
Tome 11

Août

1973

Numéro 3

う み

La mer

昭和 48 年 8 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 今村 豊 (東京水産大学)
委員 星野通平 (東海大学) 井上 実 (東京水産大学) 森田良美 (東京水産大学) 永田 正 (東京水産大学) 西村 実 (東海大学) 大柴五八郎 (昭和薬科大学) 杉浦吉雄 (気象研究所) 高木和徳 (東京水産大学) 高野健三 (理化学研究所) 冨永政英 (鹿児島大学) 宇野寛 (東京水産大学) 渡辺精一 山路 勇 (東京水産大学)

投 稿 規 程

1. 報文の投稿者は原則として本会会員に限る。
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12ページ以内を原則とする。原稿 (正 1 通, 副 1 通) は, 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なうことがある。
4. 論文 (欧文, 和文とも) には必ず約 200 語の英文 (または仏文) の Abstract (Résumé) をつけること。英文論文には英文 (または仏文) の Abstract (Résumé) のほかに必ず約 500 字の和文の要旨をつけること。
5. 図およ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, 論文の図および表には必ず英文 (または仏文) の説明をつけること。
6. 初校は原則として著者が行なう。
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) を徴収する。

Rédacteur en chef Yutaka IMAMURA (Tokyo University of Fisheries)
Comité de rédaction Michihei HOSHINO (Tokai University) Makoto INOUE (Tokyo University of Fisheries) Yoshimi MORITA (Tokyo University of Fisheries) Tadashi NAGATA (Tokyo University of Fisheries) Minoru NISHIMURA (Tokai University) Gohachiro OSHIBA (Showa College of Pharmaceutical Sciences) Yoshio SUGIURA (Meteorological Research Institute) Kazunori TAKAGI (Tokyo University of Fisheries) Kenzo TAKANO (Institute of Physical and Chemical Research) Masahide TOMINAGA (Kagoshima University) Yutaka UNO (Tokyo University of Fisheries) Seiichi WATANABE Isamu YAMAZI (Tokyo University of Fisheries)

RECOMMANDATIONS A L'USAGE DES AUTEURS

1. Les auteurs doivent être, en principe, des Membres de la Société franco-japonaise d'océanographie. Néanmoins, les notes des savants étrangers à la Société seront acceptées, si elles sont présentées par un Membre.
2. Les notes ne peuvent dépasser douze pages. Les manuscrits, 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.
3. Le Comité de rédaction se réserve le droit d'apporter, le cas échéant, des modifications mineures 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.

Photosynthetic Response of Estuarine Phytoplankton to Salinity Variations in their Habitat*

Osamu MAEDA**, Masaaki ZAMMA** and Shun-ei ICHIMURA**

Abstract: Effect of salinity variation on photosynthesis was examined on estuarine phytoplankton growing in Shimoda Bay. Photosynthesis of estuarine phytoplankton had a lower optimal salinity and it was not so much affected by salinity variations as compared with neritic and freshwater phytoplankton.

1. Introduction

The importance of salinity for the growth or distribution of marine phytoplankton may be evaluated through their metabolic responses to salinity variations (cf. GESSNER and SCHRAMM, 1971). As far as we are aware, however, the salinity effects on photosynthesis and respiration of natural phytoplankton have not been investigated by anyone besides NAKANISHI and MONSI (1965). Since salinity in estuaries shows daily changes, phytoplankton living in such environment are exposed temporarily to different salinities or confronted with rapid changes in salinity. Thus the estuary is an excellent site for the study of phytoplankton ecology associated with salinity as well as nutrients. From this viewpoint the study was carried out on phytoplankton growing in the estuary of Shimoda Bay. The purpose of this experiment is to make clear the effect of salinity variations on phytoplankton photosynthesis.

2. Materials and methods

Experiments were performed on water samples collected with Van Dorn samplers from a depth of 1 m at 14 stations in Shimoda Bay including adjacent sea and the River Inohzawa (Fig. 1). Chemical analyses of sea water were conducted according to the Japan Meteorological Agency Methods (1970) and chlorophyll-*a* concentrations

by the SCOR-UNESCO Method (1966). Photosynthesis of phytoplankton was measured by the light- and dark bottle method using the ^{14}C technique. The water samples were poured into 250-ml glass bottles and 2 ml of radioactive sodium bicarbonate solution ($10 \mu\text{Ci/ml}$) was added to each bottle. Then the bottles were suspended at a depth of 0.3 m in a large outdoor pool filled with running sea water, and exposed to sunlight for a half day from 12:00 to 19:00 in local time. The half day photosynthesis was multiplied by two to obtain day-

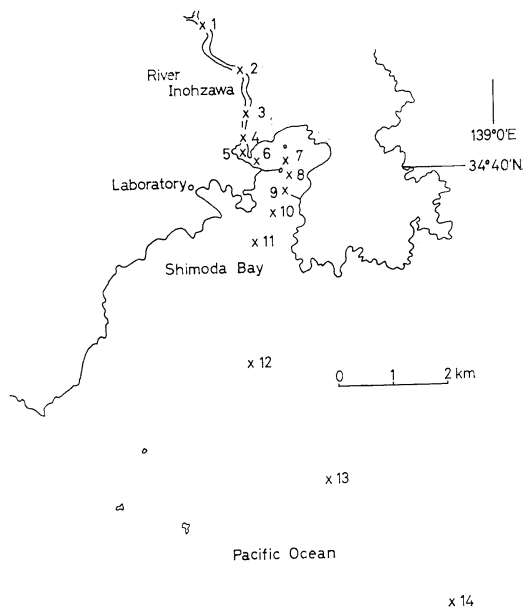


Fig. 1. Map of Shimoda Bay including adjacent sea area and the River Inohzawa, showing locations of stations for sampling of phytoplankton.

