.3)	13.5(1-4 km)	Central Pacific
ARONS and STOMMEL (1967)	2-2.5	7.6(1-4 km)	North Pacific
TSUNOGAI (1972)	1-3	13.7(1-4.5 km)	North Pacific
KROOPNICK (1974)	0.6-3	2.3-11.4 (1-4.5 km)	East Pacific
Range	0.6-4	2.3-14	
This study		4.89** (1.1-5.25 km)	Northern North Pacific

\* Determined by the diffusion-advection model.

\*\* Determined by the sediment trap experiment.

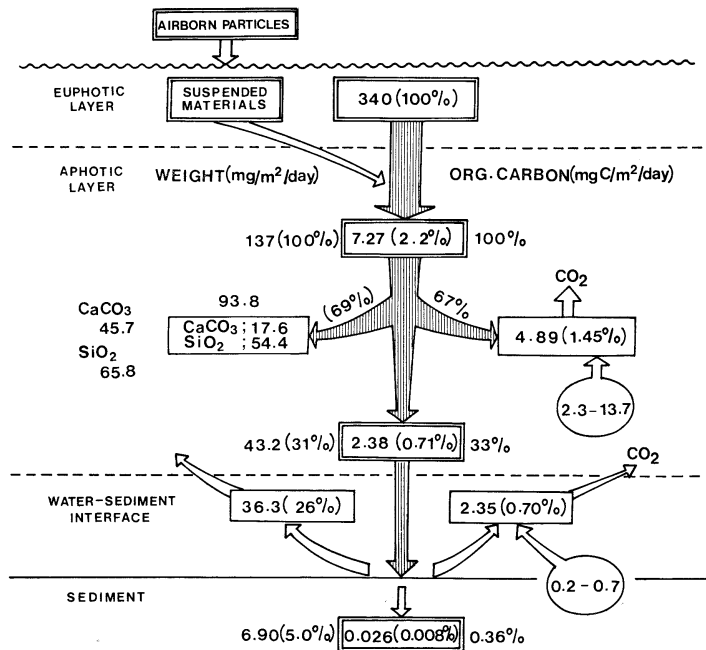


Fig. 4. Degradation of organic matter produced by photosynthesis in the euphotic zone in the northern North Pacific Ocean.

このような有機物の深度 5.25 km における流束は  $2.38 \text{ mg C/m}^2 \cdot \text{day}$ 、また海底への堆積速度は  $0.026 \text{ mg C/m}^2 \cdot \text{day}$  であることを認めた。このことは深度 1.1~5.25 km 層 (深層水) における有機物の分解量が  $4.89 \text{ mg C/m}^2 \cdot \text{day}$  であり、また 5.25 km~海底 (5.30 km) の 50 m 層 (底層水) でのそれが  $2.35 \text{ mg C/m}^2 \cdot \text{day}$  であることを示している。

深層水におけるこの値は拡散移流モデルから算出される深層水の有機物分解量とほぼ一致することはすでに述べた。SMITH (1978) は北太平洋の深海底にベルジャーを設置して底生生物による溶存酸素消費速度が  $0.02 \sim 0.5 \text{ ml O}_2/\text{m}^2 \cdot \text{hr}$  であると報告している。これらの値は  $0.26 \sim 6.4 \text{ mg C/m}^2 \cdot \text{day}$  の有機物分解量 (速度) に相当し、本研究で得られた底層水における有機物分解量ときわめて近い値であると判断される。この結果は本研究で得られた底層水における有機物分解量のほとんどが堆積物の極表層の生物作用によって惹起されているものと判断される。

一方、深度 1.1 および 5.25 km における粒子束はそれぞれ  $137$  および  $43.2 \text{ mg/m}^2 \cdot \text{day}$  である。これらの値の差 ( $93.8 \text{ mg/m}^2 \cdot \text{day}$ ) は深層水において溶解している粒子量に相当している。新生沈殿物の  $\text{CaCO}_3$  および  $\text{SiO}_2$  はそれぞれ 24.1% および 48.4% (SPENCER *et al.* 1978) であると報告されている。これらの値を採用するならば、深層水では  $22.6$  および  $45.4 \text{ mg/m}^2 \cdot \text{day}$  の  $\text{CaCO}_3$  および  $\text{SiO}_2$  が懸濁態から溶存態に変っているものと考えられる。TSUNOGAI (1972) は北太平洋深層水における溶存  $\text{CaCO}_3$  および  $\text{SiO}_2$  の生成量が  $45.7$  および  $65.8 \text{ mg/m}^2 \cdot \text{day}$  であることを報告している。これらの値は我々が得た深層水における懸濁態  $\text{CaCO}_3$  および  $\text{SiO}_2$  の溶解量とほぼ見合うものであると判断される。

## 7. まとめ

北部北太平洋の観測点 ( $47^\circ 51.1' \text{N}$ ,  $176^\circ 20.6' \text{E}$ ) にセジメントトラップを 1 カ月間設置して新生沈殿物を採集した。この試料を中心に、懸濁粒子、植物プランクトンおよび堆積物について有機炭素、全窒素を分析するとともに単糖組成および脂肪酸組成を決定し、それらの比較検討をした。その結果、以下のことがわかった。1) 新生沈殿物と懸濁粒子の有機物組成は相互に大きな差異を示し、懸濁粒子が新生沈殿物の直接の起源物質ではない。2) したがって、海洋には表層水から深層水へ有機物を含む粒子を迅速に鉛直輸送する系が存在しなければならぬ。3) このような粒子の輸送に関与する担体と

して、動物プランクトンの糞粒を考えるのが最も適切と思われる。4) セジメントトラップ実験により、この海域の深度 1.1, 2.2, 4.4 および 5.25 km における有機炭素の流束が  $7.27, 7.33, 2.70$  および  $2.38 \text{ mg C/m}^2 \cdot \text{day}$  であることを認めた。これらの値は基礎生産量 ( $340 \text{ mg C/m}^2 \cdot \text{day}$ ) のそれぞれ 2.2, 2.2, 0.8 および 0.7% に相当した。また、堆積物に移行する有機物量は基礎生産量の 0.008% にすぎなかった。5) 海洋の表層 ~ 1.1 km, 1.1~5.25 km および 5.25 km ~ 海底層において、基礎生産によって与えられる有機物のそれぞれ 97.9, 1.4 および 0.7% が分解される。

## 8. おわりに

セジメントトラップ実験で得られた結果をもとにして海洋における有機物の分解過程を述べてきたが、セジメントトラップはいまだ方法論的に確立されたものではなく、現在も多くの研究者によって改良がつけられている。しかし、今回我々が得た観測結果は海洋における有機物の鉛直輸送機構および物質循環の枠組について十分な理解を与えるものであった。したがって、定量的議論にたえる装置と観測方法の開発が今後の研究課題である。

## 文 献

- ALLDREDGE, A. L. (1979): The chemical composition of macroscopic aggregates in two neretic seas. *Limnol. Oceanogr.*, **24**, 855-866.
- ARONS, A. B. and H. STOMMEL (1967): On the abyssal circulation of the world ocean-III. An advection-lateral mixing model of the distribution of a tracer property in an ocean basin. *Deep-Sea Res.*, **14**, 441-457.
- BLUMER, M. (1970): Dissolved organic compound in sea water: saturated and olefinic hydrocarbon and singly branched fatty acids. *In* D. W. HOOD ed., *Organic Matter in Natural Waters*. University of Alaska. pp. 153-167.
- CONOVER, R. J. (1964): Food relations and nutrition of zooplankton. *Proc. Symp. on Exp. Mar. Ecol. Oceans*. Pub. 2, Grad. School of Oceanogr., University of Rhode Island. pp. 81-91.
- FOWLER, S. W. and L. F. SMALL (1972): Sinking rates of euthausiid fecal pellets. *Limnol. Oceanogr.*, **17**, 293-296.
- HEDGES, J. I. and P. L. PARKER (1976): Land-derived organic matter in surface sediments from the Gulf of Mexico. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **40**, 1019-1029.
- HOLM-HANSEN, O. (1969): Determination of micro-

- bial biomass in ocean profile. *Limnol. Oceanogr.*, **14**, 740-747.
- HONJO, S. (1979): Material fluxes and modes of sedimentation in the mesopelagic and bathypelagic zones. (Submitted to *J. Mar. Res.*)
- HONJO, S. and M.R. ROMAN (1978): Marine copepod fecal pellets: production, preservation and sedimentation. *J. Mar. Res.*, **36**, 45-47.
- KNAUER, G.A., J.H. MARTIN and K.W. BRULAND (1979): Fluxes of particulate carbon, nitrogen, and phosphorus in the upper water column of the northeast Pacific. *Deep-Sea Res.*, **26**, 97-108.
- KOBLENTZ-MISHKE, O.J., V.V. VOLKOVINSKY and J.G. KABANOVA (1968): Plankton primary production of the world ocean. In W.S. WOOSTER ed., *Symp. Sci. Explor. South Pacific*. Scripps Institute of Oceanography. pp. 183-193.
- KROOPNICK, P. (1974): The dissolved  $O_2$ - $CO_2$ - $^{13}C$  system in the eastern equatorial Pacific. *Deep-Sea Res.*, **21**, 211-227.
- LEO, R.F. and P.L. PARKER (1966): Branched-chain fatty acids in sediments. *Science*, **152**, 649-650.
- MUNK, W.H. (1966): Abyssal precipitates. *Deep-Sea Res.*, **13**, 707-730.
- PACKARD, T.T., M.L. HEALY and F.A. RICHARDS (1971): Vertical distribution of the activity of the respiratory electron transport system in marine plankton. *Limnol. Oceanogr.*, **16**, 60-70.
- RYTHER, J.H. (1969): Photosynthesis and fish production in the sea. *Science*, **166**, 72-76.
- SAINO, T., K. MIYATA and A. HATTORI (1979): Primary production in the Bering and Chukchi Seas and in the northern North Pacific in 1978 summer. *Bull. Plankton Soc. Japan*, **26**, 96-103.
- SHANKS, A.L. and J.D. TRENT (1980): Marine snow: Sinking rates and potential role in vertical flux. *Deep-Sea Res.*, **27**, 137-143.
- SILVER, M.W., A.L. SHANKS and J.D. TRENT (1978): Marine snow: Microplankton habitat and source of small scale patchiness in pelagic populations. *Science*, **201**, 371-373.
- SKOPINTSEV, B.A. (1971): Recent advances in the study of organic matter in the oceans. *Okeanologiya, Akad. Nauk. SSSR*, **11**, Translated into English, *Oceanology*, **11**, 775-789.
- SMITH, JR., K.L. (1978): Benthic community respiration in the N.W. Atlantic Ocean: *in situ* measurements from 40 to 5,200 m. *Mar. Biol.*, **47**, 337-347.
- SMAYDA, T.J. (1969): Some measurements of the sinking rate of fecal pellets. *Limnol. Oceanogr.*, **14**, 621-625.
- SMAYDA, T.J. (1970): The suspension and sinking of phytoplankton in the sea. *Oceanogr. Mar. Biol. Ann. Rev.*, **8**, 353-414.
- SPENCER, D.W., P.G. BREWER, A. FLEER, S. HONJO, S. KRISHMASWANI and Y. NOZAKI (1978): Chemical fluxes from a sediment trap experiment in the deep Sargasso Sea. *J. Mar. Res.*, **36**, 493-523.
- STEELE, J.H. (1972): Factors controlling marine ecosystems. In D. DRYSEN and D. JAGNER ed., *Changing Chemistry of the Oceans*. Nobel Symp. 20. Wiley, London. pp. 209-221.
- STRICKLAND, J.D.H. (1965): Production of organic matter in the primary stages of the marine food chain. In J.P. RILEY and G. SKIRROW, eds., *Chemical Oceanogr.* Academic Press, New York. pp. 477-610.
- TORNABENE, T.G., G.E. GELPI and J. ORO (1967): Identification of fatty acids and aliphatic hydrocarbon in *Sarcina lutea* by gas chromatography and combined gas chromatography-mass spectrometry. *J. Bacteriol.*, **94**, 333-343.
- TSUNOGAI, S. (1972): An estimate of the rate of decomposition of organic matter in the deep water of the Pacific Ocean. In A.Y. TAKENOUTI, ed., *Biological Oceanography of the Northern North Pacific Ocean*. Idemitsu Shoten, Tokyo. pp. 517-533.
- TURNER, J.T. (1977): Sinking rates of fecal pellet from the marine copepod *Pontella meadii*. *Mar. Biol.*, **40**, 249-259.
- WIEBE, P.H., S.H. BOYD and C. WINGET (1976): Particulate matter sinking to the deep-sea floor at 2,000 m in the Tongue of the Ocean, Bahamas, with a description of a new sediment trap. *J. Mar. Res.*, **34**, 341-354.

#### 討 論

角皆(北大・水産) 懸濁物試料は堆積物やトラップの試料に比べて量が少ないので、炭水化物や脂肪酸組成の値に比較的大きな誤差があるのではないかと、特に組成が5%以下のものはノイズの中に隠れてしまわないか。

半田(名大・水研) ガスクロマトグラフィーによる脂肪酸、炭水化物(単糖類)の分析では各成分が数 $\mu$ gでよい。この点からすれば、今回の実験では充分な試料があったといえる。分析誤差は最大5%であるが、S/N=10以上のものをピークとして認めている。また、m/e 74でモニターする限りでは特にピークの見落としは認められなかった。

野崎(東大・海洋研) トラップの物理的効率は何のくらいか。

半田(名大・水研) 本器を使用して特別に捕捉効率を測定したわけではないが、一般に直径/高さ比が1:2~3がよいといわれている。本器は25 cm/60 cmで一応この範囲に入るように設計された。

角皆(北大・水産) トラップの効率を深く議論することはあまり意味がないように思える。なぜなら、これは粒子の沈降のメカニズムにかかわるからである。我々の結果では、冬季の噴火湾においてトラップで実測された粒子束が正味の除去速度の数十倍になることがあ

った。また、外洋では粘土粒子(非生物起源粒子)の粒子束が深さとともに増加したり、堆積速度より大きいことが見つかっている。これらの事実は、小粒子が何らかのメカニズムで上昇し、また沈降していることを示すものである。従って、実際の海洋では正味の粒子束より大きい下向の粒子束が常に存在し、ちょうどハエ取り紙のように下向きのをすべて捕える装置を使えば、粒子束は大きくなる。さらに、粒子は上がる時と下がる時で形が違うかもしれない。

### 3. 窒素の循環

— 栄養塩の再生産と食物連鎖 —

小池 勲 夫\*

### 3. Nitrogen Cycling with Special Reference to Ammonia Regeneration and Associated Food Chain

Isao KOIKE\*

**Abstract:** Nitrogen cycling in the ocean is discussed with special reference to ammonia regeneration in upper layers. Several investigations concerning the biomass of zooplankton and their ammonia excretion suggest that, in pelagic waters, ammonia excretion by zooplankton is of primary importance to meet the phytoplankton nitrogen demand. In coastal and inshore waters, however, the contribution of zooplankton for ammonia regeneration seems to occupy minor portion and direct measurement of ammonia regeneration by  $^{15}\text{N}$  isotope dilution technique supports the view. The coupling of phytoplankton and bacterioplankton metabolism appears to be mainly responsible for the regenerative process of ammonia in coastal waters.

#### 1. 緒言

海洋における有機物生産の基となっているのは、海洋表層での植物プランクトンによる一次生産であるが、多くの海域においてこの一次生産の速度を律速しているのは、窒素あるいはリンといった栄養塩類の生産層への供給であることが従来の研究から明らかにされている(THOMAS 1970)。この律速因子として重要な無機栄養塩類の内、無機態窒素化合物について見ると、その主成分である硝酸態窒素とアンモニア態窒素とでは、海洋におけるそれらの分布及び挙動に関して大きな差異がある。即ち、アンモニアは特殊な海域を除いては、その濃度

は海洋の全層にわたって低い。しかし、その代謝速度は表層域ではきわめて速いことが考えられ、DUGDALE and GOERING (1967) が提唱する所の“Regenerated Production”に結びつくものである。それに対して硝酸は海洋中で主に硝化細菌によってアンモニアの酸化で生成されていると考えられるが、その濃度は表層を除いては高く、その回転速度はアンモニアに比べればはるかに遅い。又、生産層への硝酸の供給は下層からの過動拡散等による物理的プロセスによって主に行なわれ、いわゆる“New Production”に結びつくものと考えられる。このDUGDALE and GOERING (1967) の考えは、外洋域での植物プランクトンの生産は、表層での食物連鎖によってかなり速い速度で生成されているアンモニアを窒素

\* 東京大学海洋研究所 Ocean Research Institute, University of Tokyo

源とする部分と中層以深から硝酸の形で表層に供給され、それがとりこまれる部分の2つに分けられるとするものである。しかし、沿岸域では陸からの硝酸、アンモニア等の供給が無視出来なくなる為、このような考え方をそのまま適用することは出来ない。

一方、海洋表層での一次生産量の測定及び最近測定例が出て来た Sediment Trap による粒子の鉛直輸送量の実測から、外洋域の場合一次生産で生じた有機物の内その90%位は、海洋の表層200~300m位までで分解され、その窒素およびリンは無機化合物の形で放出され、再び一次生産に使われ得ると推定されている (KNAUER *et al.* 1979)。さらに外洋の場合、深海底に達する粒状有機物の量は表層域での生産量の数%位とされているが、この内の80~90%は海底堆積物の表層で分解され、その結果生じた栄養塩類の大部分は海水中へ溶出している (DEGENS and MOPPER 1976)。従って、海洋における一次生産を保持する上で極めて重要な無機態窒素化合物の再生産が行なわれている場としては、海洋表層および海底堆積表層の2つの境界層に注目しなければならない。ここでは主に海洋表層における無機態窒素化合物の再生産過程と、そこにおける食物連鎖、中でも動物プランクトンとバクテリアの役割について、従来からの研究と我々が行って来た沿岸域での研究の結果を合せて、考察を行なうこととする。

## 2. アンモニアの再生産と動物プランクトン

表層域での有機物から再生産されてくる無機態の窒素

化合物として主に考えられているのはアンモニアである。これは生成されたアンモニアに対する植物プランクトンを主体としたとりこみ活性が、硝化細菌によるアンモニアの酸化、硝酸の生成の活性に比べてはるかに大きいことに起因する (MIYAZAKI *et al.* 1973, HATTORI *et al.* 1980)。表層でアンモニアの再生産を行う生物過程としては、植物プランクトン、バクテリア、デトライタスを捕食した種々の大きさの動物プランクトンによるアンモニアの排泄と、バクテリアによる有機窒素化合物の脱アミノ反応がその主なものである。中でも海洋における生態系が、植物プランクトンから植食性の動物プランクトンさらに肉食性の動物プランクトンと繋がるいわゆる“Grazing Food Chain”として特徴づけられていることから (STEELE 1974)、アンモニアの表層域での再生産に対する動物プランクトンの重要性を検証しようとする試みが近年多くなされてきた。Table 1 にその代表的なものをまとめて示した。これらの研究は動物プランクトンの排泄実験の方法、植物プランクトンによる窒素の要求量の推定の仕方等に、いろいろな差異はあるが、原則的にはいずれも次の手順で動物プランクトンの寄与を求めている。すなわち、その研究海域においてネット動物プランクトンの現存量を測定し、同時にそこに出現する動物プランクトンによるアンモニアの排泄実験を行なうことによって、動物プランクトンによるアンモニアの生成量をその水域当りで推定し、さらにそこにおける植物プランクトンによる一次生産に要求される窒素量あるいはアンモニア量と比較を行なうことで、寄与率

Table 1. Ammonia excretion by net zooplankton and their contribution to ammonia requirement by phytoplankton.

Study area	Zooplankton biomass	Zooplankton ammonia excretion	Contribution	References
Central gyre of the north Pacific	(mg/m <sup>3</sup> ) 5.3-12.4	(μg at. N/m <sup>3</sup> /day) 5.0-9.3	(%) 40-50	EPPLEY <i>et al.</i> (1973)
Kuroshio and adjacent area	-	(mg at. N/m <sup>2</sup> /day) 0.3-1.7 (0-150 m)	11-44	IKEDA and MOTODA (1978)
Upwelling system off northwest Africa	(g/m <sup>2</sup> ) 7.5-13 (0-200 m)	4.2-5.4 (0-200 m)	35-75	SMITH and WHITLEDGE (1977)
Upwelling system off Peru	0.2-3.8 (0-120 m)	0.7-4.0 (0-120 m)	1-25	SMITH (1978)
Coasts of Washington and Oregon	0.42 (0-100 m)	0.14 (0-100 m)	less than 10	JAWED (1973)
Narragansett Bay	(mg/m <sup>3</sup> ) 12-250	(μg at. N/m <sup>3</sup> /day) 3-190	0.2-7.1	VARGO (1979)

の計算を行なっている。

これらの結果をみると EPPLEY *et al.* (1973) の行なった北太平洋の Central Gyre 付近, 及び IKEDA and MOTODA (1978) の行なった黒潮とその隣接海域においては, 動物プランクトンのアンモニア生成に対する寄与率は数10%以上でかなり高くなっている。さらに, これらの推定が200~300 $\mu$ m以上のネット動物プランクトンを対象としており, 重量当りの代謝活性はより大きいと考えられているマイクロ動物プランクトンは, この計算からはずれていることを考慮すると, これらの外洋域においては動物プランクトンの寄与はさらに大きくなる。それに対してペルー沖, 北部西アフリカ沖の湧昇域ではアフリカ沖が極めて高い寄与率を与えているのに対し (SMITH and WHITLEDGE 1977), ペルー沖では1~25%と変動の幅が大きいことが示されている (SMITH 1978)。さらに沿岸, 内湾域になると動物プランクトンの現存量は増加するがその寄与率は低くなり (JAWED 1973, VARGO 1979), 例えばアメリカ東部の Narragansett Bay における年間の平均値は数%位という推定がなされている。以上の議論はその推定方法から考えるといずれも桁の範囲のものであるが, これらの実験から外洋域と沿岸内湾域でのアンモニアの再生産に対する動物プランクトンの寄与率にかなりの差があることが示唆されよう。しかし, 外洋域の場合でも動物プランクトンの代謝様式を考えると, 捕食された植物プランクトンのかなりの部分がバクテリアの代謝を受けやすい形となることに注目しなければならない。即ち, 植食性動物プランクトンの捕食実験によれば, 捕食された植物プランクトン中の窒素のうちアンモニアの形で直接水中へ排泄されるのはその30~50%位であり, 約30%は糞の形で出されバクテリアの利用しやすい形になっており, さらに約5%は溶存有機窒素の形で排泄されることが報告されている (BUTLER *et al.* 1969, CORNER *et al.* 1967, HARRIS 1973)。

### 3. $^{15}\text{N}$ 法によるアンモニア生成速度の測定

以上述べた様な動物プランクトンのアンモニアの排泄実験と動物プランクトンの現存量からその水域でのアンモニア生成量を推定する方法に対して,  $^{15}\text{N}$  でラベルされたアンモニアを用い, 試水でのアンモニアの生成速度を実測する試みが, 主に沿岸域において最近行なわれはじめた。この方法の原理を Fig. 1 に示した東京湾の夏期中層水で実際に測定された例で説明すると, 次のようになる。まず  $^{15}\text{N}$  でラベルされたアンモニアを少量閉鎖

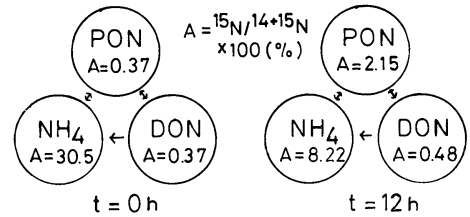


Fig. 1.  $^{15}\text{N}$  distribution in PON, DON and ammonia before and after the incubation. Water sample was collected from Tokyo bay (10 m in depth) in 26 June, 1979 and incubated under simulated *in situ* conditions.

系の試水に加えると, 時間 0 ではその系に含まれる植物プランクトンなどの粒状窒素 (PON) 及び溶存態有機窒素 (DON) 中の  $^{15}\text{N}$  含量は自然界での  $^{15}\text{N}$  の存在比 0.365% に近い値になる。それが一定時間 (この場合 12 時間) たった後ではアンモニア中の  $^{15}\text{N}$  の一部は PON 及び DON へ移行し, 逆にアンモニア中の  $^{15}\text{N}$  は PON 及び DON から生成したプランクトンによって希釈され, Fig. 1 の様に減少する。又, 培養の始めの内は PON 中の  $^{15}\text{N}$  比の方が DON 中の  $^{15}\text{N}$  比よりも高い値を示す。この閉鎖系中におけるアンモニアの時間 1 及び時間 2 の濃度 ( $[\text{Sa}]_1$ ,  $[\text{Sa}]_2$ ), それぞれの  $^{15}\text{N}$  比 ( $[\text{Xa}]_1$ ,  $[\text{Xa}]_2$ ), PON へとりこまれるアンモニアの  $^{15}\text{N}$  比 ( $\bar{X}a$ ), 及び PON, DON からアンモニアの形で出てくる窒素の  $^{15}\text{N}$  比 ( $\bar{X}p$ ) がわかれば, 以下の連立方程式を解くことによって, この系におけるアンモニアのとりこみ量 (X) 及び生成量 (Y) を求めることが出来る。

$$[\text{Sa}]_2 - [\text{Sa}]_1 = Y - X \quad (1)$$

$$[\text{Sa}]_1 [\text{Xa}]_1 - \bar{X}a \cdot X + \bar{X}p \cdot Y = [\text{Sa}]_2 [\text{Xa}]_2 \quad (2)$$

ここで, PON へとりこまれるアンモニアの  $^{15}\text{N}$  比は時間 1 と 2 の平均値を使い, 生成してくるアンモニアの  $^{15}\text{N}$  比は PON の  $^{15}\text{N}$  比の時間 1 と 2 の平均値を使っている。ここでは細かい議論は省略するが, DON の大部分は速い代謝には関与しておらず, その中の 10~20%位が活発に代謝されていると考えられ, この点を考慮すれば DON 中でも活発に代謝されている部分の  $^{15}\text{N}$  比は Fig. 1 において PON のそれに近くなる。従って, 以上の計算で PON の  $^{15}\text{N}$  比の平均値を生成してくるアンモニアの  $^{15}\text{N}$  比と仮定しても, それによる誤差はそれほど大きくはならないと考えられる。

この  $^{15}\text{N}$ -アンモニアの希釈を使う方法は, その試水で直接アンモニアの生成速度が測定出来るという点で大き

な利点を持っている。しかし一方で、この実験には閉鎖系を用いなければならないため、今まで行なわれた殆んどの実験は 5~20 l 位の大きさの容器を使っている。従ってアンモニアの生成に関与する大きな生物因子である動物プランクトン、特にネット動物プランクトンを系中に保持することが困難なことは、この方法の欠点である (HARRISON 1978, CAPERON *et al.* 1979)。この唯一の例外に、約 60 m<sup>3</sup> の容量を持つプラスチックバッグに試水をその鉛直構造を保たせたままとりこみ、それに <sup>15</sup>N-アンモニアを加えてアンモニアのとりこみ及び生成を測定した例がある (HATTORI *et al.* 1980, 服部他 1979)。この実験の場合、バッグ中には Copepoda を優占種とする動物プランクトンが周辺の水塊と同じ程度現存し、その条件下でのアンモニア生成速度が測定されている。Fig. 2 に、この実験での表層 1 m におけるアンモニア窒素及び PON 窒素中の <sup>15</sup>N 量の約 1 週間にわたる時間変化を示した。実験は 9 月末から 10 月初めにかけてカナダバンクーバー島のサニッチ入江で行なわれ、図中の S, R は同一水塊に微量 (5 ppb) の水銀を付加したものの (R) と対照 (S) である。二つの成分共 S, R には大きな差はみられず、アンモニア中の <sup>15</sup>N 比は急速に減

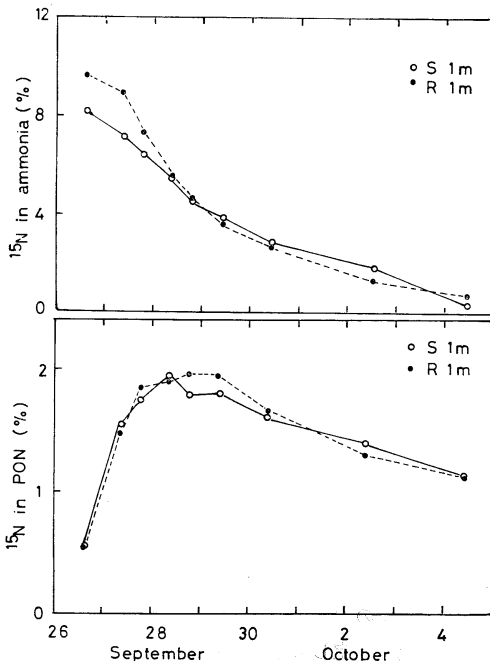


Fig. 2. Changes with time in <sup>15</sup>N content in ammonia and PON in bags, moored in Saanich Inlet, B.C., Canada.