* Received June 10, 1973

Contribution No. 259 from the Shimoda Marine Biological Station

** Department of Botany, Faculty of Science, Tokyo Kyoiku University, Otsuka, Tokyo, 112 Japan

time photosynthesis. For the calculation of photosynthesis (in terms of assimilated carbon) the amount of total inorganic carbon in water was determined volumetrically (YOKOHAMA and ICHIMURA, 1969). Photosynthesis was also measured after exposing the samples to different salinity regimes: the raw samples were divided into six subsamples and their salinity was prepared to be 9, 18, 27, 36 and 45 ‰, respectively, with Millipore-filtered river water or with crude salt. The total inorganic carbon in the samples was adjusted to 90 mg CO₂/l with sodium bicarbonate. A series of the samples were left in original salinity and used as a control. These subsamples were kept in 20-l

glass containers and incubated in an outdoor pool. Following different incubation periods photosynthesis was measured by the tank method at 18 klux of illumination supplied by five fluorescent lamps.

3. Results and discussion

Some properties of sea water at sampling sites. Chemical properties of sea water measured in June and December are given in Fig. 2. Salinity was below 0.05 ‰ at Sta. 2 in the River Inohzawa and was increased to 18 to 27 ‰ in downstream regions toward the bay, subsequently to the normal sea water level of 34 ‰ in the bay. Concentrations of ammonia, nitrite and phosphate were relatively high in the upper reach of the estuary due to discharge of waste-

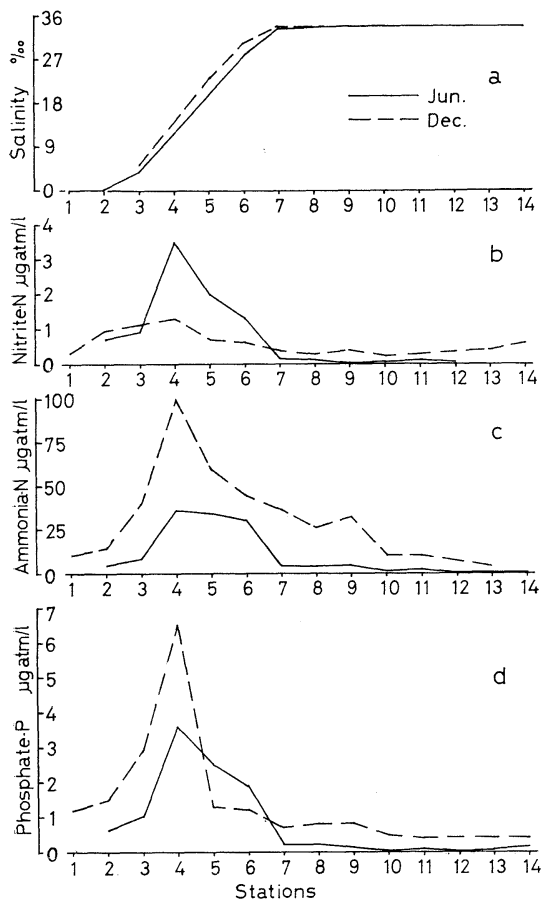


Fig. 2. Horizontal distributions in June (solid lines) and December (broken lines) 1971 of salinity(a), nitrite(b), ammonia(c) and phosphate(d) in studied area. Sampling was made at stations in Fig. 1.

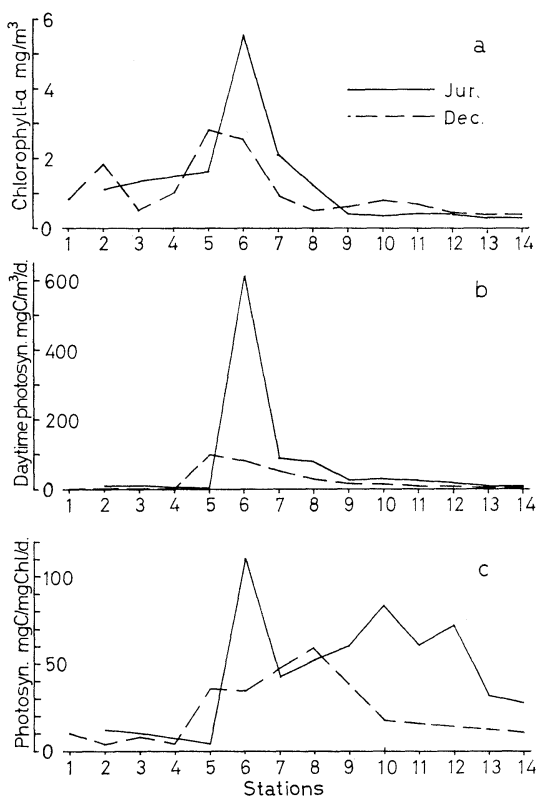


Fig. 3. Horizontal variations in June (solid lines) and December (broken lines) 1971 of chlorophyll-a(a), daytime photosynthesis(b) and photosynthetic activity of phytoplankton (c) in studied area. Sampling was made at stations in Fig. 1.

water but they were rapidly diluted in the bay area.

Locational variations of chlorophyll-*a* concentration (mg/m^3), photosynthetic capacity of water ($\text{C mg}/\text{m}^3/\text{day}$) and photosynthetic rate of phytoplankton ($\text{C mg}/\text{Chl. } a \text{ mg}/\text{day}$) are given in Fig. 3. Chlorophyll concentrations were relatively high in downstream regions of the estuary and the highest value of $5.45 \text{ mg}/\text{m}^3$ was measured at Sta. 6 in June. It decreased gradually in the bay and was reduced to $0.35 \text{ mg}/\text{m}^3$ at Sta. 14 in the neritic water. The photosynthetic capacity of water was low in the upper reach of the estuary, even though a considerable amount of chlorophyll was measured. The highest capacity was measured in the lower reach of the estuary and it associated with high chlorophyll concentrations. Photosynthetic rate of phytoplankton was extremely low in the upper and the middle reaches of the estuary and was considerably high in the bay toward offshore water.

Photosynthetic response of phytoplankton to salinity variations. Effect of different salinities on photosynthetic activity of phytoplankton was

examined with samples taken at Sta. 2 (river), Stas. 3, 5 and 6 (estuary), Sta. 7 (bay) and Sta. 14 (neritic water). Salinity of water samples was adjusted to different levels and photosynthesis was measured after 7 hours. The results obtained in June are illustrated in Fig. 4. In these experiments the maximum photosynthetic rate was not always found at the original salinities. Neritic phytoplankton from Sta. 14 showed a noticeable depression of photosynthesis in low-salinity waters. Their photosynthetic rate in the 18‰-sample was reduced to 60% of that observed at their original salinity. For phytoplankton collected in high-salinity reach (Stas. 5, 6 and 7) of the estuary, the maximal photosynthetic rate occurred at salinities of 18‰ to 27‰, which were slightly lower than those of original water. This result indicates that phytoplankton living in such high-salinity estuary will be photosynthetically more tolerant to low salinities as compared with neritic phytoplankton. Photosynthesis of phytoplankton collected from a low-salinity region (Sta. 3) in the estuary showed a high rate in more saline water than the habitat water, but decreased in high-salinity waters. Freshwater phytoplankton taken from Sta. 2 showed an abrupt drop and subsequently progressive decrease in photosynthesis as the salinity increased. Their photosynthesis seems to be almost inactive in saline water.

Effect of pretreatment periods on photosynthesis-salinity relation. Experiments were performed on the samples from Stas. 5, 7 and 14 in June and December. Salinity of the sample waters were adjusted to different levels, and photosynthesis was measured after the samples were incubated for 6 hours and 4 days for summer phytoplankton, and for 4 hours and 2 days for winter phytoplankton. For most samples, as shown in Fig. 5, there was no remarkable difference between the photosynthesis-salinity curves obtained after the short- and the long incubation. The optimal salinity for photosynthesis roughly corresponded to that of their habitat. Only one exception was noticed in the June samples from Sta. 7 when the samples were incubated for 4 days. Photosynthesis was highest at the original habitat

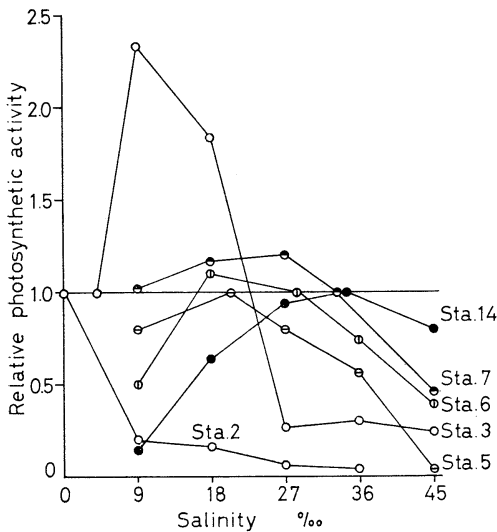


Fig. 4. Relative photosynthetic rates of phytoplankton as a function of salinity, following 7-hr incubations with different salinity levels. Samples were collected in June 1971 at Stas. 2, 3, 5, 6, 7 and 14 in Fig. 1. Photosynthetic rate was expressed with a relative value to the rate at original salinity.

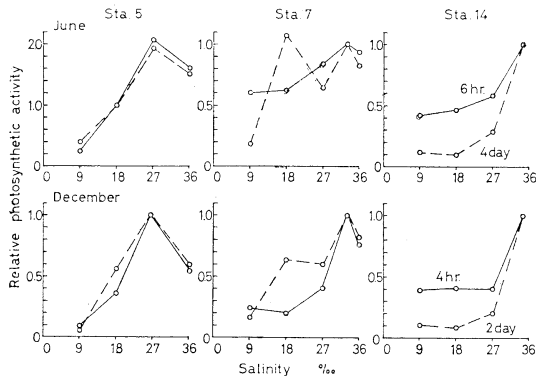


Fig. 5. Relative photosynthetic activities of phytoplankton as a function of salinity, following short incubations (solid lines) and long incubations (broken lines) with different salinity levels. Experiments were made in June and December 1971 with samples from Stas. 5, 7, and 14 shown in Fig. 1.

salinity and it decreased with decreasing salinity when it was measured after 6-hr incubation. After 4-day incubation, however, two photosynthetic maxima occurred at 18‰ and 34‰. This fact may suggest that the phytoplankton population at Sta. 7, which is located in a rather narrow zone between estuary and neritic water, consists of two physiologically different phytoplankton groups. One group probably predominates at their habitat salinity and the other can recover specifically their photosynthetic activity when they are transported into the water of low salinity. The observed occurrence of the second photosynthetic maximum at lower salinity may be explained in this way. The time effect was also examined on freshwater phytoplankton from Sta. 2. Their photosynthetic rate was reduced at high salinities after

short incubation and it did not recover even after a considerably long incubation.