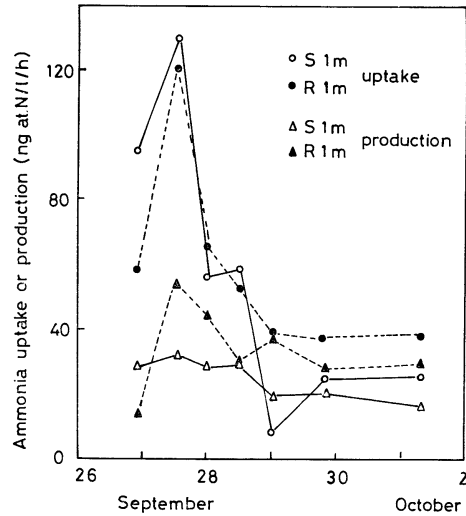


Fig. 3. Rates of uptake and production of ammonia at 1 m in bags, moored in Saanich Inlet, B.C., Canada.

少し、アンモニアの生成がおこっていることを示す。又 PON 中の <sup>15</sup>N 比はピークを持ち、その後ゆっくりと減少するが、この <sup>15</sup>N 比の減少は植物プランクトンによるラベルされていない硝酸塩のとりこみが増加して来たことを意味している。

これらの結果と試水中におけるアンモニア濃度の変化から、(1) および (2) 式に従ってアンモニアのとりこみおよび生成速度を計算した結果を Fig. 3 に示した。この実験ではバッグ中のアンモニア濃度を周辺の 3 倍位すなわち 3  $\mu$ g at.N/l 位にしているため、はじめの 2 日間位はアンモニアのとりこみは 80~120 ng at.N/l/hr とかなり高く、それから急速に減少して 30~40 ng at.N/l/hr 位になっていた。一方、アンモニアの生成は比較的一定で 20~30 ng at.N/l/hr の値をとり、アンモニア濃度が周辺の値すなわち 1  $\mu$ g at.N/l 程度ではアンモニアのとりこみと生成はほぼつり合っている。この状態でのアンモニアの平均滞留時間は約 30 時間と推定され、アンモニアは極めて速い速度で植物プランクトンを主とする生物体にとりこまれ、また有機物から無機化されて生成してくることがわかった。

S および R における動物プランクトンの現存量および <sup>15</sup>N のとりこみ状態を調べた結果では、水銀を加えた R の方が動物プランクトンの量および <sup>15</sup>N の増加 (これは <sup>15</sup>N でラベルされた植物プランクトンの捕食を意味している) 共明らかに減少していた。これは、水銀の付加によってアンモニアのとりこみおよび生成はあまり影



響を受けないが、動物プランクトンの方は損害を受けていることを意味している。つまり、アンモニアの再生産には動物プランクトン以外の因子もこの沿岸水域ではかなり働いていることをこの実験は示唆している。

アンモニアの再生産に関与する生物因子をより明確にする一つの方法として、フィルターを用いて動物プランクトン、植物プランクトン、バクテリア等を分別し、各分別でのアンモニア生成速度を測定する方法が考えられる。Table 2 は、Fig. 2 と同じ水域で夏期に行なったこのような実験の一つの結果を示したもので、表層試水を8  $\mu\text{m}$  のスクレフィルターを使って逆沝過法で分別し、8  $\mu\text{m}$  以下の分別でのアンモニアのとりこみおよび生成を無沝過の試水と比較したものである。ここで用いた8  $\mu\text{m}$  のサイズは、この試水に多数含まれるマイクロ動物プランクトンを含む殆どの動物プランクトンを除去出来るものである。実験1でみるとアンモニアの生成ととりこみの速度は共に8  $\mu\text{m}$  以下の分別で無沝過の試水の40%位に低下している。しかし、この実験の場合植物プランクトンとしては珪藻が主であったため、Chl. *a* も

$^{14}\text{C}\text{-CO}_2$  とりこみも8  $\mu\text{m}$  以下では大きく減少しており、動物プランクトン除去の効果はあまりはっきりしない。実験2の場合には試水中の植物プランクトンが小型のものであったことから、8  $\mu\text{m}$  のフィルターによる沝過で除かれるのは動物プランクトンのみであり、Chl. *a* およびPON 共ほとんど変化していない。そして、このような条件ではアンモニアのとりこみおよび生成速度共ほとんど変わらないことがわかる。したがって、これらの結果は、動物プランクトンがない系でもアンモニアの生成はかなりの速度で進行していることを示すものである。

Table 3 に1  $\mu\text{m}$  のフィルターで分別を行ない植物プランクトンとバクテリアを分離した場合について検討した結果を示した。ここで使った試水の場合、バクテリアは1  $\mu\text{m}$  以下の分画にほとんどはいるが、Chl. *a* はほぼ完全に除かれる。アンモニアのとりこみおよび生成共1  $\mu\text{m}$  以下では著しく減少し、無沝過に比べて1/4~1/15の値になっている。ここで用いた1  $\mu\text{m}$  以下の分別はバクテリアを除いてはいわゆる溶存有機窒素と呼ばれるものに相当するが、バクテリアと溶存有機物だけでは窒素

Table 2. Effect of size fractionation (8  $\mu\text{m}$ ) on nitrogen metabolism.

	Chl. <i>a</i> ( $\mu\text{g/l}$ )	Microzooplankton ( $\times 10^3/l$ )	PON ( $\mu\text{g at. N/l}$ )	$^{14}\text{CO}_2$ uptake ( $\mu\text{g at. C/l/h}$ )	Ammonia uptake ( $\mu\text{g at. N/l/day}$ )	Ammonia production
Exp. 1 August 16-18						
Bag 2						
Control (A)	4.5	37	9.5	1.1	3.09	2.90
<8 $\mu\text{m}$ (B)	0.80	2	4.7	0.21	1.12	1.27
(B)/(A)	(0.18)	(0.05)	(0.49)	(0.19)	(0.36)	(0.44)
Exp. 3 August 23-25						
Bag 3						
Control (A)	0.92	51	4.5	0.79	2.23	1.84
<8 $\mu\text{m}$ (B)	0.85	3	4.1	0.69	2.25	1.91
(B)/(A)	(0.92)	(0.06)	(0.92)	(0.87)	(1.01)	(1.04)

Table 3. Effect of size fractionation (1  $\mu\text{m}$ ) on nitrogen metabolism.

	Chl. <i>a</i> ( $\mu\text{g/l}$ )	Bacteria number ( $\times 10^6/\text{ml}$ )	PON ( $\mu\text{g at. N/l}$ )	$^{14}\text{CO}_2$ uptake ( $\mu\text{g at. C/l/h}$ )	Ammonia and nitrate uptake ( $\mu\text{g at. N/l/day}$ )	Ammonia production
Exp. 4 Aug. 30-Sept. 1						
Bag 2						
Control (A)	9.7	1.6	6.2	0.85	4.33	2.70
<1 $\mu\text{m}$ (B)	0.08	2.0	2.7	0.05	1.18	0.74
(B)/(A)	(0.01)	(1.3)	(0.43)	(0.06)	(0.27)	(0.27)
Exp. 5 Sept. 6-7						
Control (A)	11	1.5	8.4	3.4	5.30	4.76
<1 $\mu\text{m}$ (B)	0.12	1.4	2.8	0.005	0.34	0.27
(B)/(A)	(0.01)	(0.93)	(0.32)	(0.001)	(0.06)	(0.06)

の無機化は、1日オーダーの実験では、あまり進行しないことをこれらの結果は示しており、アンモニアの生成には植物プランクトンを含む粒状有機窒素の存在が重要であることが示唆される。

このことは、夏期の表層水で行なわれたフィルターによる分別実験のデータを全部まとめてアンモニアの生成速度と他の因子との相関を調べた結果からも示唆される。すなわち、アンモニアの生成速度はアンモニアのとりこみ速度 ( $r=0.87$ ,  $n=27$ ) および粒状有機窒素 (PON) の量 ( $r=0.70$ ,  $n=28$ ) と比較的よい相関を示した。従って、これらの結果をまとめてみると、沿岸域では、活発に代謝を行なっている植物プランクトンに代表される生物体の存在がアンモニアの再生産には重要な役割をはたしており、さらに従来考えられていたような植物プランクトンによる栄養塩のとりこみと増殖、それに続く分解過程と栄養塩の再生産という、いわゆるバッチサイクルでの代謝だけではなく、もっとダイナミックな窒素の転移がおこなっていることが推定される。

Table 4 は、 $^{15}\text{N}$  トレーサー法で得られたアンモニア生成の実測値とその水塊に含まれる動物プランクトンの現存量から IKEDA (1974) の式を使って動物プランクトンによるアンモニア生成量の推定を行ない、両者を比較したもので、1977年の  $60\text{m}^3$  のバッグ実験と1978年の5lのボトル実験の二つの結果を示した。いずれの場合にも $^{15}\text{N}$ 法でのアンモニアの生成速度に対してネット動物プランクトンによる寄与は無視出来る位少なく、1978年に

調べたマイクロ動物プランクトンの寄与も10%以下であり、Table 1 に示した従来の沿岸でのデータと一致した結果になっている。この1978年の場合、バクテリアの現存量も調べられているが、その量は動物プランクトンにはほぼ匹敵し、植物プランクトンの約10%の生物量を持っていた。一般に、海洋におけるバクテリアの現存量は全生物量の数%位とされているので (PARSONS *et al.* 1977), ここで得られた値はそれよりもいくらか高く、もしもこれらのバクテリアが活発に代謝しているとすれば、その系に対する寄与はきわめて大きいことが予想される。事実、1978年に同じ水域で測定されたアミノ酸のフラックスはグリシン当量で1日当たり  $0.1\sim 2.4\ \mu\text{M}$  (平均  $1.1\ \mu\text{M}$ ) の値であり (AZAM 1980, 私信), これらの代謝されたアミノ酸のある部分は菌体にとりこまれるが、残りの部分は脱アミノされてアンモニアの生成に直結する。

以上の結果をまとめれば、沿岸生態系においては、植物プランクトンにとりこまれた、すなわち有機化された窒素が平均 2~3 日の滞留時間で再び植物プランクトンから放出、溶存化され、バクテリアによりすみやかに無機化される系が、アンモニアの再生産には大きな経路として働いていることが結論づけられる。さらに、これらの水域に多く分布するマイクロ動物プランクトンは、直接バクテリアの捕食者として働き、バクテリアの現存量の調節に役立っていると考えられている。従って、植物プランクトン-バクテリア-マイクロ動物プランクトンという食物連鎖が、アンモニアをはじめとする栄養塩類の再生産とカップルして保持されていることが考えられる。

沿岸域においては、以上のような考察がいくつかの実験結果からなしうるが、外洋域に関しては、現在までも $^{15}\text{N}$ を用いたアンモニアの再生産についての実験的研究はほとんど行なわれていない。今後このような手法を外洋域でも応用することによって、バクテリアなどの代謝と栄養塩の再生産の機構について、より実験的なアプローチが可能になることが期待される。

#### 文 献

- BUTLER, E.I., E.D.S. CORNER and S.M. MARSHALL (1969): On the nutrition and metabolism of zooplankton. VI. Feeding efficiency of *Calanus* in terms of nitrogen and phosphorus. *J. mar. biol. Ass. U.K.* **49**, 977-1001.
- CAPERON, J., D. SCHELL, J. HIROTA, and E. LAWS (1979): Ammonium excretion rates in Kaneohe Bay, Hawaii, measured by a  $^{15}\text{N}$  isotope dilution technique. *Mar. Biol.* **54**, 33-40.

Table 4. Ammonia uptake and production in surface waters of Saanich Inlet, B. C., Canada.

	CEPEX small bag September 1977	CEPEX large bag August 1978
Biomass	( $\mu\text{g C/l}$ )	
phytoplankton	30-105	60-360
	( $\mu\text{g/l}$ )	
zooplankton ( $>202\ \mu\text{m}$ )	11-21	30
microzooplankton	-	18
bacteria	-	22-74
Activities	( $\mu\text{g at. N/l/day}$ )	
ammonia uptake	0.24-1.3	2.3-5.3
ammonia production	0.41-0.77	1.4-6.0
ammonia excretion by zooplankton	0.001-0.004	0.005
ammonia excretion by microzooplankton	-	0.1

- CORNER, E.D.S., C.B. COWEY and S.M. MARSHALL (1967): On the nutrition and metabolism of zooplankton. V. Feeding efficiency of *Calanus finmarchicus*. J. mar. biol. Ass. U.K. **47**, 259-270.
- DEGENS, E. T. and K. MOPPER (1976): Factors controlling the distribution and early diagenesis of organic material in marine sediments. In: Chemical Oceanography, Vol. 6 (edit. Riley and Chester). Academic Press, London. p. 60-113.
- DUGDALE, R. C. and J. J. GOERING (1967): Uptake of new and regenerated forms of nitrogen in primary production. Limnol. Oceanogr. **12**, 196-206.
- EPPLEY, R.W., E.H. RENGER, E.L. VENRICK and M. M. MULLIN (1973): A study of plankton dynamics and nutrient cycling in the central gyre of the north Pacific ocean. Limnol. Oceanogr. **18**, 534-551.
- HARRIS, R.P. (1973): Feeding, growth, reproduction and nitrogen utilization by the harpacticoid copepod, *Tigriopus brevicornis*. J. mar. biol. Ass. U.K. **35**, 785-800.
- HARRISON, W. G. (1978): Experimental measurements of nitrogen remineralization in coastal waters. Limnol. Oceanogr. **23**, 684-694.
- 服部明彦, 小池勲夫, 大津正恵, J.J. GOERING (1978): CEE を用いた無機窒素代謝の研究 III (CEPEX 1977 年), 1978 年度日本海洋学会春季大会講演要旨集 p. 214.
- HATTORI, A., I. KOIKE, M. OHTSU, J.J. GOERING and D. BOISSEAU (1980): Uptake and regeneration of nitrogen in controlled aquatic ecosystem and the effect of copper on these processes. Bull. Mar. Sci. **30**, 431-443.
- IKEDA, T. (1974): Nutritional ecology of marine zooplankton. Mem. Fac. Fish. Hakkaido Univ. **22**, 1-97.
- IKEDA, T., and S. MOTODA (1978): Estimated zooplankton production and their ammonia excretion in the Kuroshio and adjacent seas. Fish. Bull. U.S. **76**, 357-367.
- JAWED, M. (1973): Ammonia excretion by zooplankton and its significance to primary productivity during summer. Mar. Biol. **23**, 115-120.
- KNAUER, G. A., J. H. MARTIN and K. W. BRULAND (1979): Fluxes of particulate carbon, nitrogen, and phosphorus in the upper water column of the northeast Pacific. Deep-Sea Res. **26A**, 97-108.
- MIYAZAKI, T., E. WADA and A. HATTORI (1973): Capacities of shallow waters of Sagami Bay for oxidation and reduction of inorganic nitrogen. Deep-Sea Res. **20**, 571-577.
- PARSONS, T. R., M. TAKAHASHI and B. HARGRAVE (1977): Biological Oceanographic Processes. Pergamon Press, Oxford. 332 pp.
- SMITH, S. L. (1978): Nutrient regeneration by zooplankton during a red tide off Peru, with notes on biomass and species composition of zooplankton. Mar. Biol. **49**, 125-132.
- SMITH, S. L., and T. E. WHITLEDGE (1977): The role of zooplankton in the regeneration of nitrogen in a coastal upwelling system off northwest Africa. Deep-Sea Res. **24**, 49-56.
- STEELE, J. H. (1974): The Structure of Marine Ecosystems. Harvard Univ. Press, Massachusetts. 128 pp.
- THOMAS, W. H. (1970): Effect of ammonium and nitrate concentration on chlorophyll increase in natural tropical Pacific phytoplankton populations. Limnol. Oceanogr. **15**, 386-394.
- VARGO, G. A. (1979): The contribution of ammonia excreted by zooplankton to phytoplankton production in Narragansett Bay. J. Plankton Res. **1**, 75-84.

#### 討 論

西沢(東北大・農) 沿岸域小湾で動物プランクトンのアンモニア排出が植物の窒素要求の大部分を占めるという論文 (HARRIS) がありますが……。

小池(東大・海洋研) たしかに HARRIS の論文 (1959) では植物プランクトンの窒素要求の約半分が動物プランクトンによりまかなわれることを述べていますが、ここでは一応無機窒素化合物の分析法が確立された 1970 年位から後の論文についてあげてあります。

## 4. 生物生産過程における微生物

高橋 正 征\*

### 4. Autotrophic Processes with Special Reference to Microbial Activities

Masayuki TAKAHASHI\*

**Abstract:** Photosynthetic growth of phytoplankton in the sea is discussed on the following three aspects; (1) characteristics of marine environments on photosynthetic growth, (2) species specificity of photosynthetic growth for each environmental condition and (3) different size and shape characters of phytoplankton and their ecological meanings.

海洋で生物生産（ここでの生産は無機物からの有機物の生合成に限定）にたずさわる微生物は、光合成もしくは化学合成に依存して生活している生物で、藻類や光合成・化学合成細菌などが含まれる。海洋での化学合成の多くは、光合成過程で固定された有機物由来のエネルギーを使うので、生態系への有機物固定エネルギー供給という観点からは、化学合成は純粋な生産ではなく、従属栄養生物と同じく再生産としてとり扱われる。ここでは光合成生産（しかもプランクトン藻類を中心とした）に限定して問題を整理してみることにする。

これまでの生物生産への関心事は、いわゆる生産という言葉が表わしているように、各水域での時間的・空間的な生産量の大きさの把握であった。1952年 STEEMANN NIELSEN による  $^{14}\text{C}$  法の導入とともに、世界の各海域で精力的に生産量が測定され、その結果、生産量に関しては膨大な資料の蓄積を得た (KOBLENTZ-MISHKE *et al.* 1970, ICHIMURA 1980)。生産量の問題については、現在でも未知海域での生産量の測定、あるいはより正確・簡便な生産量の推定法の確立などが活発に行われている。

1970年代前後から、海洋での光合成生産と各種環境要因との定量的関係に人々の関心が集まってきた。それ以前でも光合成の限定要因を検討した研究はいくつかあり、パイオニア的仕事としては1930年代に始まる Riley の一連の業績がある (cf. RILEY 1946)。また、限定要因の内でも光についてはこれまでも生産量の測定の進行

と歩調を合わせて研究が進められてきた。しかしながら、光以外の諸環境条件と光合成の関係については、かなり最近に至るまで定量的にはとり扱われなかった。近年、水域での生物生産量の時・空間的変動を予測する必要性が高まり、シミュレーションモデルが活発に使われるようになってきた。シミュレーションの予測精度をあげるためには、各種環境条件の時間的・空間的変動の正確な予測と、各々の環境条件と光合成とのより高精度の定量的把握が不可欠である。

もう一つの最近の傾向は、藻類に共通に存在するクロロフィル *a* および光合成活性などから、藻類群集を単一集合体とみなすこれまでの捉え方に加えて、更に藻類の種類群やサイズ群なども注目されるようになってきたことである。こうした新しい視点の導入により、後述するように、ある特定種の優占現象や、遷移、さらには消費者の捕食問題がクローズアップされ、光合成生物を起点とする生態系の構造決定の論議にまで発展してきた。

#### 1. 光合成のための海洋環境

光合成は簡単にいえば、光エネルギー (I) と無機栄養物質 (N) とで有機物を生合成することである。光合成によって合成される有機物量を P とすると、 $P=f(I, N)$  の関係が想定される。自然界では光合成の光エネルギー源は太陽光であり、天候による影響は受けるものの、1日の内で極めて規則正しい日周変動をしている。海面に到達した太陽光は、水中に透入すると、水分子や溶存・懸濁物質による吸収・散乱をうけながら、深さとともにほぼ指数函数的に減衰する。太陽南中時の海面で

\* 筑波大学生物科学系 Institute of Biological Sciences, University of Tsukuba

の光量は、通常、藻類の光合成の飽和光量の数倍～10数倍の高いレベルに達しているが、水柱内での光の減衰が著しいため、せいぜい100数十メートルで、藻体はもはや光合成に依存して生育するだけの十分な光量が確保できない。光だけが光合成を限定していると考えれば、昼夜の規則正しいリズムをもちながら、海洋の表層100数十メートル以内に、光合成に依存して生育可能な環境(有光層)が形成されていることになる。沿岸や内湾では水柱内に混在する溶存・懸濁物質が多くなるために光の透過が悪化し、有光層は薄くなり、時には1メートル前後になってしまうこともある。

光合成にとって必要不可欠なもう一方の素材である無機栄養物質は単一物質ではなく、生合成に必要な多種多様な物質からなっている。これらの物質は、それぞれ単一または複数の多量および微量栄養素を含んでいる。天然水中での栄養物質はいずれも極めて微量で、豊富だといわれている場合でも新たな供給のない状態では、活発に光合成が行われると1～2週間以内で枯渇してしまう。栄養物質の有光層への供給は、一度生合成された物質の有光層内部での消化および分解による再生と、光が不十分なため栄養物質が使われない有光層で深層水の有光層内への湧出による。赤道や局地的湧昇水域を除くと、熱帯や夏季温帯海域では、温度成層の発達により、水柱内の上下の混合が極端に限定されてしまうため、栄養物質の供給は主に再生による自給自足に依存している。一方、湧昇水域や、水柱の鉛直成層が不安定な高緯度水域では、鉛直混合や垂表層水の湧出による栄養物質の供給が大きい。水柱の鉛直混合は、深層水中の栄養物質を有光層内に運び上げて藻体に有利な栄養環境を形成する反面、有光層内の藻体を混合深度でグルグルと上下に循環させるので、混合層が有光層以深に及ぶと、藻体にとって光合成を維持するに十分な光量の得られない時間帯が増大して、光環境的には不利になる。混合が臨界深度以深に達すると、藻体にとって光合成に依存しての生存が不可能となる。

こうした成層水柱と混合水柱は、永久に確然と区別されているのではなく、年中成層しているといわれる熱帯の水柱でも、低気圧の通過などで一時的に表層近くが混合することもあるし、熱帯の湧昇水域では、生物反応に比べると極めてゆっくりではあるが垂表層水が海面に湧出して、有光層へ新たな栄養物質を供給している(VINOGRADOV *et al.* 1970)。また、温帯や高緯度水域では一年のうち混合水柱の発達する時期があり、海面の温度低下とともに混合層は次第に深くなり、反対に温度上

昇とともに混合層の浅化がおこる(TABATA 1976)。しかし、こうした混合期でも一時的に混合と弱い成層をくりかえすこともある(TAKAHASHI *et al.* 1978)。夏季成層期には風などで一時的に混合することも知られている(TAKAHASHI *et al.* 1977)。

光や栄養物質のように生合成のための素材にはならないが、光合成過程を律速するという意味で温度の影響も無視できない(ARUGA 1965a, b, EPPLEY 1972)。先きに示した関係式は、したがって  $P=f(I, N, T)$  と表現した方がより現実的である。水は比熱が大きいために、成層した水柱内での水温変動は、光や栄養物質に比べると時間的には極めて遅く、日較差はタイドプールなどの特殊な環境を除けば余り問題でなく、年較差と水柱内の鉛直方向の温度差の効果が大きい。熱帯海域以外では、季節変化に伴ない水温の年較差が見られ、海表面ほど著しい。その変化範囲は、通常  $0\sim 35^{\circ}\text{C}$  程度である。異なった水温の水塊が突然割りこんでくる、いわゆる貫入や湧昇現象がおこると、一時的に数度の温度変化をおこすことがあり、光合成生物への影響も予測される。

実際に水柱内での光、栄養物質、温度の光合成への効果は、概略 Fig. 1 のようになると思われる。ここでは成層水柱と混合水柱の2つを例として検討する。図中の  $f(I)$ ,  $f(N)$ ,  $f(T)$  は各々光、栄養物質、温度のみが律速した場合の光合成(P)の鉛直パターンである。実際に水柱内で期待されるPの鉛直パターン  $f(I, N, T)$  は、図中の斜線で囲んだ部分になる。図から明らかのように

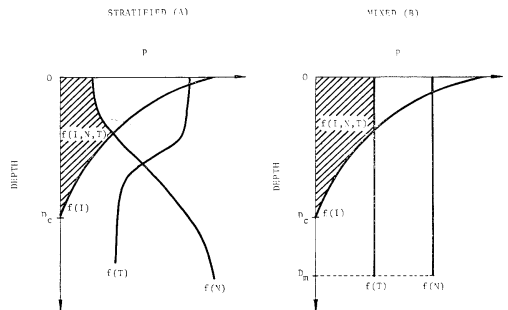


Fig. 1. Schematic diagrams of photosynthesis limitation by light intensity (I), nutrients (N) and temperature (T) in stratified (A) and mixed (B) water columns. Simultaneous photosynthesis limitation by light intensity, nutrients and temperature is indicated by hatched area. P,  $D_c$  and  $D_m$  are photosynthetic rate, compensation depth and mixing depth, respectively.