From these results it may be concluded that the photosynthesis of estuarine phytoplankton has a lower optimal salinity and it is not so much affected by salinity variations as compared with neritic and freshwater phytoplankton. Such photosynthetic nature of estuarine phytoplankton may be advantageous to survive in estuary environment in which salinity varies extensively. It may also contribute largely to considerably high primary production in the estuary.

Acknowledgement

The authors are indebted to Professor A. EBARA, Director of the Shimoda Marine Biological Station, for the use of the laboratory facilities of the station during the experiments.

References

- GESSNER, F. and W. SCHRAMM (1971): Salinity—Plants. in O. KINNE (ed.), *Marine Ecology* vol. I, Part 2, 705-820, Wiley-Interscience, London.
- Japan Meteorological Agency (1970): *Kaiyo Kansoku Shishin*. 427 pp, Oceanog. Soc. Jap., Tokyo. (in Japanese)
- NAKANISHI, M. and M. MONSI (1965): Effect of variation in salinity on photosynthesis of phytoplankton growing in estuaries. *J. Fac. Sci. Univ. Tokyo Sect. III*, **9**, 19-42.
- SCOR-UNESCO Working group-17 (1966): *Determination of Photosynthetic Pigments in Sea Water*. 69 pp. UNESCO Publication Center, Paris.
- YOKOHAMA, Y. and S. ICHIMURA (1969): A new device of differential gas-volumeter for ecological studies of small aquatic organisms. *J. Oceanog. Soc. Japan*, **25**, 75-80.

河口域植物プランクトンの光合成に対する塩分の影響

前田 修 残間雅秋 市村俊英

要旨: 塩分の変化が河口域の植物プランクトンの光合成におよぼす影響について調査した。河口域植物プランクトンの光合成は沿岸域のものに比して最適塩分が低く、また塩分の変化にさほど左右されない。

Equatorial Upwelling due to the Wind Stress and Density Distribution*

Koji HIDAKA**

Abstract: A finite expression for upwelling valid at and only at the equator is worked out, assuming a balance between pressure gradients, Coriolis forces and vertical mixing. It enables us to estimate the amount of equatorial upwelling in terms of density distribution and the wind stresses both computed from observations. Some numerical result was worked out and it was shown that the contribution from wind stresses and that due to density distribution are of nearly the same order of magnitude.

1. In recent years, a number of theories has been published on the upwelling, or the steady vertical motion of sea water. (HIDAKA, 1954; STOMMEL, 1956). However, most of the expressions for computing the upwelling given by these theories are not valid at the equator, because they have the sines of latitude in the denominators. In the present paper, the author is going to give an expression for computing the upwelling at the equator from distribution of density and wind stress, both obtainable from observations. In establishing the theory, only a balance between pressure gradients, Coriolis forces and vertical mixing was assumed. Effects of field accelerations and horizontal mixing will be neglected.

2. We start with the hydrodynamical equations:

$$\left. \begin{aligned} \mu \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} + 2\omega\rho \sin \phi v &= \frac{\partial p}{\partial x}; \\ \mu \frac{\partial^2 v}{\partial z^2} - 2\omega\rho \sin \phi u &= \frac{\partial p}{\partial y}. \end{aligned} \right\} \quad (1)$$

In these expressions, we take x -, y - and z -axes positive eastwards, northwards and downwards respectively; u and v are the components of current velocity parallel to x - and y -axes, μ the coefficient of vertical mixing supposed constant, p the pressure, ρ the density of sea water, both functions of x , y and z , ω the angular velocity of the earth and ϕ the geographical latitude.

* Received June 29, 1973

** Ocean Research Institute, University of Tokyo

In addition to (1) we need the surface condition:

$$z=0: -\mu \frac{\partial u}{\partial z} = \tau_x; \quad -\mu \frac{\partial v}{\partial z} = \tau_y, \quad (2)$$

where τ_x and τ_y are the components of wind stress, being generally functions of x and y , and the bottom conditions:

$$z=h: \frac{\partial u}{\partial z} = \frac{\partial v}{\partial z} = 0, \quad (3)$$

where $z=h$ represents the sea bottom, supposed horizontal.

Two equations in (1) lead to

$$\begin{aligned} \mu \frac{\partial^2}{\partial z^2} \left\{ \frac{\partial}{\partial z}(u+iv) \right\} - i \cdot 2\omega\rho \sin \phi \\ \times \left\{ \frac{\partial}{\partial z}(u+iv) \right\} = g \left(\frac{\partial \rho}{\partial x} + i \frac{\partial \rho}{\partial y} \right), \end{aligned} \quad (4)$$

where the space variation of ρ is neglected against those of u and v .