成層化の進んだ水柱では、浅いところでは水温が高く、深層で低く、光合成は浅い所で栄養物質により律速され  $[P=f(N)]$ 、深層では光律速が主になり  $[P=f(I)]$ 、水温による光合成の律速効果は小さい (Fig. 1A)。したがって成層水柱で期待される光合成の鉛直パターンは、中層で最大になり上下で低下する。一方、鉛直混合のおこっている水柱では、表層の水温は低く、相当量の栄養物質が表層にまで回帰している。このような水柱では、光合成は表層付近では水温による律速をうけ  $[P=f(T)]$ 、深層では光律速をうけ  $[P=f(I)]$ 、栄養物質による律速効果はない (Fig. 1B)。

前者のような成層化した水柱での各深度での藻体量の時間変化は、もし捕食圧や藻体沈降などの影響がなければ、各深度での光合成の変化を反映して Fig. 2 のような増加パターンを示す。また、鉛直混合の盛んな水域では、光合成の鉛直変化は、生物量の分布に余り顕著に現われることなく、全層が均一なまま増加していく (Fig. 2)。

## 2. 藻類の種多様性と光合成

自然水中の藻類群集は赤潮などのごく特殊な場合を除いては、多種多様な藻類によって構成されている。藻類では分類群の相違によって、光合成色素の組成や代謝様式が大きく異なり、その結果、光をはじめ、各種栄養物質、水温などの環境条件に対する反応が一様ではない。

Fig. 3 は *Skeletonema costatum*, *Thalassiosira* sp., *Olisthodiscus luteus* と *Gymnodinium* sp. を優占種とする天然の藻類群集で、多量および微量栄養物質への反応を観察した結果である。もとの水中には  $0.1 \mu\text{g at./l}$  のリン酸塩しか検出されず、極めて P が乏しい。そのためリン酸塩を加えることにより、クロロフィルを指標とした日増加速度はコントロールの4倍に増加した。P とともに N 源を加えることにより更に増加し、最高でコントロールの7倍に達した。テストした微量栄養素はいずれも多量栄養素に比べると刺激効果は高くなく、Fe, Mn およびビタミン B<sub>12</sub> などで 2~3 倍程度の増加が認められたにすぎない。以上の結果は、先きにも述べたようにクロロフィルを指標にした藻類群集全体の反応である。

つぎに上位4優占種に着目すると、各々の種類で反応がかなり異なることがわかる (Fig. 4)。第1優占種の *S. costatum* は、クロロフィルに表われた反応と全く同じで、P と N による刺激効果が顕著である。第2優占種の *Thalassiosira* sp. は、*S. costatum* 同様、多量栄

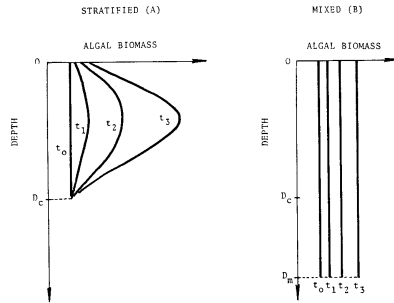


Fig. 2. Schematic diagrams of increasing patterns of algal biomass in stratified (A) and mixed (B) water columns.  $t_0, t_1 \dots t_n$  are time durations.  $D_c$  and  $D_m$  are compensation and mixing depths, respectively.

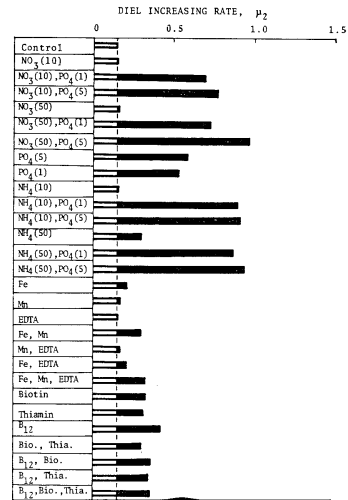


Fig. 3. Various nutrient effects on the growth of a natural algal population. Diel increasing rate was estimated from diel chlorophyll changes. Culture experiment was conducted by suspending a natural algal population kept in dialysis tubes into a series of nutrient enriched filtered sea waters. Filtered sea water, which contained  $0.1 \mu\text{g at. PO}_4\text{-P/l}$ ,  $0.5 \mu\text{g at. NO}_3\text{+NO}_2\text{-N/l}$  and  $3.5 \mu\text{g at. NH}_4\text{-N/l}$ , was served as control. Number in each bracket indicates the amount of nutrient enriched in  $\mu\text{g at./l}$ . [After FUKAZAWA *et al.* 1980b.]

養素による刺激が大きい、低濃度では余り明白でなく、高濃度での著しい刺激効果が特徴的である。*S. costatum* と *Thalassiosira* sp. の両藻種を比較すると、前者の方が半速基質濃度 (K<sub>s</sub>) が低く、低濃度の多

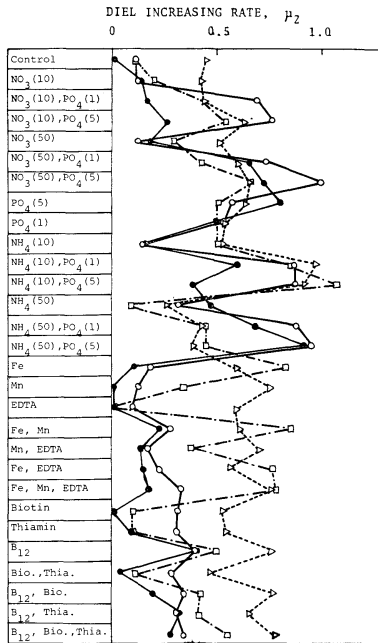


Fig. 4. Various nutrient effects on the growth of each natural algal species. Diel increasing rate was estimated from diel changes of cell numbers. Dominant algal species in the initial water were *Skeletonema costatum*, 14200 cells/ml (—○—), *Thalassiosira* sp., 1570 cells/ml (—●—), *Olisthodiscus luteus*, 90 cells/ml (···△···), and *Gymnodinium* sp., 30 cells/ml (---□---). [After FUKAZAWA et al. 1980b.]

量栄養素を効果的に利用できることを示している。第3優占種の *O. luteus* では、他の優占種とは異なり、Pが少量にもかかわらずコントロールでかなり高い日増加速度を維持している。したがって、この種類はP添加しても明瞭な効果は現われず、多量栄養素の中では低濃度(ここでは10 μg at./l)のNH<sub>4</sub>による刺激効果が認められたにすぎない。しかし、50 μg at./lのNH<sub>4</sub>では逆に生長阻害をおこしている。また、Mn、ビタミンB<sub>12</sub>などの微量栄養素により特異的に刺激される点が前記珪藻類と異なっている。第4優占種の *Gymnodinium* sp. の場合は、コントロールで珪藻と同じく生長が悪く、Pを添加することにより回復し、N添加により更に増加した。しかし、FeおよびビタミンB<sub>12</sub>でも著しい刺激効果があり、その点では *O. luteus* によく似ている。

以上4種は、同一群集内にありながら栄養物質に対して各々特異的な反応を示している。要約すれば、珪藻は

多量栄養素で生長が刺激され、*O. luteus* では多量栄養素は必ずしも重要でなく、アンモニアとある種の微量元素が大きな効果をもっている。*Gymnodinium* sp. は多量栄養素と微量栄養素の両者で各々刺激をうけ、前二者を合わせたようなタイプである。

先に試験した群集の天然水中での生長の様子を示したのが Fig. 5 である。図から明らかなように *O. luteus* のみが0.5分裂/日の高い増加速度を示し、他の優占種は0.1分裂/日以下であった (Fig. 5)。この結果は、実験期間中、現場水中で *O. luteus* に適した環境が形成され、同種の特異的な生長促進のおこったことを示している。事実、この水域では2週間後に *O. luteus* の赤潮が形成された。実験開始時の水中では *S. costatum* や *Thalassiosira* sp. が圧倒的に多いために、クロロフィル a の変化は0.1分裂/日以下で、当然のことながら上記優占珪藻の増殖を反映し、藻体群集を全体として追っていくだけでは *O. luteus* の増殖の胎動が検知されない。

藻類群集内の各々の種集団の反応が異なる別の例として、高緯度地方の冬の群集を紹介する。高緯度地方の冬は太陽高度が低く、日照時間も短かいので、曇りがちなところでは水柱内への透入光量が激減し、有光層が極端に薄くなる。太陽放射量が少ないため、表層水温も低く、その結果、水柱の鉛直安定性は弱くなり、しばしば有光層よりはるか深所に及ぶ鉛直混合がおこる。こうい

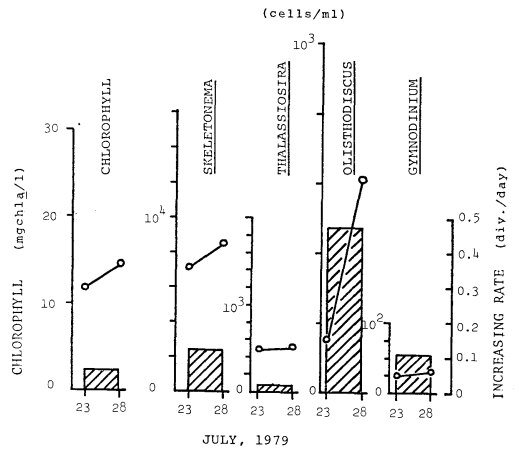


Fig. 5. Actual changes of algal population used in the culture experiments of Figs. 3 and 4 in natural water in Osaka-Tanigawa Harbor. Changes of chlorophyll and cell numbers were shown by solid line and average increasing rates during 5 days (division/day) were by histogram. [After FUKAZAWA et al. 1980b.]

った水域では鉛直混合の都度、プランクトン細胞は混合層内に散逸する。しかし、遊泳力をもったある種の鞭毛藻は、水塊混合がおさまるや表層に集まり、光を効果的に利用して生長する(TAKAHASHI *et al.* 1977)。同様のケースがカリフォルニア沖の停滞水柱内でも観察されている。ここでは遊泳力をもった渦鞭毛藻が日周鉛直移動をおこない、日中は表層近くに集積して光合成を営み、夜間に下層に降りて豊富な栄養物質を吸収することが知られている(EPPLEY *et al.* 1968)。FUKAZAWA *et al.* (1980a, b) は、内湾で底層が貧酸素化してくると、一部の鞭毛藻は日周鉛直移動をおこなって、底層近くの貧酸素環境下で生成される物質を吸収し、生長速度の増加する現象を報告している。

以上のように自然水中には異なった能力を有した各種の藻類が共存していて、環境変動がおこるたびにそれぞれ固有の反応を示して、最も適した種が優占していくことになる。これは結果として、たとえ水柱内の環境条件が変わっても、適した種類が速かに増殖して光合成を活性化を行なうので、藻類群集としての全体の光合成活動は余り遅滞なく円滑におこなわれることを可能にする。Fig. 1 と Fig. 2 に示した藻類群集の反応は、したがって群集としての平均的な反応であり、群集を構成している各々の種では異質のパターンを示す場合も考えられる。ある瞬間に自然水中で好条件がくるのを待って待機している種類が、その水域に出現する年間の延べ種類数のどのくらいになるかは、今後研究されるべき課題である。かなりの種類で休眠孢子や休眠形の存在が確認されており、恐らく種類によっては1年のある時期は休止している可能性も十分に考えられる。これまでは主として生育期 (vegetative stage) の藻体の光合成が注目されてきたが、自然水中での藻類種の消長を検討していく場合には、今後、休眠期 (resting stage) および有性繁殖期 (reproductive stage)、すなわち各種藻類個体群の生活史と密着した光合成生産を検討していく必要がある。

### 3. 藻類の粒子性と生態系の生物構造

プランクトン藻類の各個体は細胞が単位となっており、各々の細胞は細胞膜・壁で包まれている。そのために環境からかなりの独立性を保つことができる。その証拠に、周辺水中の稀薄な栄養物質を、ほとんどゼロになるまで吸収利用することが可能である。このように藻体が粒子として周辺水から独立していることは藻体の挙動を時に周辺水とは異質にする。例えば、藻体が水塊の一角所に集積したり、逆に散逸したり、沈降や上昇する現象

などがそれである。また、藻類の中にはかなりの遊泳力をもったグループもあって水塊からの独立性を更に強めている。こうした藻体の粒子性は、海洋水中での藻体の偏在分布の原因になる。海洋水の溶存成分も偏在分布を示すが、藻体の分布は粒子性のためにはるかに小規模な偏在性を特徴とする (HAURY *et al.* 1979)。

一口に藻体粒子といっても、その形や大きさは多様である。ちなみに、自然水中のプランクトン藻類の大きさは  $1\ \mu\text{m}$  から大きいものになると数 mm にまで達する。また、形も変化に富んでいて、球形から、棒形、円盤形など多様である。これらの形や大きさの相違は、藻体自身が水中で浮遊していく上で、あるいは光や栄養物質の利用などで各種の意味をもって来る。

ある水柱内のプランクトンは、幅広いサイズ域にわたって分布しているが、特に集中的に分布するサイズ域がある。Fig. 6 は、無生物および従属栄養生物の一部をも含んだサイズスペクトルであるが、特定のいくつかのサイズ域に生物量の分布の集中している様子がよく示されている。サイズスペクトルは水域や季節により変化し、例えば Fig. 6 の試料も環境条件が変わると、別のサイズの粒子が卓越し、全体のパターンの変形が予想される。

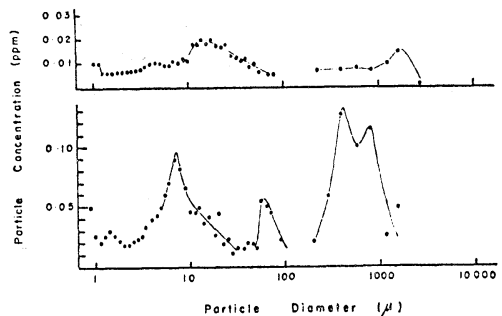


Fig. 6. Size spectra of suspended particles in oceanic tropical (upper) and temperate (lower) waters. [After SHELDON *et al.* 1972.]

SHELDON *et al.* (1973) が指摘しているように、水中では原則として小さい粒子はより大きい粒子に捕食される。この場合、大型粒子 (つまり動物) は無差別に小型粒子 (藻類やその他の微生物) を捕食するのではなく、自身の大きさに応じて、それぞれ固有の利用サイズ域がある。ごく大まかには、 $10\ \mu\text{m}$  の粒子は  $100\ \mu\text{m}$  程度の動物により利用され、 $100\ \mu\text{m}$  のものは  $1,000\ \mu\text{m}$  のサイズの動物に捕食される。生態系内で生産と消費がきちんとつながっている水域では、サイズスペクトル分布



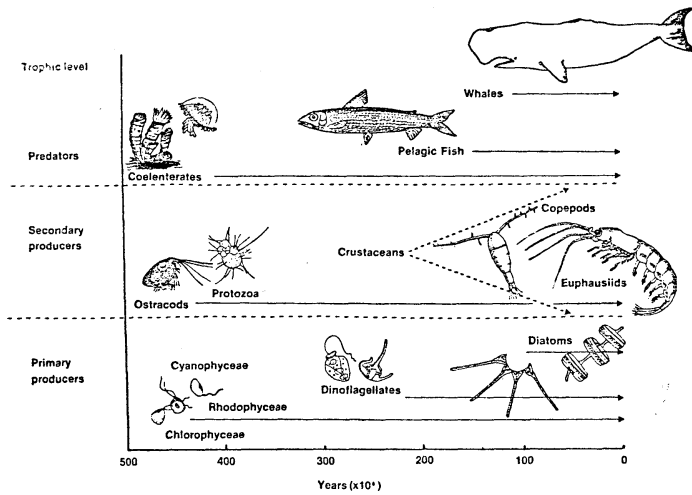


Fig. 7. The evolution of algal species and subsequent possible changes in the pelagic food chains. [After PARSONS 1979.]

の中に生産者のピークに対応した捕食者の生物量のピークがシリーズになって現われてくる。Fig. 6 のサイズスペクトルはその一例である。環境変化によって、優占光合成生物のサイズが変化すると、それに伴ない高次栄養段階の優占種にも変化が波及する。しかし注意すべき点は、光合成藻類は生活史の長さから時間～日単位以上の変化に反応するが、捕食する動物側の生活史はそれに比べると一般にはるかに長く、したがって藻類が反応しうるような短期変動には必ずしも反応できないことである。いま仮に一時的環境変化があつて、ある特定の光合成生物が増加したとしても、直ちに高次レベルの生産者が対応しうるとは限らない。環境変化がおこると、しばしばクラゲなどが大増殖する例が報告されているが、これらクラゲの餌料生物が増加したこともさることながら、クラゲの生活史が他の多くの動物に比べて短かく、環境変化に迅速に対応しえた結果であることも見逃せない。

RYTHER (1969) は、光合成生産者のサイズのちがいがいかに生態系の構造に大きく影響するかを論じた論文の中で、外洋、沿岸、湧昇の3水域を例にとりあげ、外洋ほど小型藻類が優占し、その結果、最終生産者の魚に達するまでに数多くの栄養段階を経過することになり、生態系全体の転移効率が低下することを指摘した。PARSONS (1979) は、更にこの考え方を発展し、生物の進化と結びつけた (Fig. 7)。小形藻類、つまり藍藻、緑藻、紅藻などは、極めて古くから出現しており、したがってそれらに依存する捕食生物の歴史も古い。最近い

なって大型珪藻が出現し、それらに依存する甲殻類や、さらには魚類・鯨類も現われた。珪藻は補助色素系の発達による光利用率の増加と、高濃度の多量栄養素の効果的利用が可能で、高い光合成をおこなうことができ、その結果、極めて速い生長速度を維持することが可能となった。栄養物質の豊富な湧昇水域や混合水域では、大型珪藻が他の小型藻類を押しつけて活発に増殖し、効率の高い生態系を発達させている。しかしながら、栄養物質濃度の低い成層水柱では、大型珪藻の生長は遅く、歴史的に古い小型藻類を中心とした群集が発達する。

#### 文 献

- ARUGA, Y. (1965a): Ecological studies of photosynthesis and matter production of phytoplankton I. Seasonal changes in photosynthesis of natural phytoplankton. Bot. Mag. Tokyo, **78**, 280-288.
- ARUGA, Y. (1965b): Ecological studies of photosynthesis and matter production of phytoplankton II. Photosynthesis of algae in relation to light intensity and temperature. Bot. Mag. Tokyo, **78**, 360-365.
- EPPLEY, R. W., O. HOLM-HANSEN and J. D. H. STRICKLAND (1968): Some observations on the vertical migration of dinoflagellates. J. Phycol., **4**, 333-340.
- EPPLEY, R. W. (1972): Temperature and phytoplankton growth in the sea. Fish. Bull., **70**, 1063-1085.
- FUKAZAWA, N., T. ISHIMARU, M. TAKAHASHI and Y. FUJITA (1980a): A mechanism of "red tide"

- formation I. Growth rate estimate by DCMU-induced fluorescence increase. *Mar. Ecol.*, (in press).
- FUKAZAWA, N., H. JOH and M. TAKAHASHI (1980b): A mechanism of "red tide" formation II. Chemical growth stimulation on *Olisthodiscus luteus* in natural population. *Mar. Ecol.* (in press).
- HAURY, L. R., J. A. MCGOWAN and P. H. WIEBE (1979): Patterns and processes in the time-space scales of plankton distribution. *Oceanogr. Mar. Biol. Ann. Rev.* **17**, p. 227-327.
- ICHIMURA, S. (1980): A short review on the primary productivity in different parts of the North Pacific Ocean. *La mer*, **18**, 23-30.
- KOBLENTZ-MISHKE, O. J., V. V. VOLKOVINSKY and J. G. KABANOVA (1970): Plankton primary production of the world ocean. *In* Scientific Exploration of the South Pacific. *Nat. Acad. Sci., Wash.* p. 183-193.
- PARSONS, T. R. (1979): Some ecological, experimental and evolutionary aspects of the upwelling ecosystem. *South Afr. J. Sci.*, **75**, 536-540.
- RILEY, G. A. (1946): Factors controlling phytoplankton populations on Georges Bank. *J. mar. Res.*, **6**, 54-73.
- RYTHER, J. H. (1969): Photosynthesis and fish production in the sea. *Science*, **166**, 72-76.
- SHELDON, R. W., A. PRAKASH and W. H. SUTCLIFFE, Jr. (1972): The size distribution of particles in the ocean. *Limnol. Oceanogr.*, **17**, 327-340.
- SHELDON, R. W., W. H. SUTCLIFFE, Jr. and A. PRAKASH (1973): The production of particles in the surface waters of the ocean with particular reference to the Sargasso Sea. *Limnol. Oceanogr.*, **18**, 719-733.
- STEEMANN NIELSEN, E. (1952): The use of radioactive carbon ( $^{14}\text{C}$ ) for measuring organic production in the sea. *J. Cons. Int. Explor. Mer*, **18**, 117-140.
- TABATA, S. (1976): The general circulation of the Pacific Ocean and a brief account of the oceanographic structure of the north Pacific Ocean. Part II-Thermal regime and influence on the climate. *Atmosphere*, **14**, 1-27.
- TAKAHASHI, M., D. L. SEIBERT and W. H. THOMAS (1977): Occasional blooms of phytoplankton during summer in Saanich Inlet, B. C., Canada. *Deep-Sea Res.*, **24**, 775-780.
- TAKAHASHI, M., J. BARWELL-CLARKE, F. WHITNEY and P. KOELLER (1978): Winter condition of marine plankton populations in Saanich Inlet, B. C., Canada. I. Phytoplankton and its surrounding environment. *J. exp. mar. Biol. Ecol.*, **31**, 283-301.
- VINOGRADOVA, M. E., I. I. GITELZON and Yu. I. SOROKIN (1970): The vertical structure of a pelagic community in the tropical ocean. *Mar. Biol.*, **6**, 187-194.

## 5. 従属栄養過程における微生物

関 文 威\*

### 5. Heterotrophic Processes with Special Reference to Microbial Activities

Humitake SEKI\*

**Abstract:** There are various compounds in the marine ecosystem. Each organic compound, dissolved or suspended, retains in water on the balance between the amount of the compound putting in and out the system. Heterotrophic processes by marine microorganisms are major constituents of the biological cycle in any region of the ecosystem. The importance of the contribution of microorganisms to this cycle in the marine environment is shown and discussed.

海洋における物質循環が駆動される場合、従属栄養微生物が無機物に酸化しなければならない非生体有機物は2通りの主要な経路で海洋生態系に流入してくる(PARSONS and SEKI 1970)。第1は動植物の死骸とその破片であり、この過程においてアミノ酸、脂肪酸、セルロース、キチンなどが海中に非生体有機物として放出される。第2は生物からの細胞外合成物の分泌であり、多糖類、ポリペプチド、アミノ酸、グリコール酸、酵素などが海水中に分泌される。生物の生体または死骸、あるいは排泄物の内部や表面で分解活動を行う従属栄養微生物をとりまく微小環境では、有機物は好適な濃度あり、しかも有機物のほとんどすべてが微生物にとって代謝しやすい栄養物質である。難点があるとすれば、特に細胞壁を有する植物において微生物的分解がやや複雑である。

真核性植物プランクトンの細胞壁は主にセルロースからできていて、セルロースは生化学的にかなり安定である。この加水分解に関与する細胞外分解酵素セルラーゼを分泌する海洋微生物の種類は決して多くない。したがって、植物プランクトンの分解は、死骸細胞の破損部位から侵入した細菌群がまず容易に代謝される有機化合物から利用分解をはじめが、同時に生化学的にかなり安定なセルロースなどの物質も平行して徐々に分解をうけはじめ。この過程の終期には原生動物などの細菌捕食性植食動物が死骸に群がる。ついで、死骸中の代謝され易い有機物が多種類の微生物によって利用され尽した

後は、残されたセルロースなどの生化学的にかなり安定した物質だけが特殊な微生物群集によって分解をうける(Fig. 1)。霞ヶ浦のような富栄養型水塊中では、代謝され易い栄養物質とセルロースが共存する条件下では理論的には約20日程度でセルロース分解が完了するが、実際には代謝され易い栄養物質は数日のうちに利用されつくすので、セルロースのみを唯一の有機栄養源にできるセルロース分解細菌群集のみによって約200日もかかってゆっくりとセルロース分解が完了する。海洋の植食動物

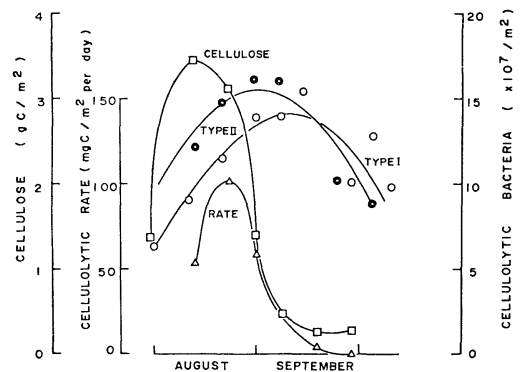


Fig. 1. Simulated model of cellulose dynamics in the waterchestnut ecosystem of Lake Kasumigaura, Japan. □: Standing stock of cellulose. △: Cellulolytic rate. ○: Cellulolytic bacteria, Type I, that can utilize cellulose as sole energy source. ⊙: Cellulolytic bacteria, Type II, that cannot utilize cellulose as sole energy source but excrete cellulose.

\* 筑波大学生物科学系 Institute of Biological Sciences, University of Tsukuba

や肉食動物として重要な甲殻類の死骸分解過程においても、セルロースとほぼ同程度の生化学的な安定性をもつ甲殻類の殻主成分キチンが、真核性植物プランクトンの死骸におけるセルロースの分解過程と基本的に同様に分解されている (SEKI 1966)。

海洋生物の生体または死骸から溶出した溶存態有機物は、再び集塊などの水中懸濁物の形にならない限り、主に浮遊細菌によって溶存態のまま摂取され分解される。海洋の浮遊細菌は、周辺結合蛋白質と細胞膜結合担体蛋白質を用いて、環境中の溶存態有機物を能動的に摂取している。微生物の栄養摂取機構が生化学反応機構と動力学的に同一である理論に基づいて、放射性同位元素でラベルした微量の特定有機化合物を用いて海洋現場におけるその有機化合物の濃度や微生物活動によるその分解消失速度を測定することができる。さらに、海洋中の溶存態有機物が巨視的平衡状態にあることから、それぞれの有機物が現存量と分解消失速度との比率であらわされる有機物回転速度、あるいは、有機物回転速度の逆数であらわされる有機物回転時間を求めることができる。

海洋中の特定水塊中においても、微生物による有機物の摂取分解速度は著しく変動する (SEKI 1968, SEKI *et al.* 1980a)。同一時期においてすら、同一水塊内での有機物濃度分布は均一でないから、それを利用する微生物活性の分布にも空間的な局所性が認められる。しかし、こ

の互いに関与しあっているパラメータの除数で表現される有機物の回転速度や回転時間は、同一時期には同一水塊中ではほぼ均一な値をとっている (SEKI *et al.* 1980a)。

海洋水塊の種類が異なれば、同一時期においても回転速度や回転時間には顕著な差が認められる (SEKI *et al.* 1972, 1974, 1975, 1980a, 1980b, 1980c)。時期を統一する意味で、微生物活性が最も高い時期に異なる水塊内での溶存態有機物の回転速度を測定し、水塊の栄養型標式との関係において解析すると Fig. 2 のような特徴が認められる。すなわち、同時期における特定水塊内での溶存態有機物の回転速度は、ある特定の定常振幅を有する。この定常振幅は、その水塊が属する栄養型標式で総括されるすべての水塊においてはほぼ共通しているが、栄養型標式の異なる水塊内においては特定の閾値を境に隔離されている。そして、栄養型標式が、貧栄養型、中栄養型、富栄養型と栄養物質の蓄積が大きな水塊ほど溶存態有機物の回転時間は短くなっている。この特徴は、ここに示したグルタミン酸のみにおいてではなく、他種アミノ酸であるアスパラギン酸、グリシン、アラニン、リジンでも同様で、さらに、グルコースやガラクトースのような炭水化物、あるいは、グリコール酸や酢酸のような有機酸においても同様に認められている。

同一水塊内において、溶存態有機物の回転時間には季節的な変動が存在する。時空間的定常振幅が最も顕著に

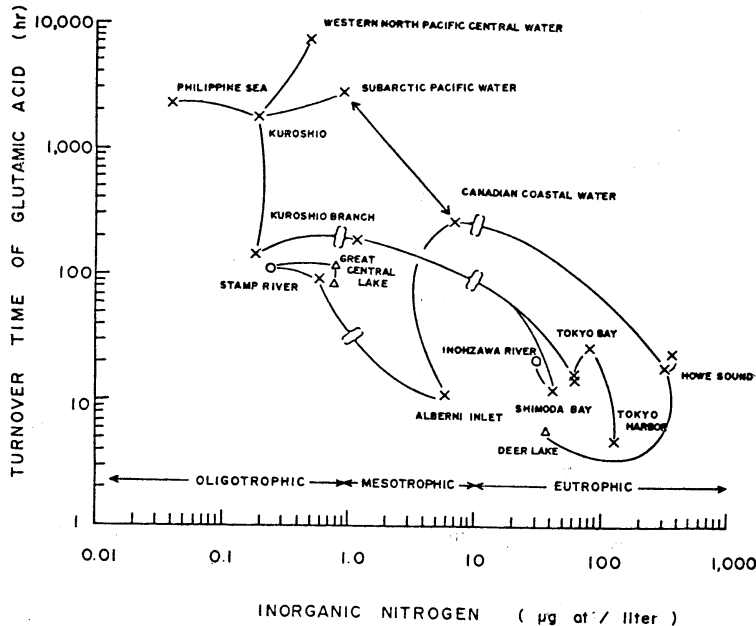


Fig. 2. Turnover times of glutamic acids in different trophic watermasses of the Pacific during the optimum season for microbial activities.

認められる富栄養型水塊中においては、この定常振動は主に海洋微生物の栄養摂取における動力学的転取機構より生ずるものと推定される (SEKI 1980)。すなわち、特定水塊中の無機窒素濃度とアミノ酸回転時間との間には、無機窒素の年間変動幅の平均付近に極小をもつ二次関数で数式化される関係が認められる (Fig. 3)。グルタミン酸、アスパラギン酸、グリシン、アラニン、リジンの間では、この数式化される関係には統計的な差は認められない (Table 1)。また、無機窒素はアミノ酸の最終分解生成物であるから、高濃度の無機窒素が海水中に溶存する環境においてアミノ酸の回転速度が低下するのは、

Table 1. Statistical analysis on the effects of substrate specificity and inorganic nitrogen in the environment of Shimoda Bay.

Source of variation	Degree of freedom	Variance ratio	F <sub>0.01</sub>	F <sub>0.05</sub>
Between amino acid	4	0.0505	3.90	2.63
Between inorganic nitrogen	9	7.2176**	2.94	—
Residual	36			
Total	49			

\*\* highly significant.

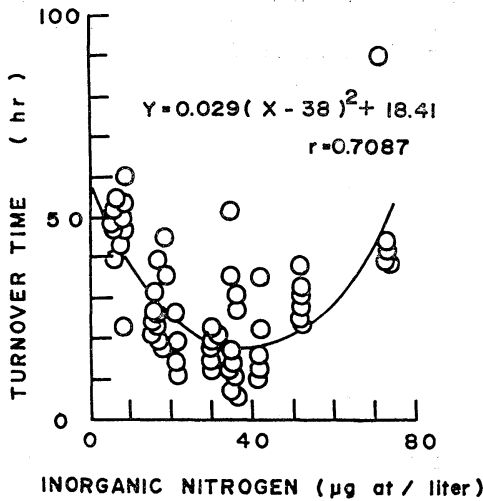


Fig. 3 Seasonal steady-state oscillation as influenced by the concentration of inorganic nitrogen in Shimoda Bay.

栄養物質の代謝最終生成物が微生物の代謝を始めるために必要な第1段階である栄養摂取過程を阻害するために生ずるという仮説をたてることができる。このような制御機構のもとで、アミノ酸など代謝されやすい物質は、貧栄養水塊においては $10^3 \sim 10^4$ 時間、中栄養水塊においては $10^2 \sim 10^3$ 時間、また、富栄養水塊においては $10 \sim 10^2$ 時間の回転時間で海洋中を循環している。

これに対して、腐植質のような微生物分解を最も受けにくい化合物となり、しかも、低濃度の溶存態有機物となった生元素はもっとゆっくりとした循環を行う (SEKI *et al.* 1968)。まず、生物圏で最も富栄養化が進行している霞ヶ浦では、溶存態有機物の回転は季節によって変化する (Fig. 4)。すなわち、春期は188日、夏期は52日、秋期は61日、冬期は101日という回転時間であった。霞ヶ浦ではアミノ酸のように代謝され易い栄養物質の回転時間は10時間程度であるから、この全溶存態有機物が回転する速度はその200~300倍も遅いことになる。これに

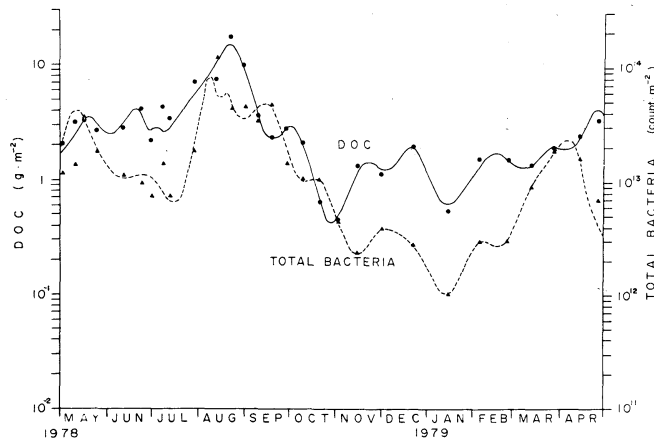


Fig. 4. Seasonal fluctuations of DOC and bacterioplankton in Lake Kasumigaura, Japan.

比べて、外洋の貧栄養型水塊中の溶存態有機物の回転時間は4,500年であることが推算されている(SKOPINTSEV 1972)。この時間は、同じ外洋の貧栄養型水塊におけるアミノ酸のように代謝されやすい栄養物質の回転時間が1年前後であるのに比べて、数千倍から数万倍の長さに相当することになる。また、富栄養型水塊中の溶存態有機物の回転時間と比べれば数万倍も長いのである。

#### 文 献

- PARSONS, T. R. and SEKI, H. (1970): Importance and general implications of organic matter in aquatic environments. *In* D. W. Hood (ed.), Symposium on Organic Matter in Natural Waters. Inst. Mar. Sci., Univ. Alaska, Publ. No. 1, 1-27.
- SEKI, H. (1966): Microbiological studies on the decomposition of chitin in marine environment. *J. Oceanog. Soc. Japan*, **22**, 236-240.
- SEKI, H. (1968): Relation between production and mineralization of organic matter in Aburatsubo Inlet. *J. Fish. Res. Bd. Canada*, **25**, 625-637.
- SEKI, H. (1980): Enrichment of the Pacific waters and steady-state oscillation of uptake kinetics by microorganisms. Proc. 14th Pacific Science Congress. (in press).
- SEKI, H., J. SKELDING and T. R. PARSONS (1968): Observations on the decomposition of a marine sediment. *Limnol. Oceanog.*, **13**, 440-447.
- SEKI, H., T. NAKAI and H. OTOBE (1972): Regional differences on turnover rate of dissolved materials in the Pacific Ocean at summer of 1971. *Arch. Hydrobiol.*, **71**, 79-89.
- SEKI, H., T. NAKAI and H. OTOBE (1974): Turnover rate of dissolved materials in the Philippine Sea at winter of 1973. *Arch. Hydrobiol.*, **73**, 238-244.
- SEKI, H., Y. YAMAGUCHI and S. ICHIMURA (1975): Turnover rate of dissolved organic materials in a coastal region of Japan at summer stagnation period of 1974. *Arch. Hydrobiol.*, **75**, 297-305.
- SEKI, H., T. TERADA and S. ICHIMURA (1980a): Steady-state oscillation of uptake kinetics by microorganisms in mesotrophic and eutrophic watermasses. *Arch. Hydrobiol.*, **88**, 219-231.
- SEKI, H., E. A. MACISAAC and J. G. STOCKNER (1980b): The turnover rate of dissolved organic material in waters used by anadromous Pacific salmon on their return to Great Central Lake on Vancouver Island, British Columbia, Canada. *Arch. Hydrobiol.*, **88**, 58-72.
- SEKI, H., K. S. SHORTREED and J. G. STOCKNER (1980c): Turnover rate of dissolved organic materials in glacially oligotrophic and dystrophic lakes in British Columbia, Canada. *Arch. Hydrobiol.* (in press)
- SKOPINTSEV, B. (1972): On the age of stable organic matter—Aquatic humus in ocean waters. Nobel Symposium 20. John Wiley & Sons, Inc., New York. p. 205-207.

#### 討 論

- 角皆(北大・水産) *Caulobacter* の栄養摂取における環境中の栄養物質濃度の閾値はどのくらいか。
- 関(筑波大・生物) 0.5 mg/l 以下である。恐らく 0.2 mg/l でも栄養摂取は行われるであろう。
- 西沢 (東北大・農) 深海での有機物分解速度を過大に見積っていないか。
- 関(筑波大・生物) JANNASCH らの研究が一時絶対的な真実とみられた時期もあったが、われわれの他に、MORITA, SIEBURTH, COLWELL などのグループがそれぞれ独立に、深海でも好圧細菌が定着している場所が散在し、そこでは分解速度が可成高いことを確認している。これには、海表面からの栄養物質の供給が重要な鍵となっているものと考えられている。この件に関しては、オレゴン大学の MORITA 教授が良い総説を書いている (MORITA, R. Y., 1979, Deep-sea microbial energetics. *Sarsia* **64**, 9-12; MORITA, R. Y., 1979, Current status of the microbiology of the deep-sea. *Ambio Special Report* 6, 33-36.)

## 6. 物質循環に関するモデル解析

— 深海底における生物活動の定量的解析 —

角 皆 静 男\*

### 6. Mathematical Model on Dynamics of Biological Elements —Quantitative Analysis of Biological Activity on the Deep Sea Bottom—

Shizuo TSUNOGAI\*

**Abstract:** A quasi-closed system model has been introduced for the quantitative analysis of biological activity in the pelagic ocean. This model is based on the fact that the Pacific Deep Water below 2.5km depth is substantially of the same origin, although the mixing of water is taking place within the water mass, and thus a plot of a non-conservative element in sea water against the age of water gives a straight line and an alteration rate from its gradient. A method of estimate of the age of water is developed by using the  $^{14}\text{C}$  concentration and applied to the Pacific Deep Water. The consumption rate of oxygen or the decomposition rate of organic matter in the deep water coincides well with that obtained with a one-dimensional diffusion and advection model where the rate does not include the biological activity on the bottom. This quasi-closed system model shows that the amount of organic matter decomposing on the deep sea bottom is less than 0.5% of that of primary production in the surface water.

#### 1. はじめに

海洋生物による生産過程あるいは分解過程は、それが行なわれた水の中に記録されている。そこで、この記録を読みとって、これらの過程を定量的に研究する方法がある。この方法の大きな利点は、直接測定が難しいゆっくりした変化の過程を研究できることである。しかし、逆に、ここで得られた数字はいくつかの因子の平均的な値であって、個々の因子の大きさについてはわからないという欠点もある。例えば、海底における有機物の分解速度が算出されたとしても、そのままではベントスによるものか微生物によるものかわからないということである。この点については、これに関連する多数の事実を総合的に解析することによって解決できるであろう。なぜなら、ある過程を最も大きく支配していると考えられる因子に関する定性的研究は、比較的多いからである。あるいは、もし主たる因子が不明の場合は、ここで得られた数字をもとに逆にその因子を探ることもできるからで

ある。

海水に残された記録を読みとるといっても、海水は動き、混合する。従って、この効果を消去し、あるいは補正しなければ正味の変化を読みとることができない。3次元に広がり、時間的に変動する現実の海水中での変化を完全に記述することは不可能である。そこで、目的とする過程にあまり影響しない多数の小さな因子は切捨てること、すなわち、モデル化が必要となってくる。それ故、当然、全く同じモデルが、ある場合には使えるが、ある場合には使えないということが起こりうる。いかにいけば、目的を十分に吟味すれば、著しく簡単なモデルを使う場合もあるということである。

モデル化の方法については、角皆 (1972c) によって詳述されているので、ここでは簡単に太平洋水中で起っている有機物質の分解過程の解析に用いられたモデルとその結果をまとめてみる。

閉鎖系モデル： 1つの水塊を追跡しながら、その中の変化を解析する。定常的な流れなら流跡線に沿った2点以上での観測値と流速が分かれば、算術的に変化速度

\* 北海道大学水産学部 Faculty of Fisheries, Hokkaido University

が求められる。求め得る変化速度の下限は、水の出入りの効果を消去できる程度によって決まる。

TSUNOGAI (1972a) が、南極海で潜ぐり込み、南太平洋のトンガ海溝付近を北上する太平洋深層水に適用した例を Table 1 に示す。酸素消費速度は  $1\sim 2 \mu\text{l/l/yr}$  で他のモデルで得られた値とほぼ一致するが、これに Redfield ratio (P:N:C:O=1:16:106:276) を適用すると、窒素の再生速度が小さすぎ、炭素の再生速度が大きすぎる結果となる。この原因として、もし Redfield ratio にそれほど大きな誤まりがなく、栄養塩の観測値に測点による系統的誤差がなければ、有機物の分解の際に脱窒素過程と醗酵過程が働いていることになる。Table 1 に示すように、これらの数字は、酸素の存在する通常の海水における値として生物学的あるいは生化学的に考えられるものよりかなり大きいので、今後の研究が期待される。

Table 1. Alteration rates of Antarctic deep water along its course of flow (after TSUNOGAI 1972a).

		Rates	
		60°S→ 20°S	60°S→ 10°N
Lapse of time	yr	150	350
Oxygen consumption	$\mu\text{l/l/yr}$	1.1	2.0
Denitrification*	ng at. N/l/yr	19	14
Alkalinity increase	$\mu\text{eq/l/yr}$	0.41	0.31
Carbonate increase from	$\mu\text{g at. C/l/yr}$	0.45	0.33
O <sub>2</sub> respiration	$\mu\text{g at. C/l/yr}$	0.05	0.08
NO <sub>3</sub> <sup>-</sup> respiration	$\mu\text{g at. C/l/yr}$	0.02	0.02
CaCO <sub>3</sub> dissolution	$\mu\text{g at. C/l/yr}$	0.21	0.16
Fermentation**	$\mu\text{g at. C/l/yr}$	0.17	0.07

\* Assuming Redfield ratio (C : N=106 : 16)

\*\* Unknown factors in the carbonate increase.

箱モデル：問題とする海を温度躍層や sill など水の交換が妨げられるところをもとにいくつか区切る。区切られた各水団内での変化量（速度）を他の水団との交換量をもとに算出しようとするものである。原理的には、多数の成分の連立方程式が立てられれば、箱の数はいくつあっても構わないが、各値（各水団内での各成分の平均値）の見積りの不確かさに基づく誤差が積み重なり、箱の数が多くなると却って不確かな結果になってしまう。従って、箱モデルの特徴は、全体を 2~4 の箱に区切って各箱内での平均的变化を簡単に読みとるところにある。

しかしながら、有機物質の分解過程のような 0~1,000 m 程度の間で深さによって大きく変化する場合には、温度躍層をもとに表層と深層に分けるやり方(2層モデル)では著しく現実と異なってしまふ。そこで、TSUNOGAI (1978) は BROECKER (1966) のモデルを参考にして、この間を表面から 150m おきに区切る方法を考えた。そして、全体の収支は全炭酸と <sup>14</sup>C を用い、中層での変動は溶存酸素を用いて Table 2 の結果を得た。2層モデルでは、温度躍層(150m)の下に運ばれる有機物量は基礎生産量の 10~20% に過ぎないという結果になるが(角皆 1972b, p. 151), この多層モデルを考えれば、40% 程度となり、受け入れやすい値となる。なお、さらに多層に分けることも可能であるが、結果はあまり変わらない。

Table 2. Decomposition rates of organic carbon calculated from the box model (after TSUNOGAI 1978).

Depth (m)	gC/m <sup>2</sup> /yr	$\mu\text{g at. C/l/yr}$
0—150	49*	27
150—300	16	9
300—450	6	3.3
450—600	2.7	1.5
600—750	1.5	0.8
750—4,500	5	0.11

\* Assuming a primary production rate of 80 gC/m<sup>2</sup>/yr.

一次元モデル：広い海洋(外洋)における現象の中には、水平的には変化のないものが多い。その結果、これに起因する海水中の濃度変動は水平方向にあまり現れないことが予想される。すなわち、このような成分の鉛直分布は場所によって変らず、ほぼ一定となっているはずである。この場合には鉛直方向のみ(一次元)の変化を解析すればよいことになる。特に北太平洋深層水の場合には、底に南極海から北上した太平洋深層水が流入し、これがゆっくり上昇しながら拡散混合するだけといった単純なモデルが適用できる。これを式で表わせば次のようになる。

$$\frac{dC}{dt} = D \frac{d^2C}{dz^2} - W \frac{dC}{dz} + J = 0$$

ここで、C はある非保存(変化する)成分の濃度、t は時間、Z は水深であり、D は鉛直渦動拡散係数、W は鉛直移流速度、J は水中での変化速度である。このモデルには、さらに D と W が深さによらず一定という仮定



があるが、MUNK (1966), CRAIG (1969), TSUNOGAI (1972a) によって応用され、大きな成果を得ている。そのやり方は、塩分またはポテンシャル温度などの保存成分の鉛直分布より  $W/D$  比を求め、 $^{14}\text{C}$  または  $^{226}\text{Ra}$  などから  $D$  と  $W$  の絶対値を決め、個々の成分について  $J$  を計算する。しかし、角皆 (1972b) が述べているように、北太平洋全域に  $|W/D|=1.0\text{ km}^{-1}$ ,  $D=1.2\text{ cm}^2/\text{sec}$  の値を  $\pm 30\%$  の誤差を見込めば適用できるので、ある成分の鉛直分布が測定できれば直ちに  $J$  の算出が可能である。ただ、TSUNOGAI (1978) によって CRAIG (1974) の重金属への応用を批判しているように、供給源が水平的に一様でないもの、平均滞留時間の短い成分、1,000m 以浅 ( $D$ ,  $W$  の深さによる変化を考慮すれば可能) には、このモデルの適用は不可能である。

Table 3 に TSUNOGAI (1972a) が得た太平洋深層水中での有機物の分解速度とその組成についての結果をあげる。亜寒帯と亜熱帯では、深層に運ばれる有機物の粒子束が違うことがわかる。この差が、中層水の酸素含量を亜寒帯域で急速に減少させ、亜熱帯域ではそれほど減少させないという結果を引き起こし、酸素極小層の成因を説明するものとなろう。また、深層でケイ酸塩の再生が活発に行なわれていることもわかる。

以上の結果、1,000m 以深の深層水に運ばれ、分解される有機物量は基礎生産量の 10% 以下であることがわかった。問題になるのは、海底上で分解される量がどの程度を占めるかという点である。これはベントスなどの活動を見積るためにも重要であり、過去比較的大きな数値がこの関係では出されてきたようである (例えば、HESSLER *et al.* 1978)。鉛直分布の曲がり具合を解析す

る一次元モデルではこの点は全くわからないし、箱モデルでは区別できない。そこで、底層水中での生物活動を、1つは底層水の化学成分の鉛直分布から、他は年令の異なる底層水中の化学成分の濃度から解析することを試みた。

## 2. 底層水中の溶存化学成分

海底にある期間、水が滞り、かつ海底における変化過程の速度が十分に大きければ、濃度の鉛直的変動が観測されるはずである。もちろん、深層水が底から一様に上昇している場合には、底における効果はすべての水に同様に作用していることになるので、その効果がいくらか大きくても観測不可能である。しかし、一般に海底は広い海域にわたって平らということはないので、鉛直分布に何らかの乱れが観測される可能性がある。そこで、東京大学海洋研究所の白鳳丸航海の際、ピンガーによって海底からの距離を正確に測りながら、底層約 100m の海水を約 6 層ずつ採取することを試みた。採水点を Table 4 に示す。得られた試水について、温度、塩分、溶存酸素、ケイ素等の栄養塩類、放射性核種等の測定を行なった。得られた結果の一部を Fig. 1 に示す。

結論から先にいえば、底層水の鉛直分布に一定の傾向は見られず、有意の差はないということである。これはベーリング海底層水における溶存ケイ酸の分布でも同様であった。TSUNOGAI *et al.* (1979) は、ベーリング海は表層海水で活発にケイ藻類が繁殖し、水深も比較的浅いので、海底でのケイ酸の再生速度が他の海域に比べ著しく大きいことを指摘している。従って、ごく特殊な海域を除けば、底層水中で栄養塩類濃度の鉛直分布の変動

Table 3. Consumption rates of oxygen and regeneration rates of nutrients in the North Pacific deep water calculated from the one-dimensional advection and diffusion model (after TSUNOGAI 1972a).

	Oxygen consumed			Nutrients regenerated			
	1-4.5 km l/m <sup>2</sup> /yr	1.5-4.5 km l/m <sup>2</sup> /yr	3 km μl/l/yr	P/O	N/O atomic ratio	C/O ×100	Si/O
0-15°N	5.3	4.3	1.4	0.42	5.8	35	65
15-30°N	7.2	5.6	1.6	0.32	3.6	43	41
>30°N	17.9	8.3	1.4	0.32	4.0	42	26
Total average	10.9	6.3	1.5	0.34	4.0	42	39
Atomic ratio		298		1	12	125	120
C regeneration gC/m <sup>2</sup> /yr	4.9	2.8	—				
μg at. C/l/yr	—	—	0.07				

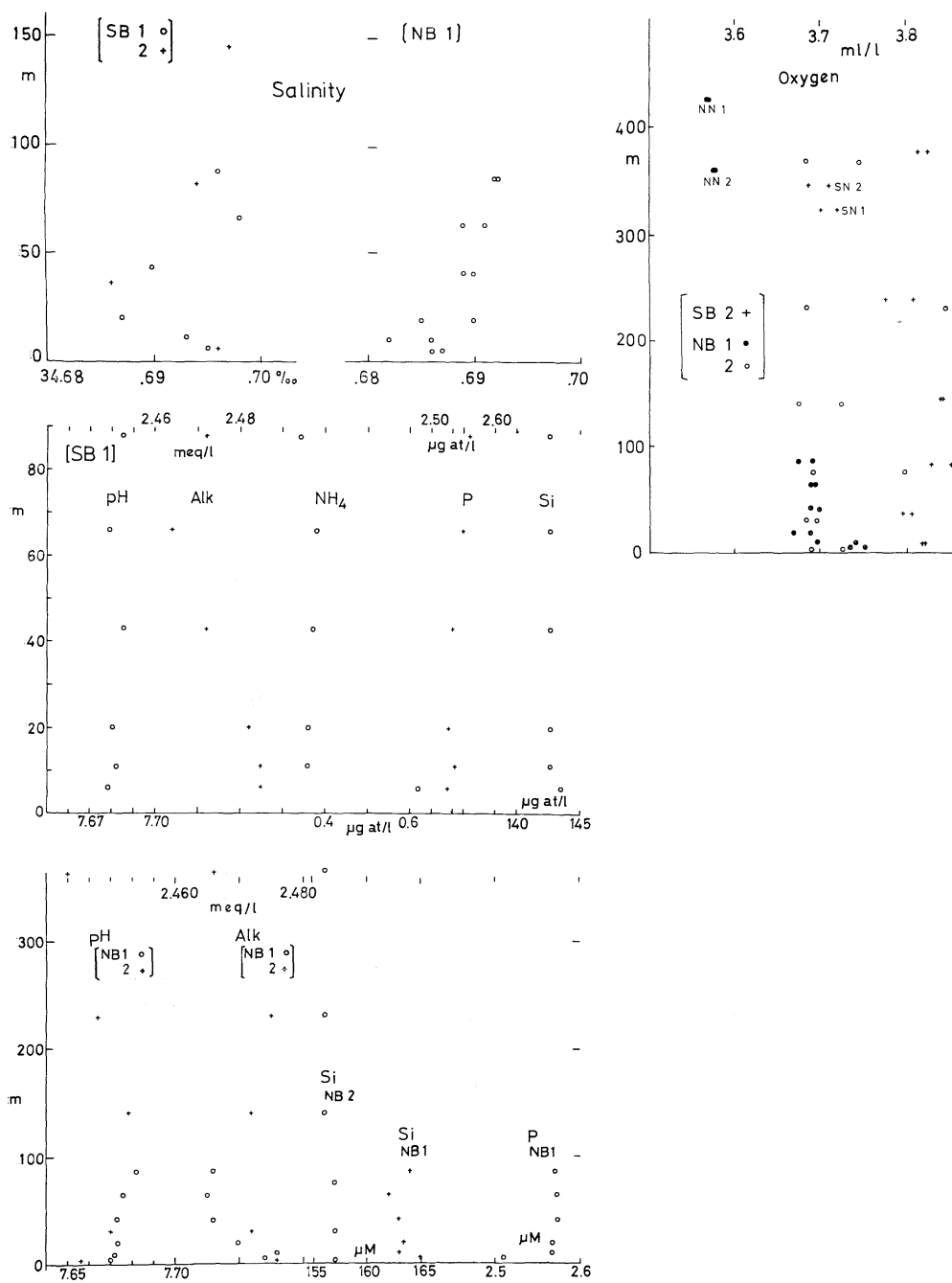


Fig. 1. Examples of vertical profiles of conservative and non-conservative elements in the bottom water of the North Pacific. The explanation of stations is given in Table 4.