Further, by an operation $\frac{\partial}{\partial x} - i \frac{\partial}{\partial y}$, and taking into account that $\frac{\partial}{\partial y} = \frac{1}{R} \frac{\partial}{\partial \phi}$ where R is the radius of the earth, we have from (4)

$$\begin{aligned} \left(\mu \frac{\partial^2}{\partial z^2} - i \cdot 2\omega\rho \sin \phi \right) \cdot \left\{ \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) \right. \\ \left. + i \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} \right) \right\} - \frac{2\omega\rho}{R} \cos \phi \cdot \frac{\partial}{\partial z} (u+iv) \\ = g \left(\frac{\partial^2 \rho}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \rho}{\partial y^2} \right). \end{aligned} \quad (5)$$

3. Putting $\phi=0$ or $\sin \phi=0, \cos \phi=1$ in (4) and (5), and taking real parts only, we have at the equator

$$\frac{\partial^2}{\partial z^2} \left(\mu \frac{\partial u}{\partial z} \right) = g \frac{\partial \rho}{\partial x} \quad (6)$$

and

$$\begin{aligned} & \frac{\partial^2}{\partial z^2} \left\{ \mu \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) \right\} \\ &= \frac{2\omega\rho}{R} \cdot \frac{\partial u}{\partial z} + g \left(\frac{\partial^2 \rho}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \rho}{\partial y^2} \right) \end{aligned} \quad (7)$$

respectively.

Integrating (6) subject to the conditions (2) and (3), we have

$$\frac{\partial u}{\partial z} = -\frac{\tau_x}{\mu} \cdot \frac{h-z}{h} - \frac{g}{\mu} \int_0^h \frac{\partial \rho}{\partial x} K(z, s) ds, \quad (8)$$

where z in ρ is replaced by s , and $K(z, s)$ is a symmetric kernel of the type:

$$K(z, s) = \left. \begin{aligned} & \frac{(h-z)s}{h} \quad (s < z) \\ & \frac{z(h-s)}{h} \quad (s > z) \end{aligned} \right\} \quad (9)$$

Substitution of (8) in (7) gives

$$\begin{aligned} & \frac{\partial^2}{\partial z^2} \left\{ \mu \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) \right\} \\ &= -\frac{2\omega\rho}{\mu R h} \cdot \tau_x \cdot (h-z) \\ & - \frac{2\omega g}{\mu R} \int_0^h \frac{\partial \rho}{\partial x} K(z, s) ds + g \left(\frac{\partial^2 \rho}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \rho}{\partial y^2} \right). \end{aligned} \quad (10)$$

Since

$$\mu \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) = \frac{\partial}{\partial x} \left(\mu \frac{\partial u}{\partial z} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\mu \frac{\partial v}{\partial z} \right)$$

we have, after substitution from (2), two following boundary conditions:

$$z=0: \mu \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) = - \left(\frac{\partial \tau_x}{\partial x} + \frac{\partial \tau_y}{\partial y} \right) \quad (11)$$

$$z=h: \mu \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) = 0; \quad (12)$$

then the solution of (10) becomes

$$\begin{aligned} & \mu \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) = - \left(\frac{\partial \tau_x}{\partial x} + \frac{\partial \tau_y}{\partial y} \right) \\ & \times \frac{h-z}{h} + \frac{2\omega\rho}{\mu R} \cdot \tau_x \int_0^h \frac{(h-s)}{h} K(z, s) ds \\ & + g \int_0^h \left(\frac{\partial^2 \rho}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \rho}{\partial y^2} \right) K(z, s) ds \\ & - \frac{2\omega\rho g}{\mu R} \int_0^h \frac{\partial \rho}{\partial x} K^{(2)}(z, s) ds, \end{aligned} \quad (13)$$

where $K(z, s)$ is the same as that given by (9) and

$$K^{(2)}(z, s) = \int_0^h K(z, \sigma) K(\sigma, s) d\sigma. \quad (14)$$

4. If we neglect the space variation of density compared with those of velocity components, we have from the equation of continuity

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} = -\frac{\partial w}{\partial z}, \quad (15)$$

where w is the vertical velocity components counted downwards positive.

Substituting (15) in (13), we have

$$\begin{aligned} & \mu \frac{\partial^2 w}{\partial z^2} = \left(\frac{\partial \tau_x}{\partial x} + \frac{\partial \tau_y}{\partial y} \right) \frac{h-z}{h} \\ & - \frac{2\omega\rho}{\mu R} \tau_x \cdot \frac{z(h-z)(2h-z)}{6} \\ & - g \int_0^h \left(\frac{\partial^2 \rho}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \rho}{\partial y^2} \right) K(z, s) ds \\ & + \frac{2\omega\rho g}{\mu R} \int_0^h \frac{\partial \rho}{\partial x} K^{(2)}(z, s) ds. \end{aligned} \quad (16)$$

Integrating this equation subject to the conditions:

$$w=0 \text{ for } z=0 \text{ and } z=h, \quad (17)$$

and again disregarding the space variation of ρ , we have

$$\begin{aligned} & w = -\frac{1}{\mu} \left(\frac{\partial \tau_x}{\partial x} + \frac{\partial \tau_y}{\partial y} \right) \cdot \frac{z(h-z)(2h-z)}{6h} \\ & + \frac{2\omega\rho}{6\mu^2 R h} \cdot \tau_x \cdot \left(\frac{2}{15} h^3 + \frac{2}{15} h^2 z - \frac{1}{5} h z^2 + \frac{1}{20} z^3 \right) \\ & \times z(h-z) - \frac{g}{\mu} \int_0^h \left(\frac{\partial^2 \rho}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \rho}{\partial y^2} \right) K^{(2)}(z, s) ds \\ & + \frac{2\omega\rho g}{\mu^2 R} \int_0^h \frac{\partial \rho}{\partial x} K^{(3)}(z, s) ds, \end{aligned} \quad (18)$$

where

$$K^{(3)}(z, s) = \int_0^h K^{(2)}(z, \sigma) K(\sigma, s) d\sigma. \quad (19)$$

5. Equation (18) is the expression for computing the equatorial upwelling. Of course, it is valid at the equator only. The vertical velocity w is counted positive downwards. Two last terms on the left-hand member represent the contribution correlated with density distribution,

while the two first ones give the upwelling produced by the stress of winds sweeping the sea surface.

We see that convergence of wind stresses and westward wind are correlated with upwelling or negative value of w . Although both of the functions $(2h-z)z(h-z)$ and $\left(\frac{2}{15}h^3 + \frac{2}{15}h^2z - \frac{1}{5}hz^2 + \frac{1}{20}z^3\right) \cdot z(h-z)$ vanish at $z=0$ and $z=h$ only and nowhere in between, the joint effect of the two wind terms working together

Table 1. Values of $-\left(\frac{\partial\tau_x}{\partial x} + \frac{\partial\tau_y}{\partial y}\right) \frac{z(h-z)(2h-z)}{6h}$. (Winter)

Depth	180°W	175°W	170°W	165°W	160°W	155°W	150°W	145°W	140°W	135°W
0	+0	-0	-0	-0	-0	-0	-0	-0	-0	-0
10	+0.42	-0.63	-1.00	-0.27	-0.47	-0.69	-0.53	-2.31	-0.45	-0.11
20	+0.83	-1.25	-1.97	-0.52	-0.93	-1.34	-1.03	-4.56	-0.88	-0.20
30	+1.23	-1.83	-2.91	-0.77	-1.38	-1.99	-1.53	-6.74	-1.30	-0.30
50	+1.98	-2.96	-4.70	-1.24	-2.23	-3.21	-2.47	-10.88	-2.10	-0.50
75	+2.86	-4.28	-6.77	-1.78	-3.21	-4.64	-3.57	-15.69	-3.03	-0.71
100	+3.65	-5.48	-8.68	-2.29	-4.11	-5.94	-4.57	-20.09	-3.88	-0.92
125	+4.38	-6.57	-10.40	-2.74	-4.93	-7.12	-5.47	-24.09	-4.65	-1.09
150	+5.04	-7.56	-11.96	-3.15	-5.67	-8.19	-6.30	-27.71	-5.35	-1.26
200	+6.15	-9.23	-14.61	-3.84	-6.92	-9.99	-7.69	-33.84	-6.53	-1.54
250	+7.00	-10.51	-16.64	-4.38	-7.89	-11.39	-8.76	-38.55	-7.45	-1.75
300	+7.63	-11.44	-18.11	-4.77	-8.58	-12.39	-9.53	-41.94	-8.10	-1.90
400	+8.21	-12.30	-19.48	-5.13	-9.23	-13.33	-10.25	-45.11	-8.71	-2.05
500	+8.01	-12.02	-19.03	-5.01	-9.02	-13.02	-10.01	-44.06	-8.51	-2.00
600	+7.17	-10.77	-17.04	-4.49	-8.07	-11.66	-8.97	-39.47	-7.63	-1.80
700	+5.83	-8.75	-13.85	-3.65	-6.56	-9.48	-7.29	-32.08	-6.19	-1.46
800	+4.10	-6.15	-9.74	-2.56	-4.61	-6.67	-5.13	-22.55	-4.36	-1.02
1000	+0	-0	-0	-0	-0	-0	-0	-0	-0	-0
Depth	130°W	125°W	120°W	115°W	110°W	105°W	100°W	95°W	90°W	85°W
0	-0	-0	-0	-0	-0	-0	-0	-0	-0	-0
10	-3.20	-2.65	-3.00	-2.68	-1.68	-2.31	-2.15	-2.73	-2.53	-1.55
20	-6.32	-5.23	-5.91	-5.29	-3.32	-4.56	-4.25	-5.38	-4.98	-3.05
30	-9.34	-7.73	-8.72	-7.81	-4.90	-6.74	-6.27	-7.96	-7.34	-4.51
50	-15.09	-12.49	-14.10	-12.61	-7.91	-10.88	-10.14	-12.86	-11.87	-7.30
75	-21.75	-18.00	-20.33	-18.18	-11.41	-15.69	-14.62	-18.54	-17.11	-10.52
100	-27.85	-23.06	-26.02	-23.28	-14.61	-20.09	-18.72	-23.75	-21.91	-13.47
125	-33.40	-27.65	-31.21	-27.93	-17.52	-24.09	-22.45	-28.47	-26.28	-16.15
150	-38.41	-31.80	-35.89	-32.12	-20.15	-27.71	-25.82	-32.75	-30.23	-18.57
200	-46.90	-38.83	-43.83	-39.21	-24.61	-33.84	-31.52	-39.99	-36.91	-22.69
250	-53.44	-44.24	-49.94	-44.68	-28.04	-38.55	-35.92	-45.56	-42.05	-25.85
300	-58.14	-48.14	-54.33	-48.61	-30.50	-41.94	-39.08	-49.56	-45.75	-28.12
400	-62.54	-51.78	-58.44	-52.29	-32.81	-45.11	-42.03	-53.31	-49.22	-30.24
500	-61.08	-50.56	-57.08	-51.07	-32.04	-44.06	-41.06	-52.07	-48.06	-29.54
600	-54.73	-45.30	-51.14	-45.75	-28.71	-39.47	-36.78	-46.65	-43.06	-26.47
700	-44.46	-36.81	-41.55	-37.18	-23.33	-32.08	-29.89	-37.91	-34.99	-21.50
800	-31.27	-25.89	-29.22	-26.15	-16.40	-22.55	-21.02	-26.66	-24.61	-15.12
1000	-0	-0	-0	-0	-0	-0	-0	-0	-0	-0