Table 4. Bottom water samples examined for estimating the biological activity at the bottom-water interface.

	SB1 KH-71-3	SB2 KH-71-3	NB1 KH-71-3	NB2 KH-71-3	Stn. 7 KH-73-1	Stn. 4 KH-78-3
Sampling date	26 June 1971	30 June 1971	21 July 1971	24 July 1971	19 Jan. 1973	15 July 1978
Location	28°27'N 144°57'E	28°28'N 145°00'E	44°09'N 154°00'E	43°57'N 153°51'E	19°47'N 139°48'E	53°31'N 177°20'E
Total depth (m)	5,885	5,860	5,180	5,240	4,755	3,930
	6	8	5	3	2	15
	11	36	10	30	7	18
	20	82	19	76	11	21
Sampling layer from the bottom	43	146	41	140	21	24
(m)	66	238	64	231	30	34
	88	376	86	368	40	57
					49	60
					58	106
					96	202

を見つけることはほとんど不可能と考えられる。

この原因としては、先に述べたような底における効果がすべての海水に一樣に働いていると考えるより、底層の鉛直渦動拡散係数が大きいので混ざってしまったと考える方が適当であろう。実際に底層水のラドン分布から求めた鉛直拡散係数(例えば, SARMIENTO *et al.* 1978)は、その上の深層水(水深 1~4 km)での値より 1 桁大きいことが知られている。

このようにして、1 点における鉛直分布から海底における生物活動を解析することは不可能になったので、北太平洋の東西での年令と底層水変質の関係を比較検討することにした。

### 3. 北太平洋深層水の $^{14}\text{C}$ 年令と酸素消費速度

#### 1) 北太平洋深層水の $^{14}\text{C}$ 年令

放射性的  $^{14}\text{C}$  を用いて各種試料の年令を求めることは広く行なわれており、深層水に溶存する炭酸塩の平均的年令(みかけの年令)は比較的簡単に求められる。しかし、海水中では有機物が分解したり、炭酸カルシウムの粒が溶けたりしているので、 $^{14}\text{C}$  の測定値から直ちに海水の年令を決めることはできない。最近、DORSEY and OSTLUND (1975) によって北太平洋の海水の  $^{14}\text{C}$  濃度が測定されているので、この値を用い、以下の方法で北太平洋深層水の年令を決定した。

まず、ここでいう深層水の年令とは、グリーンランド沖および南極海などで表層水が潜り込んでからの時間、つまり、大気-海洋界面における二酸化炭素の交換が遮断されてからの時間と定義する。深層水については、最

近の核実験による影響がほとんどなく、後述するように、形成されてからは起源を等しくする深層水同志の混合は起こるが、表層水との混合はあまり問題にならない。従って、表層水での濃度 ( $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$  比) が海域によってある程度違っていたとしても、深層水の平均的年令(混合の効果はあるので)を求めることが可能となる。

閉鎖系における  $^{14}\text{C}$  量と経過時間  $t$  との関係は次式であらわされる。

$$R_t = R_0 e^{-\lambda t} = {}^{14}\text{C}_0 e^{-\lambda t} / {}^{12}\text{C}_0 \quad (1)$$

ここで、 $R$  は  $^{14}\text{C}$  の比放射能 ( $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ ) をあらわし、 $C$  は濃度をあらわす。上つきの添字の 14 は  $^{14}\text{C}$ 、12 は安定な通常の炭素原子をあらわす。また、 $\lambda$  は  $^{14}\text{C}$  の放射壊変定数 ( $0.693/5570 \text{ yr}^{-1}$ ) であり、下つきの添字 0 と  $t$  は最初および  $t$  時間後をあらわす。比放射能  $R$  を用いれば、炭素以外の物質の出入はあっても問題にならなくなる。

さて、深層水中では酸素を消費して有機物が分解し、全炭酸が増加する。また、炭酸カルシウムが溶解して全炭酸とアルカリ度を増加させる。この速度を  $f$  とすれば、次式が成立つ。

$$d^{12}\text{C}/dt = {}^{12}\text{f}_{org} + {}^{12}\text{f}_{ca} \quad (2)$$

ここで、添字の *org* は有機物の分解による項、*ca* は炭酸カルシウムの溶解による項を示す。もし、増加速度が時間  $t$  の間一定であったとすれば、

$$\begin{aligned} {}^{12}\text{C}_t &= {}^{12}\text{C}_0 + t({}^{12}\text{f}_{org} + {}^{12}\text{f}_{ca}) \\ &= {}^{12}\text{C}_0 + {}^{12}\text{F}_{org} + {}^{12}\text{F}_{ca} \end{aligned} \quad (3)$$

となる。 $^{14}\text{C}$  についても同様に考えれば,

$$d^{14}\text{C}/dt = {}^{14}f_{org} + {}^{14}f_{ca} - \lambda^{14}\text{C} \quad (4)$$

$$\begin{aligned} {}^{14}\text{C}_t &= {}^{14}\text{C}_0 e^{-\lambda t} \\ &+ ({}^{14}f_{org} + {}^{14}f_{ca})(1 - e^{-\lambda t})/\lambda \\ &\doteq {}^{14}\text{C}_0 e^{-\lambda t} + ({}^{14}F_{org} + {}^{14}F_{ca})(1 - \lambda t/2) \quad (5) \end{aligned}$$

となる。 $^{14}\text{C}$  については放射壊変の項が加わっている。なお、 $F$  はこの系に加えられた積分量である。従って、(1) に (3) と (5) を代入して、

$$\begin{aligned} R_t &= \frac{{}^{14}\text{C}_t - ({}^{14}F_{org} + {}^{14}F_{ca})(1 - \lambda t/2)}{{}^{12}\text{C}_t - ({}^{12}F_{org} + {}^{12}F_{ca})} \\ &\doteq \frac{R_{obs} {}^{12}\text{C}_t - (R_{org} {}^{12}F_{org} + R_{ca} {}^{12}F_{ca}) \left( \frac{1 + R_{obs}/R_0}{2} \right)}{{}^{12}\text{C}_t - {}^{12}F_{org} - {}^{12}F_{ca}} \\ &= R_{obs} \left\{ \frac{{}^{12}\text{C}_t - \alpha {}^{12}F_{org} - \beta {}^{12}F_{ca}}{{}^{12}\text{C}_t - {}^{12}F_{org} - {}^{12}F_{ca}} \right\} \quad (6) \end{aligned}$$

を得る。なお、

$$\alpha = \frac{R_{org}}{R_{obs}} \cdot \frac{1 + R_{obs}/R_0}{2} \quad (7)$$

$$\beta = \frac{R_{ca}}{R_{obs}} \cdot \frac{1 + R_{obs}/R_0}{2} \quad (8)$$

であり、 $R_{obs}$  は  $t$  年後に実測された比放射能、 $R_{org}$  と  $R_{ca}$  はそれぞれ有機物の分解および炭酸カルシウムの溶解によって加えられる炭酸塩の比放射能である。(1) および (6) 式をみれば、 $R$  の単位はどのようなものであっても、あるいは何を基準にしてもよいことがわかる。以上の結果をまとめれば、

$$\begin{aligned} t &= \frac{-1}{\lambda} \ln \frac{R_t}{R_0} \\ &= T \ln \left[ \frac{R_0}{R_{obs}} \cdot \frac{{}^{12}\text{C}_t - \alpha {}^{12}F_{org} - \beta {}^{12}F_{ca}}{{}^{12}\text{C}_t - {}^{12}F_{org} - {}^{12}F_{ca}} \right] \quad (9) \end{aligned}$$

となる。 $T$  は  $^{14}\text{C}$  の平均寿命 8,040 年である。

(9) 式より  $t$  を求めるために以下の仮定をする。

深層水の源になる表面水 ( $t=0$ ) に関する仮定:  $t=0$  において  $\Delta^{14}\text{C}$  値 =  $-50\%$ 、すなわち表面水のみかけの年令を 410 年とする。これは  $^{14}\text{C}$  測定の際の標準物質 (現在の木材) との差である。また、AOU (みかけの酸素消費量) =  $0 \mu\text{g at./kg}$  とし、塩分  $34.70\%$  の海水について  ${}^{12}\text{C}_0 = 2,076 \mu\text{g at./kg}$ 、アルカリ度 =  $2,274 \mu\text{eq/kg}$  とする。全炭酸とアルカリ度の初期濃度については、米国の GEOSECS 観測計画で得られた値を AOU = 0 に外挿して得た。一般に全炭酸やアルカリ度の測定値には測定者による系統的誤差が入っているため、これらの初

期値を他に適用するときには改めて吟味する必要がある。

粒子中炭素の比放射能に関する仮定: 有機物の分解および炭酸カルシウムの溶解によって深層水に付加される炭酸塩中の  $^{14}\text{C}$  の比放射能 ( $R_{org}$  および  $R_{ca}$ ) は、 $\Delta^{14}\text{C}$  値で表わしてそれぞれ  $-80\%$  および  $-50\%$  と仮定した。これは表層海水中で生物が有機物および  $\text{CaCO}_3$  粒子を形成するときの同位体分別係数に関する事実と粒子の沈降速度は比較的速いという事実に基づくものである。

粒子束に関する仮定: 深層水に付加される炭酸塩の積分量は次式によって求めた。

$${}^{12}F_{org} = \Delta\text{AOU} \times 125/298 \quad (10)$$

$$\begin{aligned} {}^{12}F_{ca} &= \Delta\text{SCO}_2 - \Delta\text{AOU} \times 125/298 \\ &\text{or } \Delta\text{Alk}/2 \quad (11) \end{aligned}$$

ここで、 $\Delta\text{AOU}$ 、 $\Delta\text{SCO}_2$ 、 $\Delta\text{Alk}$  はそれぞれ AOU (酸素飽和量から実測値を引いたもの)、全炭酸、アルカリ度の初期値に比べての増加量である。(11) 式はどちらで求めてもよいが、ここでは両方から求め、平均した。(10) 式の係数は、TSUNOGAI (1972a) による深層水中で有機物が分解するとき 298 原子の酸素が消費されて 125 原子の炭素が再生するという結果に基づく。

以上の式に GEOSECS 報告集 (1973—1974) に記載された温度、塩分、溶存酸素、全炭酸、アルカリ度のデータと DORSEY and OSTLUND (1975) の海水の  $\Delta^{14}\text{C}$  値を代入し、算出した  $t$  の値を Table 5 に示す。分析誤差は  $\pm 30$  年程度に相当するといわれているが、表には 1 位の数字も載せてある。

Fig. 2 にほぼ最高年令を示す水深 2,500m 面における等年令線を示す。北太平洋ではアメリカ寄りの方が年令が古く、深層水大循環のパターンと一致する。

Fig. 3 に北緯 30 度付近の断面図を示す。北太平洋の日本寄りの底層に入り込んだ水がゆっくりと上方および東方へ移動していることがわかる。水深 2,000m 以浅で若くなるのは上層水との混合のためである。

Fig. 4 では T-S 曲線上に年令を載せてみた。同一点では左下から右上に向って、年令の増加、塩分の減少、ポテンシャル温度の増加がほぼ直線的に起っていることがわかる。すなわち、塩分がわかれば年令も大体推定できるといことである。しかし、東西にほぼ 6,000 km 離れた 2 点間では、同じ塩分であってもアメリカ寄りの方が 150 年程度古い水であることも示している。

2) 深層水の  $^{14}\text{C}$  年令と酸素消費速度

Table 5. Age of the North Pacific deep water calculated from <sup>14</sup>C data and the model described in the text.

Stn. 201 34°10.4'N 127°54.2'W		Stn. 204 31°22.0'N 150°01.4'W		Stn. 214 32°02.1'N 176°59.0'W		Stn. 217 44°36.8'N 176°50.2'W		Stn. 218 50°27.4'N 176°30.8'W	
Depth (m)	Age (yr)	Depth (m)	Age (yr)	Depth (m)	Age (yr)	Depth (m)	Age (yr)	Depth (m)	Age (yr)
889	1,430	997	1,490	896	1,165	994	1,497	992	1,631
1,087	1,728	1,196	1,724	1,191	1,628	1,142	1,610	1,290	1,713
1,286	1,840	1,405	1,940	1,591	1,906	1,292	1,716	1,589	1,786
1,535	1,845	1,544	1,968	1,840	1,953	1,490	1,866	1,888	1,840
1,816	1,957	1,713	2,001	2,143	1,976	1,788	1,952	2,060	1,901
2,114	2,021	1,902	1,985	2,542	1,864	2,085	1,864	2,195	1,836
2,413	1,768	2,090	1,987	2,942	1,676	2,556	1,990	2,593	1,890
3,073	2,034	2,398	2,032	3,341	1,675	2,952	1,836	2,992	1,798
3,471	1,874	2,698	1,972	3,739	1,748	3,348	1,687	3,390	1,727
3,868	1,784	3,048	1,932	4,136	1,661	3,745	1,745	3,789	1,679
4,264	1,783	3,397	1,951	4,538	1,683	4,142	1,711	4,187	1,673
4,707	1,713	3,746	1,849	4,936	1,563	4,538	1,632	4,585	1,592
		4,095	1,768	5,335	1,553	4,936	1,635	4,982	1,569
		4,492	1,738			5,135	1,626	5,378	1,548
		4,889	1,703			5,534	1,565	6,031	1,541
		5,292	1,659					6,433	1,535
								7,233	1,563

Stn. 219 53°06.4'N 177°18.4'W		Stn. 222 40°10.0'N 160°30.0'E		Stn. 226 30.34.0'N 170°38.5'E		Stn. 227 24°59.5'N 170°05.0'E	
Depth (m)	Age (yr)	Depth (m)	Age (yr)	Depth (m)	Age (yr)	Depth (m)	Age (yr)
895	1,512	845	1,394	904	1,241	897	1,285
1,244	1,674	995	1,485	1,192	1,574	1,196	1,645
1,742	1,870	1,050	1,518	1,480	1,738	1,593	1,779
2,241	1,796	1,155	1,531	1,542	1,232	1,991	1,898
2,739	1,919	1,810	1,868	2,499	1,877	2,490	1,889
3,236	1,832	1,990	1,865	2,999	1,811	3,137	1,885
3,702	1,808	2,285	1,375	3,495	1,666	3,630	1,771
		2,640	1,913	3,980	1,626	4,133	1,586
		3,095	1,767	4,499	1,558	4,630	1,568
		3,760	1,671	4,901	1,508	5,128	1,490
		4,360	1,669	5,434	1,468	5,629	1,424
						5,957	1,394

北太平洋の水深 2,000~2,500m 以深には、上層の年令の若い水と混合した影響があまり現れていないことが Fig. 3 よりわかる。そこで、もしこの深層水の起源がすべて南極から北上する太平洋深層水であると仮定できれば、その中でどのような混合が起っていたとしても、深層水の酸素濃度を年令に対してプロットしたとき得られる直線の勾配より酸素消費速度が求められる。これを確かめるために、Fig. 5 に一次元モデルを用いて上界と下界の値には実測値を入れ、適当な酸素消費速度  $J$  を

代入して得た酸素濃度を示してある。水深 2.5 km 以深の海水についての酸素濃度の計算値（曲線）より最小二乗法で求めた直線の勾配 ( $\partial C/\partial t$ ) は、10~20% 程度の誤差を見込めば先の  $J$  の値と一致することがわかる。そこで、酸素一年令図を描いて酸素消費速度を求めてみた。

Fig. 6 に 7 点における酸素一年令直線が示してある。そしてこの直線の勾配より、すなわち準閉鎖系モデルを用いて、酸素消費速度を求めた (Table 6)。Table 6 に

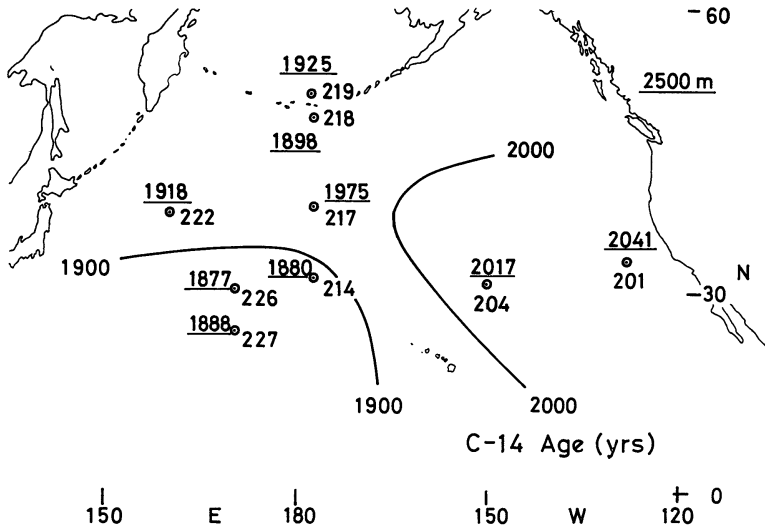


Fig. 2. Age of the North Pacific deep water at the 2,500 m surface. The station numbers of the GEOSECS expedition are also shown.

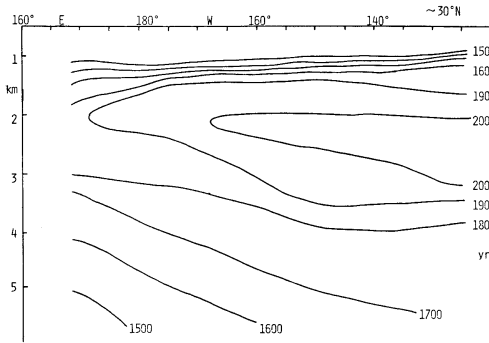


Fig. 3. Vertical section of age (years) of the North Pacific deep water along 30°N latitude.

は、栄養塩のリン、窒素、ケイ素および全炭酸とアルカリ度について同様なプロットをして得た再生速度も示してある。表の  $(AOU-4N)/2$  は有機物の分解によって再生した炭素の原子数 ( $C_{org}$ ) をあらわす。なぜなら、有機物中の窒素は酸素 4 原子を、炭素は酸素 2 原子を消費して再生するからである。

この表から、水深 2,500 m 以深の深海でも 40°N 以北の海域の方が酸素消費速度が大きいことがわかる。また全部の平均値  $0.23 \mu g \text{ at./kg/yr}$  は  $2.6 \mu l/l/yr$  に相当し、先に海底における効果は含まれない次元モデルを用いて得た値 (TSUNOGAI 1972a) とほぼ一致する。このことから、海底で分解される有機物量は 1,000 m 以深の深層水中で分解される量に比べて小さいことがわか

C-14 Age on T-S Diagram

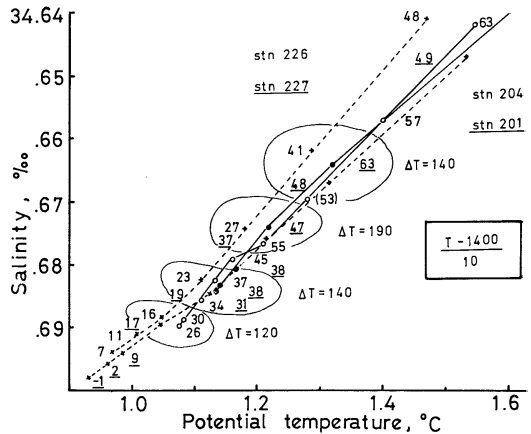


Fig. 4. Age of the North Pacific deep water on the temperature-salinity diagram. Ages obtained at Stns. 204 and 201 (circles) in the eastern North Pacific are connected with straight lines and those obtained at Stns. 226 and 227 (crosses) in the western North Pacific are connected with broken lines. Figures on the lines refer to ages of  $(T-1400)/10$  and those underlined are ages obtained at Stns. 201 and 227.

る。さらに、有機物の分解の際に再生される各元素の割合をリンを基準にあらわすと、

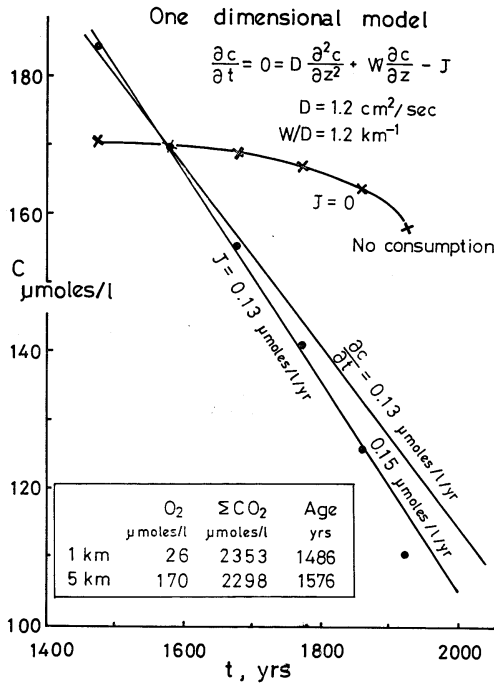


Fig. 5. Calculated ages and concentrations of oxygen for given J values with the one-dimensional advection and diffusion model. Boundary conditions are given in the figure. The gradient of the straight line is equal to the oxygen consumption rates in the quasi-closed model proposed in the text.

P : N : Si : C : O (消費)  
= 1 : 12.3 : 91 : 147 : 343

となる。これは一次元モデル (TSUNOGAI 1972a) や箱モデル (TSUNOGAI 1978) を用いて得た深層水における値と大体一致するが、リンと窒素の再生率が表層の値より小さくなるようである。すなわち、リンはより浅いところでより先に再生し、窒素も同様かまたは脱窒素反応が起っているのであろう。

3) 深海底における酸素消費速度

上で海底を含めても含めなくても単位面積当りの水柱内での酸素消費量あまり変わらないことを述べたが、底における生物活動がそれほど大きな影響を与えていないのではないかと考えられるもう一つの証拠がある。それは Fig. 6 の白丸印 (各点の海底に最も近い試料の値) を結んだ直線である。北太平洋の日本寄りの底層に入り込んだ水は、底を離れて湧昇しながら酸素を減らすものと底を伝わって東に流れながら酸素を減らすものとがあ

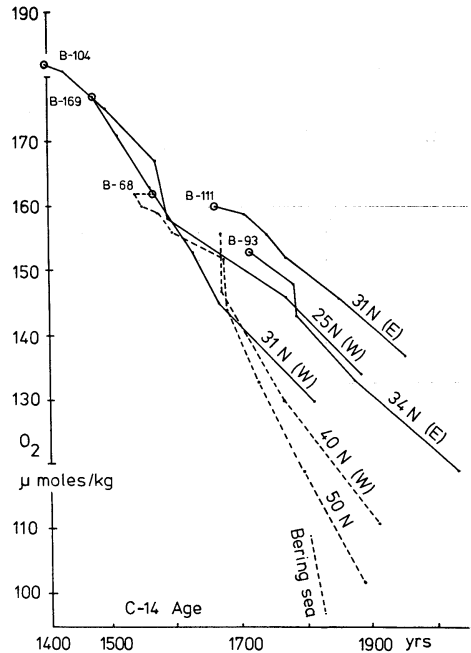


Fig. 6. Oxygen vs. age diagram for seven stations in the North Pacific. An open circle refers to the deepest sample at each station and B is the depth of the bottom. Thus B-104 means the sample collected at the layer 104 m above the bottom.

る。もし、後者の酸素消費速度の方が大きければ (底における生物活動が大きければ)、白丸印を結んだ直線の方が勾配が急になるはずである。ところが、実際にはそのような傾向は見られない (底での生物活動は 1,000m 以上の水中での生物活動に比べ無視できる)。

しかしながら、海底と長い水柱を直接比較することは無理が伴うし、底における生物活動の上限値を見積る必要がある。そこで、この値を Fig. 7 のように考えて概算した。

厚さ 0.5 km の底層水は鉛直的には比較的良好に混じりながら東進する。この間に、深層水との界面を通して W の速さで湧昇するとともに、D の係数で拡散混合をする。同時に海底では a μg at./m²/yr の速さで酸素が消費されているものとする。真の経過時間を求めるために“年令子” t (Y/km³) を定義する。これは 1 km³ の水がそのまま 1 年間経過すれば年令子 t は 1 Y だけ増加するということである。次に、単位面積あたり V の底層水が存在するものとするれば、ΔT 年間に増加する年令子 Δt は次式のようになる。

Table 6. Oxygen consumption rates and nutrient regeneration rates in the North Pacific deep water calculated from the quasi-closed model.