may be able to result in some depth or depths where there is no vertical motion.

6. Application to the equatorial Pacific

It can be proved by inspection that the main terms in the left-hand member will be

$$\omega = \frac{1}{\mu} \left\{ - \left(\frac{\partial \tau_x}{\partial x} + \frac{\partial \tau_y}{\partial y} \right) \cdot \frac{z(h-z)(2h-z)}{6h} - g \int_0^h \left(\frac{\partial^2 \rho}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \rho}{\partial y^2} \right)_{z=s} \cdot K^{(2)}(z, s) ds \right\}. \quad (20)$$

The above equation consists of a wind term

Table 2. Values of $-g \int_0^h \left(\frac{\partial^2 \rho}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \rho}{\partial y^2} \right)_{z=s} \cdot K^{(2)}(z, s) ds$.

Depth	(1) 172°W 1950/2/6	(2) 172°W 1950/7/10	(3) 168°W 1951/2/14	(4) 159°W 1950/2/20	(5) 158°W 1950/7/30	(6) 158°W 1951/1/23	(7) 140°W 1961/9/14
0	- 0	- 0	+0	- 0	-0	+0	+0
10	- 0.46	- 0.36	+0.05	- 0.68	-0.34	+0.26	+0.24
20	- 0.93	- 0.73	+0.09	- 1.35	-0.67	+0.51	+0.49
30	- 1.39	- 1.09	+0.13	- 2.03	-1.01	+0.77	+0.73
50	- 2.31	- 1.83	+0.21	- 3.37	-1.67	+1.27	+1.21
75	- 3.45	- 2.73	+0.31	- 5.01	-2.49	+1.88	+1.79
100	- 4.56	- 3.64	+0.40	- 6.59	-3.28	+2.47	+2.33
125	- 5.65	- 4.54	+0.48	- 8.08	-4.05	+3.03	+2.83
150	- 6.70	- 5.43	+0.56	- 9.48	-4.78	+3.55	+3.31
200	- 8.62	- 7.15	+0.68	-11.91	-6.08	+4.47	+4.14
250	-10.27	- 8.74	+0.82	-13.84	-7.16	+5.28	+4.83
300	-11.59	-10.12	+0.96	-15.28	-7.96	+5.98	+5.38
400	-13.17	-12.12	+1.27	-16.74	-8.85	+7.04	+6.04
500	-13.37	-12.91	+1.54	-16.48	-8.74	+7.50	+6.09
600	-12.41	-12.39	+1.68	-14.78	-7.83	+7.25	+5.56
700	-10.41	-10.60	+1.63	-11.97	-6.34	+6.24	+4.55
800	- 7.52	- 7.74	+1.30	- 8.38	-4.45	+4.57	+3.20
1000	- 0	- 0	+0	- 0	-0	+0	+0

Depth	(8) 118°W (St. 28-30-33) 1961/10/1	(9) 118°W (St. 29-30-32) 1961/10/1	(10) 96°W (St. 48-50-52) 1961/10/21	(11) 96°W (St. 49-50-51) 1961/10/21	(12) 94°W 1961/11/20	(13) 87°W 1961/11/2
0	+ 0	+ 0	-0	+0	-0	+0
10	+ 0.40	+ 1.33	-0.23	+0.33	-0.06	+0.12
20	+ 0.81	+ 2.66	-0.46	+0.65	-0.12	+0.23
30	+ 1.19	+ 3.99	-0.69	+0.98	-0.18	+0.35
50	+ 2.01	+ 6.62	-1.24	+1.63	-0.30	+0.58
75	+ 2.97	+ 9.83	-1.72	+2.42	-0.46	+0.87
100	+ 3.91	+12.95	-2.30	+3.19	-0.61	+1.17
125	+ 4.81	+15.93	-2.86	+3.93	-0.78	+1.46
150	+ 5.66	+18.77	-3.41	+4.63	-0.94	+1.75
200	+ 7.21	+24.00	-4.45	+5.93	-1.26	+2.29
250	+ 8.56	+28.53	-5.40	+7.06	-1.54	+2.79
300	+ 9.70	+32.33	-6.22	+8.00	-1.79	+3.25
400	+11.25	+37.50	-7.37	+9.19	-2.05	+3.97
500	+11.76	+39.05	-7.78	+9.40	-1.92	+4.24
600	+11.16	+36.89	-7.40	+8.64	-1.45	+4.01
700	+ 9.47	+31.22	-6.29	+7.10	-0.87	+3.35
800	+ 6.85	+22.57	-4.55	+5.02	-0.39	+2.39
1000	+ 0	+ 0	-0	+0	-0	+0

and a steric term both being able to compute from the data of actual observations.