Stn.	Lat.	O <sub>2</sub> consmed μg at./ kg/yr	Nutrients regenerated (ΔO <sub>2</sub> =1,000)						
			P	N	Si	$\frac{AOU-4N}{2}$ (C <sub>org</sub> )	ΣCO <sub>2</sub>	$-\frac{Alk}{2}$ = (C <sub>ca</sub> )	C <sub>org</sub>
227	25.0°N	0.19	3.1	40	248	420	478	- 136	= 342
226	30.6°N	0.27	2.8	36	242	428	611	- 189	= 422
204	31.4°N	0.16	3.6	31	461	438	446	- 111	= 335
214	32.0°N	0.20	2.8	36	265	427	589	- 153	= 436
201	34.2°N	0.21	3.3	29	—	442	484	- 207	= 277
av.		0.20							
222	40.2°N	0.27	2.1	33	129	434	407	- 0	- 407
217	44.6°N	0.28	2.7	37	271	426	686	- 0	= 686
218	50.5°N	0.29	2.7	42	222	415	528	- 63	= 465
av.		0.28							
Total average		0.23 (2.7 μl/l/yr)	2.89	35.6	263	429	528	- 107	= 421 (0.10 μg at.C/l/yr)
Atomic ratio		345 341	1 1	12.3 12.3	91 91	148 —		37 37	— 146
Cf. Bering Sea									
219	53.1°N	0.40							

$$V\Delta t = V\Delta t_l + V\Delta t_m$$

$$= V\Delta T + F\Delta T$$

$$\therefore \Delta T = \frac{V}{V+F} \Delta t$$

ただし、 $\Delta t_l$  は時間の経過による年令子の増加、 $\Delta t_m$  は水の出入による年令子の増加である。なお、 $F$  は次式で表わされる。

$$F = D(\partial t / \partial Z) - W(t_2 - t_1)$$

ここで、右辺第1項は拡散による年令子の増加を表わし、第2項は移流に伴う年令子の減少を表わす。 $t_2$  は出る水の、 $t_1$  は入る水の年令子(濃度)である。図に示すように  $(\partial t / \partial Z)$  は場所によってはほとんど変わらないので  $D$  と  $W$  の値は、角皆 (1972b) を用いれば、

$$D(\partial t / \partial Z) = 1.2 \text{ cm}^2/\text{sec} \times 210 \text{ Y}/\text{km}^3/\text{km}$$

$$= 0.80 \text{ Y}/\text{km}^2/\text{yr}$$

となる。移流による項は最初から直線的に変化してきたものとすれば、

$$W(t_2 - t_1) = 4.4 \times 10^{-3} \times 170 / 2 = 0.37 \text{ Y}/\text{km}^2/\text{yr}$$

となる。 $V$  を  $0.5 \text{ km}^3/\text{km}^2$  とすれば、

$$\Delta T = \frac{0.50}{0.50 + 0.43} \times 170 = 91 \text{ yrs}$$

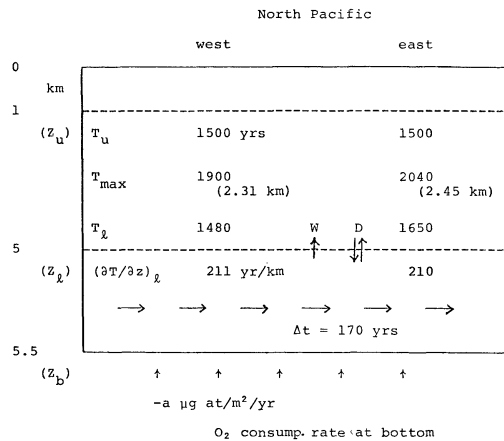


Fig. 7. A schematic model of the bottom water flow in the North Pacific for the calculation of biological activity (a) at the water-bottom interface.

となる。なお、 $0.50 / (0.50 + 0.43) = 0.54$  は最初から現在も底層に残っている水の割合を表わす。そこで、上から混ざってくる水には底での効果がまったく入っていないものとすれば、海底における91年間の生物活動は底層水の酸素濃度を



$$\Delta O_2 = \frac{0.54 a \times 91}{500} = 0.10 a \mu\text{g at./m}^3$$

だけ減少させることになる。Fig. 6 のデータのばらつきからみて、 $\Delta t=170$  年に対して  $\Delta O_2$  が  $10 \mu\text{g/l}$  あれば有意の差とみなすことができよう。このとき、

$$a = 1 \times 10^5 \mu\text{g at./m}^2/\text{yr} \doteq 0.5 \text{ gC/m}^2/\text{yr}$$

となる。すなわち、深海底 (5 km) で分解される有機物量は、基礎生産量の 0.5% あるいは深層水中で分解される有機物量の 10% 以下という結果である。

#### 4. おわりに

海洋の表層で生物によって有機化された物質の行方をいくつかのモデルを用いて解析した。その結果、外洋においては、基礎生産量  $80 \text{ gC/m}^2/\text{yr}$  のうち、約 40% が 150 m 層を抜けて中層に運ばれる。さらに水深 1 km を越えて深層で分解されるのは、基礎生産量の 10% 程度、そして深海底で分解されるのは同じく 0.5% 以下であることがわかった。

この結果は、これら有機物の運搬役についても一つの示唆を与えてくれる。もし、最近よくいわれているように faecal pellet (糞粒) のみがこの運搬役としたら、その沈降のメカニズムから考えて海底に供給される割合がもっと大きいはずである。もし、TSUNOGAI and MINAGAWA (1978) の言うようにマリンスノーのような粒子ができたり壊れたりしながら沈んでいく、すなわち沈降粒子の平均的寿命がかなり長ければ、深海底に到達する前に分解される割合が大きくてもよいであろう。

謝辞：本研究は主に著者が文部省在外研究員として Woods Hole 海洋研究所に滞在中に行なわれたものである。BREWER 博士はじめ討論に加わってくださった方々にお礼申し上げる。また、GEOSECS の  $^{14}\text{C}$  データの使用を許して下さいました OSTLUND 教授に深く感謝致します。底層水の採取にご協力いただいた服部明彦教授ほか東京大学海洋研究所白鳳丸の航海関係者にお礼申し上げます。

#### 文 献

- BROECKER, W.S. (1966): Radioisotopes and the rate of mixing across the thermocline of the ocean. *J. Geophys. Res.*, **71**, 5827-5836.
- CRAIG, H. (1969): Abyssal carbon and radiocarbon in the Pacific. *J. Geophys. Res.*, **74**, 5491-5506.
- CRAIG, H. (1974): A scavenging model for trace elements in the deep sea. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **23**, 149-159.
- DORSEY, H.G. and H.G. OSTLUND (1975): GEOSECS radiocarbon and tritium: Pacific results. Section 1, Preliminary Data Release #75-10. Tritium Laboratory, Rosenstiel School of Marine and Atmospheric Science, Univ. of Miami.
- GEOSECS Preliminary Reports (1973-1974): Legs 1 through 4, Pacific Expeditions (GEOSECS Operation Group, Scripps Institution of Oceanography, La Jolla, Calif.).
- HESSLER, R., C.L. INGRAM, A.A. YAYANOS and B.R. BURNET (1978): Scavenging amphipods from the floor of the Philippine Trench. *Deep-Sea Res.*, **25**, 1029-1047.
- MUNK, W.H. (1966): Abyssal recipes. *Deep-Sea Res.*, **13**, 707-730.
- SARMIENTO, J. L., W. S. BROECKER and P. E. BISCAYE (1978): Excess bottom radon 222 distribution in deep ocean passages. *J. Geophys. Res.*, **83**, 5068-5076.
- TSUNOGAI, S. (1972a): An estimate of the rate of decomposition of organic matter in the deep water of the Pacific Ocean. *In* A. Y. TAKENOUTI ed.: *Biological Oceanography of the Northern North Pacific Ocean*. Idemitsu Shoten, Tokyo. p. 517-533.
- 角皆静男 (1972b): 深層水の鉛直渦動拡散係数の見積り. *日本海洋学会誌*, **28**, 145-152.
- 角皆静男 (1972c): 海水成分による生物活動の定量化. *海洋学講座* (東京大学出版会) 第 7 巻. p. 159-169.
- TSUNOGAI, S. (1978): Application of settling model to the vertical transport of soluble elements in the ocean. *Geochem. J.*, **12**, 81-88.
- TSUNOGAI, S. and M. MINAGAWA (1978): Settling model for the removal of insoluble chemical elements in seawater. *Geochem. J.*, **12**, 47-56.
- TSUNOGAI, S., M. KUSAKABE, H. IZUMI, I. KOIKE and A. HATTORI (1979): Hydrographic features of the deep water of the Bering Sea — 'The Sea of Silica'. *Deep-Sea Res.*, **26**, 641-659.

## 総合討論開始にあたって

座長 市村 俊 英\*

### Remarks for General Discussion by Chairperson

Chairperson: Shun-ei ICHIMURA\*

海洋における物質循環に関する諸問題は、これまで2つの側面から独自に追求されてきたように思われる。1つは、海洋を物質系として把える立場である。海洋は絶えず流動してやまぬ物質循環の場であり、物質の挙動を研究対象とするとき地球化学的アプローチがとられる。他は、海洋を自然界の生命維持システムの一部とみなし、生物的循環過程としてとらえるものである。系の物質循環は食物連鎖を通しての生物間の相互作用の結果であり、その解明に生理生態学的アプローチがとられる。これまで、海洋の物質循環に関するシンポジウムがオース (1968)、アラスカ (1968)、パラナ (1972) などにおいて開催され、そのつど、新しい概念や技術が提示され、この分野の研究に飛躍的な発展もたらされている。しかし、基本的な2つの方法論の統一は必ずしも満足すべきものがないのが現状であろう。

パラナのシンポジウムからすでに10年近くを経ており、この間の知識の集積によって物質循環の様相はかなり明確にされたとはいえ、統合的理解に達するにはなお新しい方法論の確立が必要である。このため、研究の現状を把握し、将来の方向を探究するための学際的シンポジウムの開催が期待される状況になっており、事実、いくつかの国際シンポジウムが企画されていると聞く。このとき、物質循環に関するシンポジウムをもつことの意義は大きい。海洋における物質循環に果す微生物の役割は大きく、コンビーナーがシンポジウムの統一テーマとして微生物過程を選んだことは、共通な問題意識を得るという基本的立場から賢明であり、これを機会に地球化学者と海洋生物学者との相互理解を深め、2つの方法論の統一が実現するならば、このシンポジウムの研究への貢献は極めて大きいものがある。参加者の活発な発言と討論をお願いする次第である。

\* 筑波大学生物科学系 Institute of Biological Sciences, University of Tsukuba

### 討 論

井関(東北大・農) トラップの効率は何のくらいか。特に、堆積物の化学的組成との関係は。

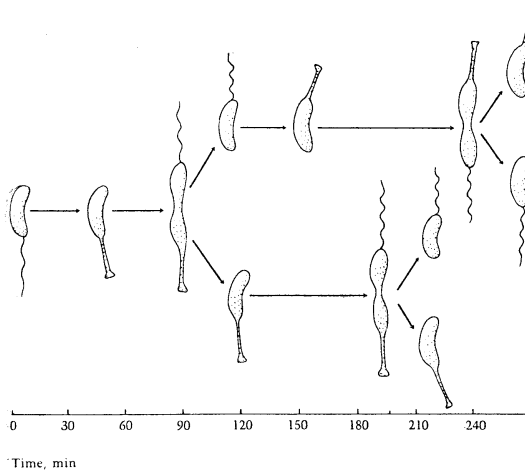
半田(名大・水研) トラップの捕捉効率については直径/高さの比が重要といわれている。本器は一般に捕捉効率が一定になる値(直径/高さ=1/2-3)にそって設計されている。

新生沈殿物と堆積物の化学組成、特に有機物組成では顕著な相違が認められた。特に、不飽和脂肪酸、枝鎖脂肪酸、炭水化物などにおいてその相違が著しかった。

角皆(北大・水産) 長期間係留したトラップの捕集効率、あるいは正味の粒子束を決める2つの方法がある。1つは、海水中で生れる不溶性の放射性核種  $^{230}\text{Th}$ ,  $^{234}\text{Th}$  を使うことである。海水中のこれら核種の濃度を測定するだけで、親核種との非平衡度と半減期を用いて計算することにより、正味の除去速度が決められる。これと実測の粒子束との比を捕集効率と考えてもよい。他は、Al など堆積物中で変化しない成分の堆積速度は正味の沈降粒子束と考えられるから、これとの比を捕集効率と考えることもできる。その結果、いったん貯まった粒子が逃げ出すようなトラップでなければ、捕集効率は100%を越すのが一般的である。

西沢(東北大・農) 溶存態有機物を直接的に利用する海洋微生物の種類はどのようなものか。

関(筑波大・生物) 従来の集殖培養法では分離不可能な海洋細菌である。そのうちの優占種としては、*Spirillum* や *Caulobacter* (Fig. 1) が典型的な従属栄養を営んでいて、しかも、低濃度の有機物を利用することができる。しかし、これらは、従来用いられている高濃度の培地では成長増殖できない。そして、従来用いられてきた培地で計数される数百倍もの生物量をもって海洋中に生存している。また、極度に栄養濃度の



Time, min

Fig. 1. Stages in the *Caulobacter* cell cycle (From STOVE and STANIER 1962, *Nature* 196, 1189).

低い貧栄養水塊中での混合栄養を営む *Thiobacillus* の主要性に今後注目したい。これは、海洋生物の進化との関係においても注目に値する。これらは、生物発生直後から今日に至るまで、規模の大きさを問わず、硫黄生態系を局所的に形成してきた。そして、硫黄鉱床の形成に関与しているのである。

関(筑波大・生物) コンビナーとして、野崎氏に海洋の歴史的背景に立った物質循環に関する話題を提供して下さいようお願いする。

野崎(東大・海洋研) サンゴの記録をもとに炭素の循環について以下に述べる。

## 炭素の循環

— サンゴの記録から —

野崎 義行\*

### Carbon Cycle—Wisdom of Brain Coral

Yoshiyuki NOZAKI\*

**Abstract:** An exact knowledge of the oceanic response to natural carbon isotopic variations in the atmosphere can help us to understand and predict the future oceanic response to the increase of atmospheric carbon dioxide due to human burning of fossil fuels and other perturbations of the biosphere. It has been shown that coral bandings can be used to monitor the variations with time of carbon isotopic compositions in surface sea waters, much like tree rings can be used as a “detector” of carbon isotopic variations in the atmosphere. Combining a 200 year record of carbon-13 and carbon-14 variations in a Bermuda coral and tree ring data, speculations were given regarding the exchange processes of carbon dioxide between oceans and atmosphere.

#### 1. 序論

人類が1970年までに使用した化石燃料は炭素に換算して  $120 \times 10^{13}$  g と見積もられていて、これは大気中の  $\text{CO}_2$  として存在する炭素の約 20% に相当する。大気中の  $\text{CO}_2$  の経時変化については、KEELING and BACASTOW

(1977) が1957年よりハワイや南極などで連続観測を行っている。その結果、人類が放出した  $\text{CO}_2$  の約半分が、実際の大气中の  $\text{CO}_2$  の増加として観測されている。この比率は、やや不確かな19世紀の大气  $\text{CO}_2$  の実測値より1970年のそれは約10%増加していることとも一致している。当然ながら、残りの半分は生物圏と海洋へ移行しているはずである。

\* 東京大学海洋研究所 Ocean Research Institute, University of Tokyo

しかし、生物圏や海洋（堆積物を含む）で炭素がどのように変化してきたかについては、殆どわかっていない。比較的よく混合されている海水においても、全炭酸の実測値は過去わずか数十年ぐらいに限られていて、経時変化を推定するには誤差も大きい。幸い炭素サイクルを研究するのに有効な2つの同位体が存在する。その1つは放射性炭素( $^{14}\text{C}$ , 半減期 5730年)であり、天然には宇宙線により、人工的には核反応によって作られる。地質年代を経て生成された化石燃料には、この放射性炭素は完全に消滅している。もう1つは安定な $^{13}\text{C}$ であり、相変化にともなう同位体分離によりわずかながら変動する。例えば、木材や化石燃料の $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ は $-25\text{‰}$ であるのに対し大気中のそれは約 $-7\text{‰}$ である。このように過去の自然環境における $^{14}\text{C}$ と $^{13}\text{C}$ の変動を知ることによって炭素の循環をより明らかにすることができる。

## 2. 木材年輪の記録

樹木は、光合成によって大気中の $\text{CO}_2$ を固定して成長する。その成長速度には、季節変化があるので年輪が形成され、年輪時代学によってその生成時期が正確に決められる。すなわち、大気中の $^{14}\text{C}$ と $^{13}\text{C}$ の良い記録者である。もちろん、年輪形成後炭素の外界とのやりとりがないことが必要であるが、その議論は他の多くの文献にあるので、ここではその条件は満たされているものとする。

### 2-1. $^{14}\text{C}$

生成年代のわかった年輪の $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ 比は、放射性炭素年代測定法の補正のために有効であるので、過去20年ぐらいの間に多くの研究がなされてきた。現在では過去1万年ぐらいまでの大気中の $^{14}\text{C}$ の変動が明らかにされつつある。以下に、年輪の $^{14}\text{C}$ の研究から明らかになった事実をまとめてみる。通常、 $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ 比の変動は $\Delta^{14}\text{C}$ 値で表わされ、放射壊変および同位体分離による変動は $\Delta^{14}\text{C}$ 値には含まれていないと考えてよい。

#### a. 人工の $^{14}\text{C}$

1950年代の中頃から1960年代にかけて、多数の核実験が行われ、多量の人工 $^{14}\text{C}$ が大気中に放出された。その経時変化は実測されているが、年輪にも明らかに記録されている(CAIN and SUESS 1976)。大気中の $^{14}\text{C}$ は核実験が中止されてから減少の傾向にあるが、一方、海水中のそれは今だに増加の傾向にある。

#### b. Suess 効果

産業革命以後の加速度的な化石燃料の使用によって、 $^{14}\text{C}$ を含まない $\text{CO}_2$ が大気中に放出された。従って、

大気中の $^{14}\text{C}$ は $^{12}\text{C}$ に対して薄められていることになり、その効果は発見者の名をとって Suess 効果と呼ばれている。Fig. 1 に示すように、19世紀から1950年にかけて $\Delta^{14}\text{C}$ は約30%減少していることがわかる(DAMON *et al.* 1978)。先に述べたように大気中の $\text{CO}_2$ は10%増加しているにもかかわらず、Suess 効果はわずか3%であるのは大気中の $\text{CO}_2$ が生物圏および海洋の炭素とたえず交換しているためとして説明されている(BROECKER *et al.* 1971)。

#### c. De Vries 効果

Fig. 1 からわかるように、人類活動の影響の少ない18世紀以前にも $\Delta^{14}\text{C}$ 値は、わずかながら変動していることは De Vries によって初めて見つけられた。この大まかな変動は、地磁気の変動と関連していると考えられている。さらに太陽活動周期、気候変動などの関連が論議されているが確かなことはわかっていない(DAMON *et al.* 1978)。

### 2-2. $^{13}\text{C}$

木材年輪の $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ 比は多くの測定があるにもかかわらず、大気の $\delta^{13}\text{C}$ 値の変動を反映していると思われるデータはきわめて少ない。最近 STUIVER (1978) はセルロースを分離して求めた1820年までの $\delta^{13}\text{C}$ 値を発表した。その $\delta^{13}\text{C}$ 値を $\Delta^{14}\text{C}$ 値に対してプロットしたのが Fig. 2 である。1900年から1950年の間のデータには

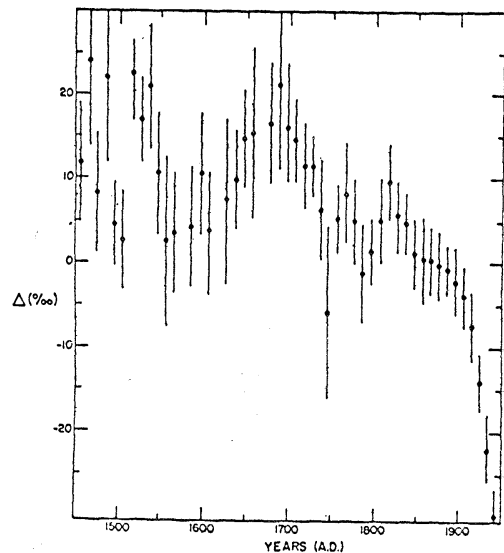


Fig. 1. The variation of  $\Delta^{14}\text{C}$  in the atmosphere as measured in tree rings (DAMON *et al.* 1978). The time span covers the Little Ice Age centered around the late 17th century.

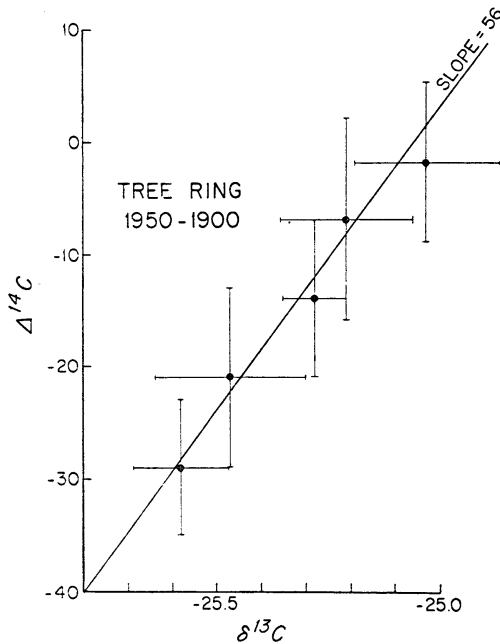


Fig. 2. The covariance of  $\Delta^{14}\text{C}$  and  $\delta^{13}\text{C}$  in tree rings. The  $\Delta^{14}\text{C}$  and  $\delta^{13}\text{C}$  values are compiled by DAMON *et al.* (1978) and STUIVER (1978), respectively. The decadal average values are plotted.

直線関係が認められ、傾きは大気中の  $\text{CO}_2$  と化石燃料の  $\text{CO}_2$  を混合したときのそれに等しい。これは、もし大気中の  $^{14}\text{C}$  の生成速度が一定で、しかも  $\text{CO}_2$  の各相間の交換の際に  $^{13}\text{C}$  と  $^{14}\text{C}$  との間に大きな分離が起らないときにのみ期待されることであって、その必然性はない。

一方、19世紀に入るとこのような関係は全く認められない (STUIVER 1978)。 $\delta^{13}\text{C}$  値は、1850年から単調に減少しているのに対して、 $\Delta^{14}\text{C}$  値はほぼ一定である。STUIVER (1978) は、この結果を19世紀に人類が多くの森林をばっさいし燃料として使ったためと説明した。なぜなら、現世樹木は  $^{14}\text{C}$  がほぼ大気中のそれに等しく、一方  $\delta^{13}\text{C}$  値は18‰だけ小さいからである。

興味深いことは、1820年から1850年にかけての STUIVER (1978) の  $\delta^{13}\text{C}$  値は、大きなバラツキはあるが増加の傾向がみられることである。これは、その時代に人類が大規模にかんがい植林したためであろうか？

1820年以前の  $\delta^{13}\text{C}$  の値は、まだ発表されていない。

### 3. サンゴの記録

ある種のサンゴは、年輪と同じように成長帯を形成す

る。従って、成長過程における海水の炭素同位体比の変動を記録しているものと考えられる。このように結論するまでには、もちろん多くの検証を経てのことであるが、ここでは省略する。NOZAKI *et al.* (1978) は、バミューダ島から採取したサンゴの過去200年にわたる  $^{14}\text{C}$ 、 $^{13}\text{C}$  と  $^{18}\text{O}$  の変動を初めて詳細に報告した。その結果をまとめると次のようになる (Fig. 3 参照)。

#### 3-1 $^{14}\text{C}$

##### a. 人工の $^{14}\text{C}$

1955年以後、 $\Delta^{14}\text{C}$  の急激な増加が認められ、サンゴの  $\Delta^{14}\text{C}$  はその骨格が生成されたときの海水中の  $\Delta^{14}\text{C}$

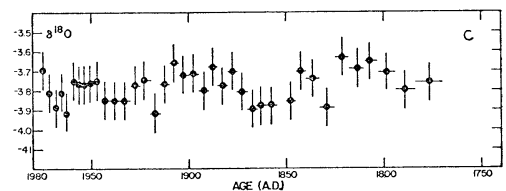
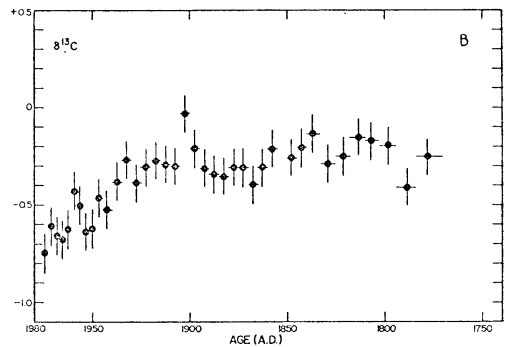
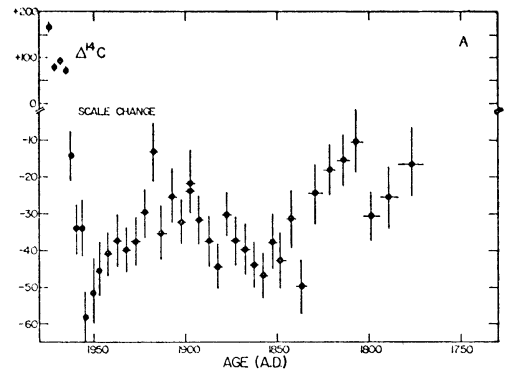


Fig. 3. (A)  $\Delta^{14}\text{C}$ , (B)  $\delta^{13}\text{C}$  and (C)  $\delta^{18}\text{O}$  distributions with age in a Bermuda brain coral (*Diploria*) after NOZAKI *et al.* (1978). Units are per mil deviation from standards and error bars are  $\pm 1$  sigma.

値とほぼ等しい。この人工  $^{14}\text{C}$  の経時変化は、 $^{14}\text{C}$  の大気から海洋への移行をモデル化するのに有効である。

#### b. Suess 効果

1950年から1955年にかけて  $\Delta^{14}\text{C}$  の減少が認められ、Suess 効果によるものと考えられる。年輪の  $\Delta^{14}\text{C}$  の減少に比べて、バミューダサンゴのそれは約 80% である。DRUFFEL and LINICK (1978) は、フロリダ海峡から採取したサンゴの  $\Delta^{14}\text{C}$  値を後に発表した。その結果にも明らかに Suess 効果が認められている。

#### c. 1900年以前の $^{14}\text{C}$ の変動

1900年以前の  $\Delta^{14}\text{C}$  値にかなり大きな変動が認められる。バミューダサンゴではとくに1850年頃に  $\Delta^{14}\text{C}$  値がより負になっていて、 $^{14}\text{C}$  の不足しているより深層の海水がこの海域表層により多く供給されたことが推定される。フロリダサンゴの  $\Delta^{14}\text{C}$  のデータにも1850年頃にやや小さいことが認められるが、バミューダのそれに比べるとその効果ははるかに小さい。これは、フロリダ海峡の特殊な海況によるものと思われる。

#### 3-2. $^{13}\text{C}$

$^{14}\text{C}$  と同じように1900年から現在にかけて  $\delta^{13}\text{C}$  値が減少している、これは人類活動の結果と考えられる。

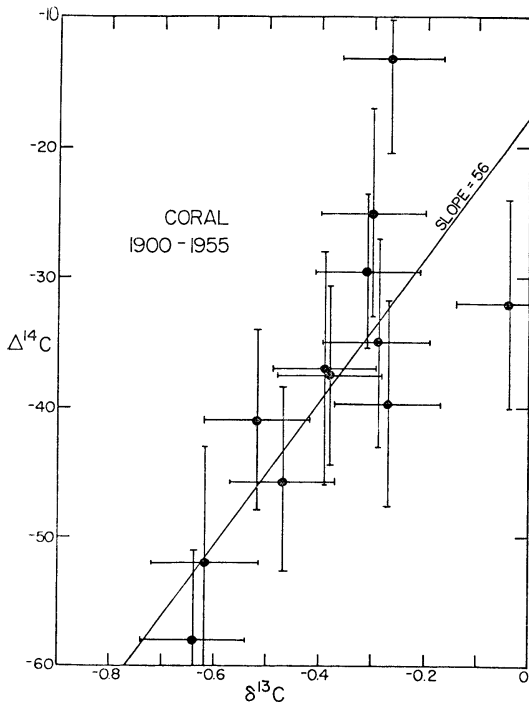


Fig. 4. The covariance of  $\Delta^{14}\text{C}$  and  $\delta^{13}\text{C}$  in a Bermuda coral (NOZAKI *et al.* 1978).

$\Delta^{14}\text{C}$  値に対してそれらの  $\delta^{13}\text{C}$  値をプロットしてみると、その変化は大気中の炭素同位体比の変動を反映しているものと考えられる (Fig. 4)。これは、サンゴが実際に環境の炭素同位体比の変動の記録者であることを示すよい証拠でもある。

1900年以前のサンゴの  $\delta^{13}\text{C}$  値には余り大きな変動は認められない。

#### 3-3. $^{18}\text{O}$

$\delta^{18}\text{O}$  値は、過去 200 年間ほぼ一定である。EMILIANI *et al.* (1978) は、代謝速度の季節変化による  $\delta^{13}\text{C}$  と  $\delta^{18}\text{O}$  値の変動を報告した。サンゴ中の  $^{13}\text{C}$  と  $^{18}\text{O}$  は大きな季節変動を示すが、バミューダサンゴの結果は 3 年以上の試料を用いたため季節変化は平均化されている。また、 $\delta^{18}\text{O}$  値に大きな変動が認められないことは、このサンゴの成長段階で代謝過程に大きな変化がなかったことを示している。

### 4. 合成と推理

表層海水の  $\Delta^{14}\text{C}$  値は、大気-海洋間の  $\text{CO}_2$  の交換速度と  $^{14}\text{C}$  の不足したより深層の海水との混合によって支配される。一方  $\delta^{13}\text{C}$  値は、前二者の他に植物プランクトンの光合成の速度によって著しく影響をうける。従って、年輪による大気中の炭素同位体比の記録とサンゴによる表層水の記録とを比較することにより、炭素サイクルに関する過去の出来事を推理することが可能である。Fig. 5 と Fig. 6 にそれぞれ  $\Delta^{14}\text{C}$  値と  $\delta^{13}\text{C}$  値の比較を示す。

#### 4-1. サルガッソ海における $\text{CO}_2$ の交換

Fig. 5 は、年輪の  $\Delta^{14}\text{C}$  値とサンゴのそれを 25% ずらして重ねたものである。1900年から1955年までの値と

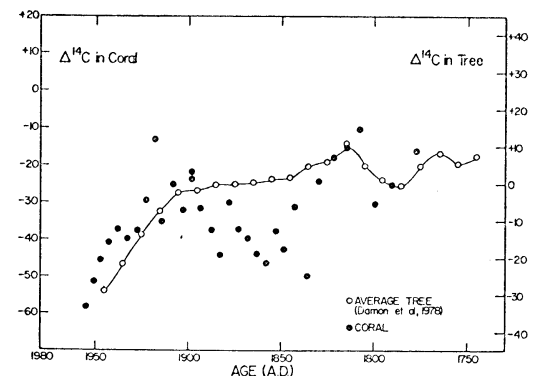


Fig. 5. Comparison of  $\Delta^{14}\text{C}$  in tree rings (DAMON *et al.* 1978) and in *Diploria* prior to 1950 (NOZAKI *et al.* 1978).

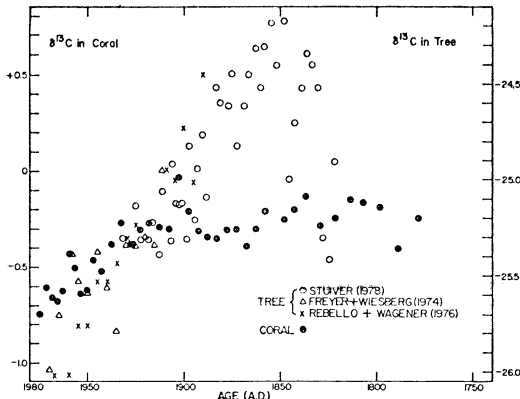


Fig. 6. Comparison of  $\delta^{13}\text{C}$  in tree rings and in *Diploria* (NOZAKI *et al.* 1978).

1820年以前の値は比較的良好に一致している。これはFig. 6の $\delta^{13}\text{C}$ 値についても同様である。人類活動の影響のないときの表層水の $\Delta^{14}\text{C}$ 値は、これまで $-40\sim -50\%$ と推定されてきた。

OESCHGER *et al.* (1975)は、定常状態における表層水の $\Delta^{14}\text{C}$ 値を $-50\%$ としてBox-diffusion modelの次式を用いて、大気中の $\text{CO}_2$ の気体交換に対する平均滞留時間( $\tau_a$ )と深層水の渦動拡散係数( $K$ )を算出した。

$$A_m = A_a \frac{k_{ma}}{k_{ma} + \lambda + \frac{\sqrt{K/\lambda}}{h_m} \tanh(\sqrt{\lambda/K} \cdot h_d)}$$

記号は全て原著(OESCHGER *et al.* 1975)に従った。その計算結果は $\tau_a = 7.3 \text{ yr}$  および  $K = 1.3 \text{ cm}^2/\text{sec}$  である。もし、ここで $A_m/A_a = 0.95$  (表層水の $\Delta^{14}\text{C} = -50\%$ )のかわりに極端な場合として表層水の $\Delta^{14}\text{C} = -25\%$ を使うとすると、 $\tau_a = 3.7 \text{ yr}$  および  $K = 0.9 \text{ cm}^2/\text{sec}$  となつてとくに気体交換速度は大きな食い違いを示す。

またBox-diffusion modelに従うと、海洋表層におけるSuess効果の大気中のそれに対する割合は次式で計算される。

$$\frac{\alpha_m}{\alpha_a} \approx \frac{k_{ma}}{\mu + k_{ma} + \frac{\sqrt{\mu K}}{h_m} \tanh(\sqrt{\mu/K} \cdot h_d)}$$

OESCHGER *et al.* (1975)の計算結果は39%であり、サンゴの $\Delta^{14}\text{C}$  および  $\delta^{13}\text{C}$  にみられる80%とは大きくずれてしまう。先に述べたように、ここでもし $A_m/A_a = 0.975$ を使うと $\alpha_m/\alpha_a \approx 0.65$ となつて実測結果に近づくが、それでもまだ15%小さい。このモデルで実測の80%を説明するとすれば、 $K$ は $0.3 \text{ cm}^2/\text{sec}$ 程

度でなければならない。これは $^3\text{H}$ の分布から求めた、ROOTH and OSTLUND (1972)のサルガッソー海の温度躍層における $K \leq 0.2 \text{ cm}^2/\text{sec}$ という見積りに近い値である。すなわち、大気-海洋間の気体交換速度は比較的速く、 $\text{CO}_2$ の海洋深層への移行は、温度躍層の小さな拡散係数によって制限されていることになる。

Box-diffusion modelの欠点は、全海洋をよく混合された表層と深層の2つの箱にわけた結果、高緯度海域の下降流によって深層へ運ばれた $^{14}\text{C}$ が水平拡散によって低緯度海域へ拡がる効果を全て鉛直混合の効果に加えてしまったために $K$ を過大評価したことである。これは、Box-diffusion modelで計算した人工 $^{14}\text{C}$ の分布は、実測の分布よりも温度躍層での勾配がよりゆるやかであることにも表われている(OESCHGER *et al.* 1975の第10図)。

#### 4-2. 19世紀の炭素同位体比の変動

19世紀の年輪にみられる大気の $\Delta^{14}\text{C}$ はほぼ一定であるのに対し、バミューダサンゴの $\Delta^{14}\text{C}$ は1850年頃に20%程度より負となっている。また、STUIVER (1978)の年輪の $\delta^{13}\text{C}$ は1850年頃に最大を示しているにもかかわらず、サンゴのそれは殆んど一定である。もしサルガッソー海の海況が過去200年間不変であったとすれば、20世紀にみられたように大気の炭素同位体比の変動がサンゴにも記録されたはずであるが、そうならない。これは、少なくともサルガッソー海に海況の異変が生じたものと考えられる。

$\Delta^{14}\text{C}$ がより負となっている事実は、海面を通しての $\text{CO}_2$ の交換速度が大きく変らなかったとすれば、 $^{14}\text{C}$ の不足したより深層の水が通常より多くサルガッソー海の表層に供給されたことになる。 $\delta^{13}\text{C}$ 値が一定であるのは、より軽い炭素の $\text{CO}_2$ を含む深層水が表層に上り光合成と気体交換とのバランスで再調整された結果と考えることができる。これがもしバミューダ島付近の海域でのみ起ったことであるとすれば、大気の $\delta^{13}\text{C}$ の変動は全く独自に起ったことになる。

ここで興味をひくことは、年輪とサンゴの間で $\Delta^{14}\text{C}$ のずれがみられる期間と $\delta^{13}\text{C}$ 値におけるそれとが奇妙な一致を示していることである。このことから、何か共通の因子が働いた結果かも知れないと考えることもできる。さらに、DANSGAARD *et al.* (1969)のCamp Centuryにおける氷床の $^{15}\text{O}/^{16}\text{O}$ 比の変動(Fig. 7)を見てみると、19世紀初期から中頃にかけて寒冷化の傾向とその後20世紀にかけて温暖化の傾向がみられ、炭素同位体比に異常がみられる期間とおよそ一致しているよう

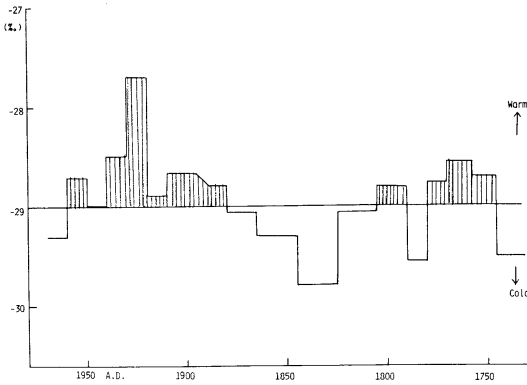


Fig. 7. The variation of  $\delta^{15}\text{O}$  in the Camp Century ice core (DANSGAARD *et al.* 1969).

ある。

そこで極めて大胆に、この寒冷化の傾向は全海洋で湧昇がより活発化したことに対応したものと考えてみる。STUIVER (1978) のように1850年からの大気中の  $\delta^{13}\text{C}$  の減少が、人類が木を燃したためとすれば、それ以前の  $\delta^{13}\text{C}$  の急激な増加は何らかの原因で陸上植物量が増加したことになるが、寒冷化の傾向はそれには不利なように思える。そこで今、陸上植物量は一定であったと仮定して、果して世界的規模での湧昇の活発化によって大気中の  $\delta^{13}\text{C}$  値の変動が説明できるかどうかを考えてみる。

Fig. 6 からわかるように1820年から1850年の30年間に大気中の  $\delta^{13}\text{C}$  値は1‰増加している。大気中の  $\delta^{13}\text{C}$  値を高めた原因としては、海水の温度低下によって  $\text{CO}_2$  の溶解度が増加したか、植物がより軽い炭素をとり込んだかのどちらかである。 $\text{CO}_2$  の海水に溶解する際の  $^{13}\text{C}$  の分離係数はわずか1.1‰にすぎず、大気中の  $\delta^{13}\text{C}$  値を1‰高くするには海水の温度を  $10^\circ\text{C}$  も低下させなければならず不可能である。一方、植物プランクトンの光合成では、全炭酸中の  $\delta^{13}\text{C}$  値  $+2\text{‰}$  から植物体のそれは  $-23\text{‰}$  であるので正味の分離係数は  $-25\text{‰}$  である。Fig. 8 に示す炭素の大まかな収支を見てみると、大気中の  $\text{CO}_2$  は  $600 \times 10^{15}\text{gC}$  であるから、植物プランクトンの光合成によって1‰高めるには、 $(600/25=24) \times 10^{15}\text{gC}$  が正味にとり込まなければならない。湧昇が活発化すれば深層の栄養塩がより多く海洋表層に供給され、海洋の植物生産性は増加することはよく知られている。しかし、この栄養塩の多くはもともと有機物の分解によって再生したものであるから、当然酸化分解によって生成した  $\text{CO}_2$  をともなっている。すなわち、この栄養塩— $\text{O}_2$ — $\text{CO}_2$  の系は、自己閉鎖系であって大気や海洋表層の

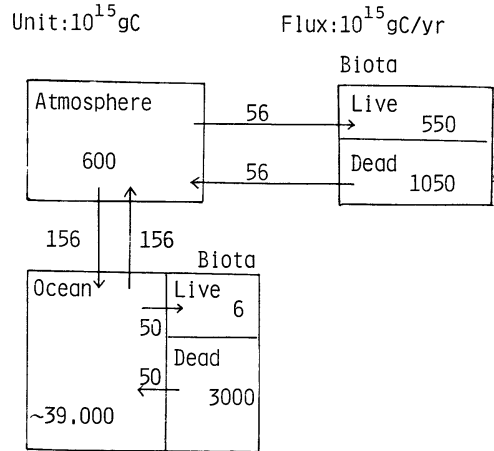


Fig. 8. The carbon cycle. The amount of carbon is given in the unit of  $10^{15}\text{gC}$  and the flux is in  $10^{15}\text{gC/yr}$ .

$\text{CO}_2$  の正味の移動には関与しない。しかし、深層水の栄養塩の約3分の1は、いわゆる保存性栄養塩であって、この分は有機物酸化による  $\text{CO}_2$  をともなっていないので大気と海洋表層の正味の  $\text{CO}_2$  の変化を起こさず。Fig. 8 に示したように海洋の植物生産性は  $50 \times 10^{15}\text{gC/yr}$  で陸上植物のそれとほぼ等しい。従って、湧昇の活発化によって仮りに生産性が10%増加したとすると、大気中の  $\delta^{13}\text{C}$  を1‰増加させるのに必要な時間は

$$\frac{24 \times 10^{15}}{50 \times 10^{15} \times 0.1 \times \frac{1}{3}} = 14 \text{ yr}$$

となる。このように生成した有機物の50%が表層水内で再生したとしても、28年となって年輪の  $\delta^{13}\text{C}$  値の結果を説明するには充分である。

ここで、人は異議を申し立てるかも知れない。植物プランクトンの増殖は海中で起こるので、大気中の  $\delta^{13}\text{C}$  値が高くなるくらいなら海水のそれはさらに高くなってサンゴに記録されるはずではないかと。しかし、かならずしもそうではない。海水の  $\delta^{13}\text{C}$  値は、 $^{13}\text{C}$  の不足したより深層水の供給、現場の光合成、および海面を通しての  $\text{CO}_2$  の交換の3者によって独自に決まるからである。植物の正味の増殖によって減少した表層水の  $\text{CO}_2$  は大気からの溶解によって補われるはずである。なぜなら、BROECKER and PENG (1975) によれば  $\text{CO}_2$  の大気—海水間の化学平衡に対する滞留時間は1.5yrであり、表層水の温度躍層を通じての上下混合に対する平均



滞留時間よりもはるかに短いからである。すなわち、植物の増殖が増し、粒子沈降による深海および堆積物への炭素のフラックスが増加すれば、大気および海洋表層の全炭素量は減少すると考えられる。先の計算が正しければ、大気-海水間の  $\text{CO}_2$  の平衡を考慮に入れると大気の  $p\text{CO}_2$  は約 2% 減少したことになる。NEWELL *et al.* (1978) は、近年の  $p\text{CO}_2$  の変動の異常が赤道域の湧昇の変動と関係のあることを論じている。また、KROPNICK *et al.* (1977) は生産性の高い南極海や赤道域において、大気の  $\delta^{13}\text{C}$  値は同位体平衡から計算した値よりも高くなることを示している。このように19世紀の前半に世界的規模で湧昇がやや活発化したと仮定すれば、年輪やサンゴの炭素同位体比の変動は説明できるわけである。

## 5. まとめと展望

アリゾナ大学の DAMON は、太陽の活動周期と年輪の  $\Delta^{14}\text{C}$  の相関性を強く主張している人であるが、19世紀中頃には黒点数が増加しているにもかかわらず  $\Delta^{14}\text{C}$  が減少していないのを不思議に思っていたようである。バミューダサンゴの結果をみるなり、やっと彼の予期した  $\Delta^{14}\text{C}$  の減少をみつけたと喜んで喜んだものである。しかし、大気の  $\Delta^{14}\text{C}$  の変動を年輪が記録せずに、サンゴが記録しているというのも変な話ではないか。ところが、これは今までの論議とつじつまが合う。大気中での  $^{14}\text{C}$  の生成速度はおとろえたと考えられるが一方では  $p\text{CO}_2$  が減少したため  $\Delta^{14}\text{C}$  値は変らなかつたといううまい話である。これらをもとに作成したのが Fig. 9. である。

大気中での  $^{14}\text{C}$  の生成速度は、太陽の活動周期に対応していると仮定すると、19世紀中頃の黒点数は Fig. 9-a のように増加しているの、大気中の  $^{14}\text{C}$  の生成速度は Fig. 9-b のように減少するはずであり、大気中の  $\text{CO}_2$  の滞留時間は 8 年以下であるので  $\Delta^{14}\text{C}$  値もほぼ同様の減少 (Fig. 9-c) となることが予想される。しかし、実測値は Fig. 9-d のようにほぼ一定であるから、何か他の要因を考えねばならない。1つの方法は、Fig. 9-e のように  $p\text{CO}_2$  の減少があればよいことになる。もし、この  $p\text{CO}_2$  の減少が植物量の増加によつてすれば、大気の  $\delta^{13}\text{C}$  は Fig. 9-f のようになり、年輪の実測結果 Fig. 9-g と一致する。植物量の増加が海洋の光合成の増大によつてすれば、Fig. 9-h に示すような湧昇の活発化によって栄養塩が豊富に供給されなければならない。そのとき表層海水の  $\Delta^{14}\text{C}$  は、Fig. 9-i のようにより負となってサ

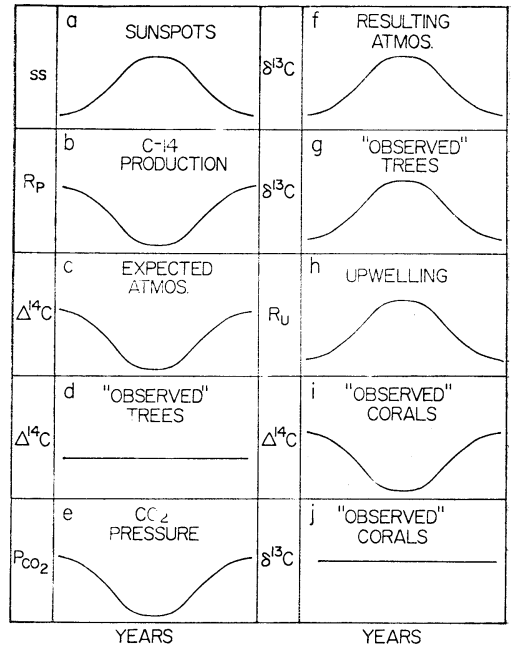


Fig. 9. A cartoon depicting a scenario to explain the observed  $\Delta^{14}\text{C}$  and  $\delta^{13}\text{C}$  variations in tree rings and the coral bands between 1770 A.D. and 1900 A.D.

ンゴに記録されるはずである。一方、 $\delta^{13}\text{C}$  は先に述べた独自の機構で Fig. 9-j のようにほぼ一定を保っているというわけである。

ちょっと出来すぎた話ではないだろうか？ ここで強調しておきたいことは、これらは今後さらに検討可能であるということである。サンゴは赤道から中緯度にかけて世界中の海に広く分布する。また、大きなものは 500 年ぐらいの年令をもっているものも知られている。その期間には、Fig. 1 からわかるように“小さな氷期”と呼ばれている  $\Delta^{14}\text{C}$  の異常に高い時期も含まれる。従って、サンゴを使って自然要因による炭素同位体変動を研究することが可能である。この方法は、年輪の結果と比較することによって、炭素循環に関係している様々な要因を分離し、過去の出来事の解明から化石燃料使用による将来の大気  $\text{CO}_2$  の増加の予測にいたるための数少ない方法の 1 つといえよう。

謝辞 本研究の大部分は、著者が Yale 大学に滞在中に行われ醸成されたものであり、多くの方々からコメントをいただいた。特に、その間の Karl K. TUREKIAN 教授の指導に深く感謝いたします。また、本稿は著者が

Woods Hole Oceanographic Institution に滞在中に書かれたもので, Peter G. BREWER 博士からは貴重な論議をしていただいた。本研究の一部は東レ科学振興会の助成によった。

#### 文 献

- BROECKER, W.S., Y.H. LI and T.H. PENG (1971): Carbon dioxide—Man's unseen artifact. *In* D.W. HOOD (Ed.): *Impingement of Man on the Oceans*. Wiley—Interscience, New York. p 287-324.
- BROECKER, W.S. and T.H. PENG (1975): Gas exchange rates between air and sea. *Tellus*, **24**, 21-35.
- CAIN, W.F. and H.E. SUSS (1976): Carbon-14 in tree rings. *J. Geophys. Res.*, **81**, 3688-3694.
- DAMON, P.E., J.C. LERMAN and A. LONG (1978): Temporal fluctuations of atmospheric  $^{14}\text{C}$ : Causal factors and implications. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, **6**, 457-494.
- DANSGAARD, W., S. J. JOHNSEN, J. MØLLER and C.C. LANGWAY, Jr. (1969): One thousand centuries of climatic record from Camp Century on the Greenland ice sheet. *Science*, **166**, 377-381.
- DRUFFEL, E.M. and T.W. LINICK (1978): Radiocarbon in annual coral rings of Florida. *Geophys. Res. Lett.*, **5**, 913-916.
- EMILIANI, C., J.H. HUDSON, E.A. SHINN and R.Y. GEORGE (1978): Oxygen and carbon isotopic growth record in a reef coral from the Florida Keys and a deep-sea coral from Blake Plateau. *Science*, **202**, 627-628.
- KEELING, C.D. and R.B. BACASTOW (1977): Impact of industrial gases on climate. *In* *Energy and Climate*. National Academy of Science, Washington, D.C. p. 72-95.
- KROOPNICK, P.M., S.V. MARGOLIS and C.S. WONG (1977):  $^{13}\text{C}$  variations in marine carbonate sediment as indicators of the  $\text{CO}_2$  balance between the atmosphere and oceans. *In* N.R. ANDERSON and A. MALAHOFF (Eds.): *The Fate of Fossil Fuel  $\text{CO}_2$  in the Ocean*. Mar. Sci. Ser. **6**. Plenum Press, New York. p. 295-321.
- NEWELL, R.E., A.R. NAVATO and J. HSIUNG (1978): Long-term global sea surface temperature fluctuations and their possible influence on atmospheric  $\text{CO}_2$  concentrations. *Pageoph.*, **116**, 351-371.
- NOZAKI, Y., D.M. RYE, K.K. TUREKIAN and R.E. DODGE (1978): A 200-year record of carbon-13 and carbon-14 variations in a Bermuda coral. *Geophys. Res. Lett.*, **5**, 825-828.
- OESCHGER, H., U. SIEGENTHALER, U. SCHOTTERER and A. GUGELMANN (1975): A box diffusion model to study the carbon dioxide exchange in nature. *Tellus*, **27**, 168-192.
- ROOTH, C.G. and H.G. OSTLUND (1972): Penetration of tritium into the Atlantic thermocline. *Deep-Sea Res.*, **19**, 481-492.
- STUIVER, M. (1978): Atmospheric carbon dioxide and carbon reservoir changes. *Science*, **200**, 197-200.

# 学 会 記 事

1. 昭和55年9月22日東京水産大学において編集委員会が開かれた。
2. 昭和55年10月27日 日仏会館において同館主催の日仏諸学会との懇談会(第2回)が開かれ、本学会からは佐々木忠義会長、三浦昭雄常任幹事、佐伯和昭庶務幹事が出席した。
3. 新入会員

氏 名	所 属	紹介者
中川平介	広島大学生物生産学部	野村 正

4. 退会者  
正会員: 蓮沼啓一

### 5. 交換および寄贈図書

- 1) 東北区水産研究所研究報告 第41号
- 2) 研究実用化報告 Vol. 29 No. 5, 6, 7, 8, 9
- 3) 国内海洋調査一覧(JODC ニュース) 増刊号第9
- 4) 英国産業ニュース 7, 8, 9月号
- 5) 早稲田大学理工学部紀要 第43号
- 6) なつしま(海洋科学技術センターニュース) 第46, 47, 48号
- 7) 海洋産業研究資料 Vol. 11 No. 5, 6, 7
- 8) 日本プランクトン学会報 第27巻第1号
- 9) 季刊 海洋時報 第18号
- 10) 広島大学生物生産学部紀要 第19巻第1号
- 11) 情報機関案内
- 12) 水産工学研究所報告 第1号
- 13) JODC ニュース No. 21
- 14) 高知大学海洋生物教育研究センター研究報告 No. 2
- 15) 日本航海学会論文集 第63号
- 16) 鯨研通信 第336号
- 17) 農業土木試験場場報 No. 27
- 18) 農業土木試験場報告・技術論文要約集 第7号
- 19) Revue des Travaux de l'Institut des Pêches Maritimes Tom. XLII Fasc. 3, 4
- 20) Annales Hydrographiques No. 753
- 21) Bulletin of the National Science Museum Vol. 6 No. 2, 3
- 22) Journal français Vol. 29 No. 5
- 23) Laboratoire d'océanographie physique XVI-1979

- 24) Bulletin of the Ocean Research Institute, University of Tokyo No. 12
- 25) Preliminary Report of the Hakuho-Maru Cruise KH-79-2
- 26) Science et Pêche N°300, 301
- 27) Bulletin de l'institut de géologie du bassin d'aquitaine No. 27
- 28) Boletim Instituto Nacional de Investigaçao das Pescas No. 2, 3
- 29) Annales de l'Institut Océanographique Tom. 56 Fasc. 1

### 日仏海洋学会役員

- 顧 問** ユベール・ブロッシェ ジャン・デルサルト  
ジャック・ロベール アレクシス・ドランデール  
ペルナル・フランク ミシェル・ルサージュ  
ロベール・ゲルムール
- 名誉会長** ジャック・マゴー
- 会 長** 佐々木忠義
- 副 会 長** 黒木敏郎, 國司秀明
- 常任幹事** 阿部友三郎, 有賀祐勝, 冨永政英, 松生 洽, 三浦昭雄
- 庶務幹事** 佐伯和昭
- 編集幹事** 村野正昭
- 幹 事** 石野 誠, 井上 実, 今村 豊, 岩下光男, 宇野 寛, 川原田 裕, 神田献二, 菊地真一, 草下孝也, 斎藤泰一, 佐々木幸康, 杉浦吉雄, 高木和徳, 高野健三, 高橋 正, 辻田時美, 奈須敬二, 根本敬久, 半沢正男, 丸茂隆三, 森田良美, 山中鷹之助 (五十音順)
- 監 事** 久保田 穰, 岩崎秀人
- 評 議 員** 青山恒雄, 赤松秀雄, 秋山 勉, 阿部宗明, 阿部友三郎, 新崎盛敏, 有賀祐勝, 石野 誠, 石渡直典, 市村俊英, 井上 実, 今村 豊, 入江春彦, 岩崎秀人, 岩下光男, 岩田憲幸, 宇田道隆, 宇野 寛, 大内正夫, 小倉通男, 大村秀雄, 岡部史郎, 岡見 登, 梶浦欣二郎, 加藤重一, 加納 敬, 川合英夫, 川上太左英, 川村輝良, 川原田 裕, 神田献二, 菊地真一, 草下孝也, 楠 宏, 国司秀明, 久保田 穰, 黒木敏郎, 小泉政美, 小林 博, 小牧勇蔵, 西条八束, 斎藤泰一, 斎藤行正, 佐伯和昭, 坂本市太郎, 佐々木忠義, 佐々木幸康, 猿橋勝子, 柴田恵司, 下村敏正, 庄司大太郎, 杉浦吉雄, 関 文威, 多賀信夫, 高木和徳, 高野健三, 高橋淳雄, 高橋 正, 谷口 旭, 田畑忠司, 田村 保, 千葉卓夫, 辻田時美, 寺本俊彦, 鳥羽良明, 冨永政英, 鳥居鉄也,

中井甚二郎, 中野猿人, 永田 正, 永田 豊,  
 奈須敬二, 奈須紀幸, 西沢 敏, 根本敬久,  
 野村 正, 半沢正男, 半谷高久, 樋口明生,  
 菱田耕造, 日比谷 京, 平野敏行, 深沢文雄,  
 深瀬 茂, 福島久雄, 淵 秀隆, 星野通平,  
 増沢謙太郎, 増田辰良, 松生 洽, 丸茂隆三,  
 三浦昭雄, 三宅泰雄, 村野正昭, 元田 茂,

森川吉郎, 森田良美, 森安茂雄, 安井 正,  
 柳川三郎, 山路 勇, 山中鷹之助, 山中一郎,  
 山中 一, 吉田多摩夫, 渡辺精一

(五十音順)

マルセル・ジュグラリス, ジャン・アングテ  
 イル, ロジェ・ペリカ

### 賛 助 会 員

旭化成工業株式会社  
 株式会社内田老鶴園新社 内田悟  
 株式会社 オーシャン・エージ社  
 株式会社 大林組  
 株式会社 オセアノート  
 小樽船用電機株式会社  
 株式会社 オルガノ  
 株式会社 海洋開発センター  
 社団法人 海洋産業研究会  
 協同低温工業株式会社  
 協和商工株式会社  
 小松川化工機株式会社  
 小山 康 三  
 三信船舶電具株式会社  
 三洋水路測量株式会社  
 シュナイダー財団極東駐在事務所  
 昭和電装株式会社  
 新日本気象海洋株式会社  
 株式会社 鶴見精機  
 東亜建設工業株式会社  
 株式会社 東京久栄  
 東京製網織維ロープ株式会社  
 株式会社 東邦電探  
 中川防蝕工業株式会社  
 日本アクアラング株式会社  
 日本テトラポッド株式会社  
 社団法人 日本能率協会  
 日本プレスコンクリート株式会社  
 深田サルベージ株式会社  
 藤 田 潔  
 藤 田 峯 雄  
 フランス物産株式会社  
 古野電気株式会社  
 丸 文 株 式 会 社  
 三井海洋開発株式会社  
 宮 本 悟  
 吉野計器製作所  
 株式会社 離合社  
 株式会社 渡部計器製作所

東京都千代田区有楽町 1-1-2 三井ビル  
 東京都千代田区九段北 1-2-1 蜂谷ビル  
 東京都千代田区神田美土代町 11-2 第1東英ビル  
 東京都千代田区神田司町 2-3  
 東京都千代田区平河町 1-4-3 伏見ビル  
 小樽市色内町 3-4-3  
 東京都文京区本郷 5-5-16  
 東京都港区赤坂 1-9-1  
 東京都港区新橋 3-1-10 丸藤ビル  
 東京都千代田区神田佐久間町 1-21 山伝ビル  
 東京都豊島区目白 4-24-1  
 東京都江戸川区松島 1-342  
 東京都文京区本駒込 6-15-10 英和印刷社  
 東京都千代田区神田 1-16-8  
 東京都港区新橋 5-23-7 三栄ビル  
 東京都港区南青山 2-2-8 DFビル  
 高松市寺井町 1079  
 東京都世田谷区玉川 3-14-5  
 横浜市鶴見区鶴見中央 2-2-20  
 東京都千代田区四番町 5  
 東京都中央区日本橋 3-1-15 久栄ビル  
 東京都中央区日本橋室町 2-6 江戸ビル  
 東京都杉並区宮前 1-8-9  
 東京都千代田区神田鍛冶町 2-2-2 東京建物ビル  
 神奈川県厚木市温水 2229-4  
 東京都港区新橋 2-1-13 新橋富士ビル9階  
 東京都港区芝公園 3-1-22 協立ビル  
 東京都中央区日本橋本石町 1-4  
 東京都千代田区神田錦町 1-9-1 天理教ビル8階  
 東京都新宿区四谷 3-9 光明堂ビル 株式会社ビデオプロモーション  
 茨城県北相馬郡藤代町大字毛有 850 株式会社 中村鉄工所  
 東京都千代田区神田小川町 3-20-2 増淵ビル  
 東京都中央区八重洲 4-5 藤和ビル  
 東京都中央区日本橋大伝馬町 2-1-1  
 東京都千代田区霞ヶ関 3-2-5 霞ヶ関ビル3002号室  
 東京都中央区かちどき 3-3-5 かちどきビル (株) 本地郷  
 東京都北区西ヶ原 1-14  
 東京都千代田区神田鍛冶町 1-10-4  
 東京都文京区向丘 1-7-17

うみ(日仏海洋学会誌)

第18巻(1980年)

総目次

第1号

原著

屋久島南東線の地衡流……………小長俊二,  
西山勝暢, 石崎 廣, 半沢洋一 1~16

今村・梶田方式で生産される微生物  
フロック(英文)……………安田公昭, 多賀信夫 17~22

総説

北太平洋の一次生産(英文)……………市村 俊英 23~30

近年における日本の栽培漁業技術  
(英文)……………宇野 寛, 林 育夫 31~40

資料

国際連合“Technical Panel on Ocean  
Energy”の第1回会議……………高野 健三 41~42

ARGOSと漂流うきの現状……………高野 健三 43~45

学会記事…………… 46~48

第2号

原著

海洋性細菌および植物プランクトンのNi取込  
(英文)……………倉田 亮, 吉田陽一, 田口二三生 49~54

餌料細菌を用いるアルテミアの大量培養  
(英文)……………安田公昭, 多賀信夫 55~62

堆積物中の生物体珪酸の定量法(英文)  
……………鎌谷 明善 63~68

大阪湾の固有振動と高潮・津波との関係(1)  
……………中村重久, H. G. ルーミス 69~75

大阪湾の固有振動と高潮・津波との関係(2)  
……………中村重久, H. G. ルーミス 76~81

冬季における西部北太平洋の亜表層クロロ  
フィル極大(英文)……………山口征矢・市村俊英 82~88

学会記事…………… 89~92

La mer (Bulletin de la  
Société franco-japonaise  
d'océanographie)

Tome 18 (1980)

Sommaire

Numéro 1

Notes originales

Geostrophic Current Southeast of Yakushima  
Island (in Japanese) ……Shunji KONAGA,  
Katsunobu NISHIYAMA, Hiroshi ISHIZAKI  
and Yoichi HANZAWA 1~16  
Microbial Flock Produced by the Imamura  
and Sugita Method ……Kimiaki YASUDA  
and Nobuo TAGA 17~22

Compte rendu

A Short Review on the Primary Productivity  
in Different Parts of the North Pacific  
Ocean ……Shun-ei ICHIMURA 23~30  
Recent Mariculture Technique in Japan  
……………Yutaka UNO and Ikuo HAYASHI 31~40

Documentation

First Meeting of the UN Technical Panel  
on Ocean Energy (in Japanese)  
……………Kenzo TAKANO 41~42  
Present Status of ARGOS and Drifting  
Buoys (in Japanese)……………Kenzo TAKANO 43~45

Procès-Verbaux …… 46~48

Numéro 2

Notes originales

Uptake of Ni by Marine Bacteria and Algae  
……………Akira KURATA, Yoichi YOSHIDA  
and Fumio TAGUCHI 49~54

A Mass-Culture Method for *Artemia salina*  
Using Bacteria as Food  
……………Kimiaki YASUDA and Nobuo TAGA 55~62

Determination of Biogenic Silica in Marine  
Sediment ……Akiyoshi KAMATANI 63~68

Normal Modes of Oscillation in Relation  
to Storm Surge and Tsunami in Osaka  
Bay, Japan (1) (in Japanese)……………Shigehisa  
NAKAMURA and Harold G. LOOMIS 69~75

Normal Modes of Oscillation in Relation  
to Storm Surge and Tsunami in Osaka  
Bay, Japan (2) (in Japanese)……………Shigehisa  
NAKAMURA and Harold G. LOOMIS 76~81

Subsurface Chlorophyll Maximum in Winter  
at a Station in the Western North Pacific  
Ocean……………Yukuya YAMAGUCHI and  
Shun-ei ICHIMURA 82~88

Procès-Verbaux …… 89~92

総 目 次

第 3 号

原 著

- 船舶波の形状に関する一考察 (英文)  
 .....富永 政英 93~103
- 小型風洞水槽における風によって誘発され  
 た静振と set-up について (英文)  
 .....森谷誠生, 阿部友三郎 104~115
- 養殖ヒロハノヒトエグサ個体群の光合成と  
 物質生産の測定 (英文) .....前川 行幸 116~124
- 植物プランクトン生産研究のための粒子密  
 度オートラジオグラフ法の改良 (英文)  
 .....小川吉夫, 市村俊英 125~130
- 別府湾における海底堆積物からのマンガン  
 の拡散 (英文).....川名吉一郎, 塩沢孝之,  
 星加 章, 谷本照己, 滝村 修 131~137

寄 稿

- 透明度測定に関する諸問題の考察  
 .....福田雅明, 津田良平 138~152
- 日仏海洋学会賞受賞記念講演  
 海洋光学に関する一連の研究.....岡見 登 153~155
- 学会記事..... 156~160

第 4 号

原 著

- 牛込濠水の地球物理学的考察一濠の形状変  
 化に伴う静振周期の変動 (英文)  
 .....森谷誠生, 阿部友三郎 161~170
- オニテナガエビ幼生の変態に及ぼす温度及  
 び塩分の影響 (仏文)  
 .....宇野 寛, 八木宏樹 171~178
- 大阪湾の固有振動と高潮・津波との関係(3)  
 .....中村 重久 179~183

寄 稿

- 非同期入出力文の効用  
 .....松山佐和, 高野健三 184~186

Numéro 3

Notes originales

- Some Detailed Consideration on Crest  
 Profiles of Ship Waves  
 ..... Masahide TOMINAGA 93~103
- The Wind Induced Seiche Motion and  
 Wind Set-up in a Small Closed Channel  
 ..... Nobuo MORITANI and  
 Tomosaburo ABE 104~115
- Measurements of Photosynthesis and  
 Productivity of the Cultivated *Monos-  
 troma* Population..... Miyuki MAEGAWA 116~124
- Some Modifications of the Grain Density  
 Autoradiography in the Study of  
 Phytoplankton Production.....  
 Yoshio OGAWA and Shun-ei ICHIMURA 125~130
- Diffusion of Manganese from Bottom  
 Sediments in Beppu Bay  
 .....Kichiichiro KAWANA, Takayuki  
 SHIOZAWA, Akira HOSHIKA, Terumi  
 TANIMOTO and Osamu TAKIMURA 131~137

Miscellanées

- Consideration of Problems in Transparency  
 Measurements (in Japanese)  
 Masaaki FUKUDA and Ryohei TSUDA 138~152

Conférence commémorative

- Une Série des Recherches sur l'Optique  
 Océanographique (en japonais)  
 ..... Noboru OKAMI 153~155

Procès-Verbaux

- ..... 156~160

Numéro 4

Notes originales

- A Geophysical Consideration of the Water  
 in the Ushigomebori Moat—Effect of  
 the Shape of the Moat to the Seiche's  
 Period— .....Nobuo MORITANI and  
 Tomosaburo ABE 161~170
- Influence de la Combinaison des Facteurs  
 Température et Salinité sur la Crois-  
 sance Larvaire de *Macrobrachium  
 rosenbergi* (De Man) (Palaemonidae,  
 Decapodes Crustacés) .....Yutaka UNO  
 et Hiroki YAGI 171~178
- Normal Modes of Oscillation in Relation  
 to Storm Surge and Tsunami in Osaka  
 Bay, Japan (3) (in Japanese)  
 ..... Shigehisa NAKAMURA 179~183

Miscellanées

- Efficiency of an Asynchronous Read/Write  
 Statement (in Japanese)  
 ..... Sawa MATSUYAMA and  
 Kenzo TAKANO 184~186

総 目 次

シンポジウム

海洋の物質循環にかかわる微生物過程  
—その研究の現状と展望—…………… 187~236

学会記事…………… 237~238

総目次 (第18巻)

**Symposium**

Microbial Contribution to the Dynamics  
of Biological Elements in Marine  
Environments …………… 187~236

**Procès-Verbaux** …………… 237~238

**Sommaire du Tome 18**





Exploiting the Ocean by...

# T.S.K. OCEANOGRAPHIC INSTRUMENTS

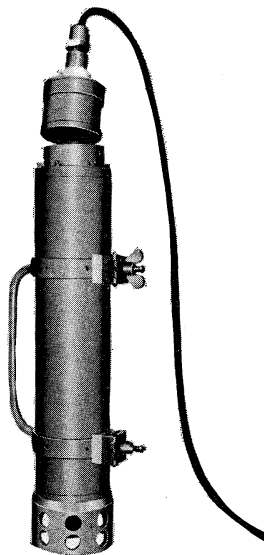
REPRESENTATIVE GROUPS OF INSTRUMENTS AND SYSTEMS

## T.S マイコン BT (特許出願中)

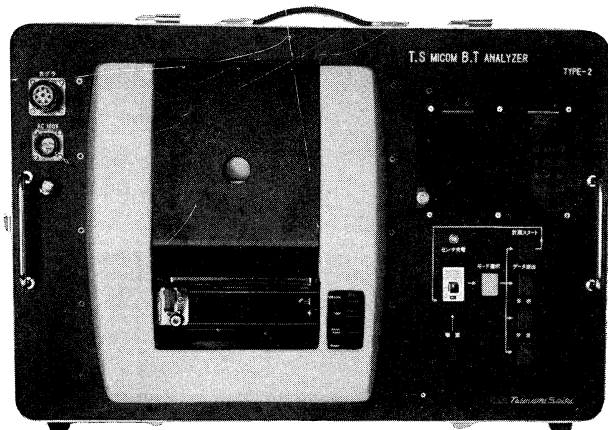
当社の長年にわたるメカニカル BT 及び XBT で開発された技術を基礎として、さらに最新のマイクロコンピュータ技術を駆使し、完成した数字で測定結果を見る事の出来るものであります。海洋の水温、水深を水中で測定し変換後、内蔵 IC メモリに記憶します。

### 特 徴

- マイクロコンピュータ技術により最小水深 10 cm 毎の水温変動のデジタルデータリスト及び鉛直分布図を作成します。
- 光・電磁結合方式（特許出願中）により測定器は密閉したままで、データの取り出し、深度選択指令、充電及びチェックの全てが行え、プラグ等露出部は全くありません。従って漏水事故は皆無であります。
- 各種データ処理及びストックが可能です。



水中測定器とカップラー



指令読取器デジタルプリント・アナログプロット両用

## 株式会社 鶴 見 精 機

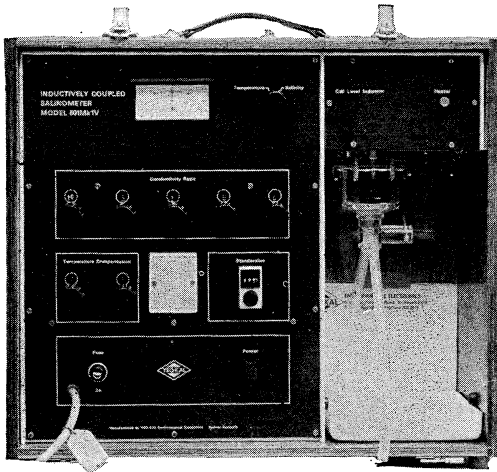
2-20, 2-chome, Tsurumi-chuo, Tsurumi-ku, Yokohama, Japan 230 TEL; 045-521-5252

CABLE ADDRESS; TSURUMISEIKI Yokohama, TELEX; 3823750 TSKJPN J

OVERSEAS FACTORY; Seoul KOREA

IWAMIYA INSTRUMENTATION LABORATORY

# INDUCTIVE SALINOMETER MODEL 601 MK IV



海水の塩分測定標準器として、既に定評のあるオート・ラブ 601 MK III の改良型で、小型・軽量・能率化した高精度塩分計です。試料水を吸上げる際に、レベル検出器により吸引ポンプと攪拌モーターとが自動的に切換えられます。温度はメーター指針により直示されます。

測定範囲	0~51 ‰ S
感 度	0.0004 ‰ S
確 度	±0.003 ‰ S
所要水量	約 55 cc
電 源	AC 100 V 50~60 Hz
消費電力	最大 25 W
寸 法	52(幅)×43.5(高)×21(奥行)cm

## 営 業 品 目

転倒温度計・水温計・湿度計・  
採水器・採泥器・塩分計・  
水中照度計・濁度計・S-T計・  
海洋観測機器・水質公害監視機器

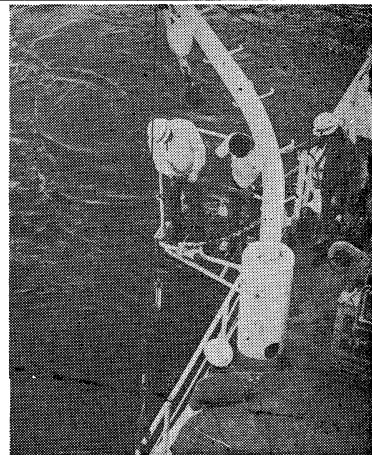


株式会社 **渡部計器製作所**

東京都文京区向丘1の7の17  
TEL (811) 0044 (代表) ☎ 113

# 海洋環境調査 海底地形地質調査

- 水質調査・プランクトン底棲生物調査・潮汐・海潮流・水温・拡散・波浪等の調査(解析・予報)
- 環境アセスメント・シミュレーション
- 海底地形・地質・地層・構造の調査・水深調査・海図補正測量



外洋における海洋調査



## 三洋水路測量株式会社

本 社 東京都港区新橋5-23-7(三栄ビル) ☎ 03(432)2971-5  
大 阪 支 店 大阪市都島区中野町3-6-2(谷長ビル) ☎ 06(353)0858-7020  
門 司 出 張 所 北九州市門司区港町3-32(大分銀行ビル) ☎ 093(321)8824  
仙 台 出 張 所 仙台市一番町2-8-15(太陽生命仙台ビル) ☎ 0222(27)9355  
札 幌 出 張 所 札幌市中央区大通東2-8-5(プレジデント札幌) ☎ 011(251)3747

総代理店

三井物産株式会社

# Murayama

計 濁 度 中 水  
計 照 度 中 水  
計 導 度 電



株式会社 村山電機製作所

本社 東京都目黒区五本木2-13-1  
出張所 名古屋・大阪・北九州

**TIL** は無限の可能性に挑戦する

- ◆ 漁撈電子機器
- ◆ 航海計器
- ◆ 海洋開発機器
- ◆ 航空機用電子機器
- ◆ 各種制御機器
- ◆ コンピュータ端末機器
- ◆ 各種情報システム



エレクトロニクスで創造する

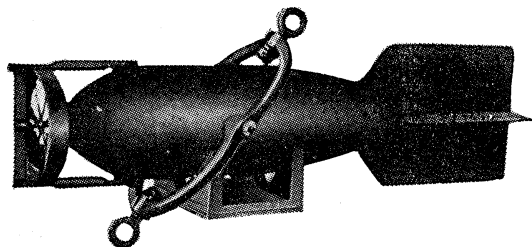
古野電気株式会社

本社 / 西宮市芦原町9-52 ☎0798(65)2111(大代) 支社 / 東京都中央区八重洲4-5番和ビル ☎03(272)8491(代) ほかに37ヶ所

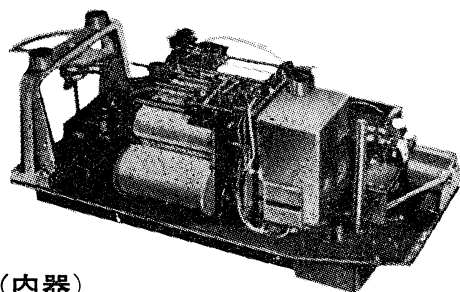
# 長期捲自記流速計

(NC-II)

本流速計は海中に設置し、内蔵した記録器に流速流向を同時に記録するプロペラ型の流速計で約20日間の記録を取る事が出来ます。但し流速は20分毎に3分間の平均流速を又流向は20分毎に一回、共に棒グラフ状に記録しますから読取が非常に簡単なのが特徴となっております。



(外器)



(内器)

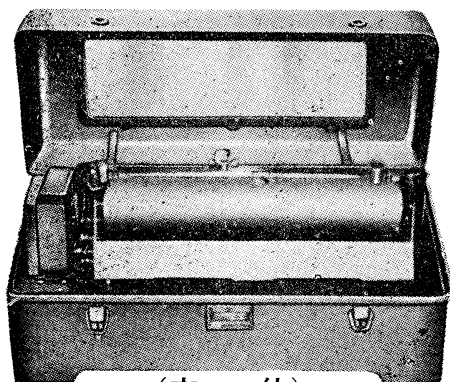
プロペラはA, B, C三枚一組になって居り

A(弱流用).....1m/sec	} 迄で一枚毎に検定してあります。
B(中流用).....2m/sec	
C(強流用).....3m/sec	

弱流ペラーに依る最低速度は約4cm/secです。

# フース型長期捲自記検潮器

(LFT-III)



(本 体)

## 営業品目

階段抵抗式波高計  
ケーブル式波高計  
フース型検潮器  
小野式自記流速計  
自記水位計  
港施型土圧計  
理研式水中カメラ  
その他海洋観測諸計器

## 協和商工株式会社

東京都豊島区目白4丁目24番地1号  
TEL (952) 1376代表 〒171

# 最高の品質 信頼のブランド

## aqua-lung®



France.



Italy.



Australia.



U.S.A.



### 日本アクアラング株式会社

本社・関東支社：神奈川県厚木市温水2229-4 〒243 TEL.(0462)47-3222

本社・神戸支社：神戸市兵庫区浜中町2丁目18-6 〒652 TEL.(078)681-3201(代)

九州支社：福岡市中央区港3丁目7-5 〒810 TEL.(092)741-8907・751-0715

横浜営業所：横浜市中区野毛町3-129 〒232 TEL.(045)231-3021

名古屋営業所：名古屋市東区富士塚町3-14 〒461 TEL.(052)951-5016(代)

大阪営業所：大阪市西区九条通1丁目5-3 〒550 TEL.(06)582-5604(代)

四国出張所：高松市福岡町4丁目36-9(高松帝酸内) 〒760 TEL.(0878)51-8853

アクアラングは日本においては当社が専用使用権を有している国際的商標です。

商標登録「aqua-lung」登録番号 第494877号 商標登録「アクアラング」登録番号 第494878号

---

昭和 55 年 11 月 25 日 印刷  
昭和 55 年 11 月 28 日 発行

う み

第 18 卷  
第 4 号

定価 ¥ 1,200

編集者 富 永 政 英  
発行者 佐 々 木 忠 義  
発行所 日 仏 海 洋 学 会  
財団法人 日仏会館内

東京都千代田区神田駿河台2-3

郵便番号: 1 0 1

電話: 03(291) 1141

振替番号: 東京 9 6 5 0 3

印刷者 小 山 康 三  
印刷所 英 和 印 刷 社

東京都文京区本駒込 6-15-10

郵便番号: 1 1 3

電話: 03(941) 6500

---

# 第 18 卷 第 4 号

## 目 次

### 原 著

- 牛込濠水の地球物理学的考察—濠の形状変化に伴う静振周期の変動—(英文)……………森谷誠生, 阿部友三郎 161  
オニテナガエビ幼生の変態に及ぼす温度及び塩分の影響 (仏文) ……………宇野 寛, 八木宏樹 171  
大阪湾の固有振動と高潮・津波との関係 (3)……………中村 重久 179

### 寄 稿

- 非同期入出力文の効用……………松山佐和, 高野健三 184

### シンポジウム

- 海洋の物質循環にかかわる微生物過程—その研究の現状と展望—…………… 187

- 学会記事…………… 237

総目次 (第18巻)

## Tome 18 N° 4

### SOMMAIRE

#### Notes originales

- A Geophysical Consideration of the Water in the Ushigomebori Moat —Effect of the Shape of the Moat to the Seiche's Period— …… Nobuo MORITANI and Tomosaburo ABE 161  
Influence de la Combinaison des Facteurs Température et Salinité sur la Croissance Larvaire de *Macrobrachium rosenbergi* (De Man) (Palaemonidae, Decapodes Crustacés) …………… Yutaka UNO et Hiroki YAGI 171  
Normal Modes of Oscillation in Relation to Storm Surge and Tsunami in Osaka Bay, Japan (3) (in Japanese) …………… Shigehisa NAKAMURA 179

#### Miscellanées

- Efficiency of an Asynchronous Read/Write Statement (in Japanese) …………… Sawa MATSUYAMA and Kenzo TAKANO 184

#### Symposium

- Microbial Contribution to the Dynamics of Biological Elements in Marine Environments …………… 187

- Procès-Verbaux …………… 237

Sommaire du Tome 18