Since $\frac{\partial^2 \rho}{\partial x^2}$ can be neglected as small compared with $\frac{\partial^2 \rho}{\partial y^2}$, (20) can be further reduced into

$$w = \frac{1}{\mu} \left\{ - \left(\frac{\partial \tau_x}{\partial x} + \frac{\partial \tau_y}{\partial y} \right) \cdot \frac{z(h-z)(2h-z)}{2h} - g \int_0^h \left(\frac{\partial^2 \rho}{\partial y^2} \right)_{z=s} \cdot K^{(2)}(z, s) ds \right\}. \quad (21)$$

The quantity $\frac{\partial \tau_x}{\partial x} + \frac{\partial \tau_y}{\partial y}$ was computed from a paper by the author "Computation of the Wind Stresses over the Oceans (HIDAKA, 1958)", while $\frac{\partial^2 \rho}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \rho}{\partial y^2}$ was computed from the data obtained by the Hawaiian oceanographers in the equatorial regions on board RV "Hugh M. Smith" during the years 1950-52 (Mid-Pacific Oceanography Part I. Jan.-Mar. 1950, Sp. Sc. Report-Fisheries No. 54, 1951; ditto Parts II and III, 1950-51, Sp. Sc. Report-Fisheries No. 131, 1954; ditto Part IV, 1952, Sp. Sc. Report-Fisheries No. 135, 1954.) and by the Scripps oceanographers on the equator on the Swan Song Expedition 1961 (Univ. Calif. Scripps Inst. Oceanography data report Swan Song Expedition Aug.-Dec., 1961. SIO Reference 66-1 September 1965).

The result of calculation of the expressions

$$- \left(\frac{\partial \tau_x}{\partial x} + \frac{\partial \tau_y}{\partial y} \right) \cdot \frac{z(h-z)(2h-z)}{6h} \quad (22)$$

and

$$- g \int_0^h \left(\frac{\partial^2 \rho}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \rho}{\partial y^2} \right)_{z=s} \cdot K^{(2)}(z, s) ds \quad (23)$$

is compiled in Tables 1 and 2 respectively. Any one of these quantities divided by the coefficient of the vertical eddy viscosity μ will give the magnitude of the vertical velocity of water produced by wind action and steric distribution respectively.

An inspection of these two tables enables us to notice that both terms (22) and (23) give contributions of nearly the same order of magnitude, with a maximum of from 30 to 60, although their positions on the equator are not

necessarily the same.

This fact enables us to draw a conclusion that the wind component of vertical motion is of the same order of magnitude as the vertical motion balancing the density distribution. Plainly speaking, both wind stress and density distribution give rise to the vertical motion of the same order of magnitude.

7. Summary and conclusion

A formula (18) for computing the vertical component of velocity at the equator was derived from the hydrodynamical equations, disregarding the non-linear terms, terms of the lateral mixing and the thermodynamic effect. The main part of this formula will be given by (20) disregarding the higher terms. The two terms of the bracket were computed separately, use being made of the observational material of the winds and the density of sea water. The result of computation revealed that both terms give quantities of the same order of magnitude. This may suggest that there may be some kind of balance between winds and steric distribution in the vertical motion of sea water. Their maximum values are

$$\text{just about } -62 \text{ in } - \left(\frac{\partial \tau_x}{\partial x} + \frac{\partial \tau_y}{\partial y} \right) \frac{z(h-z)(2h-z)}{6h}$$

and +39 in $-g \int_0^h \left(\frac{\partial^2 \rho}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \rho}{\partial y^2} \right)_{z=s} \cdot K^{(2)}(z, s) ds$, so that the equatorial velocities of vertical flows are -0.62 cm/sec and $+0.39$ cm/sec for $\mu=100$ c.g.s. respectively. Considering the ambiguity in the numerical calculation of these quantities, it may be well concluded that both agencies seems to counteract each other.

Acknowledgment

The author is much indebted to Mrs. Sumiko OHNO who executed a series of tedious numerical calculations.

References

- HIDAKA, Koji (1954): A contribution to the theory of upwelling and coastal currents. Trans. Amer. Geophys. Union, **35**, 431-444.
1951: Mid-Pacific Oceanography Part I. January-March 1950. Sp. Sc. Rep.-Fisheries No. 54. Washington, D.C.
1954: Mid-Pacific Oceanography Parts II and III.

- Transequatorial Waters, 1950-51. Sp. Sc. Rep.-
Fisheries No. 131. Washington, D.C.
- 1954: Mid-Pacific Oceanography Part IV. Trans-
equatorial Waters, January-March 1952. Sp. Sc.
Rep.-Fisheries No. 135. Washington, D.C.
- STOMMEL, Henry (1956): On the determination of
the depth of no meridional motion. Deep-Sea
Res., **3**, 273-278.
- 1965: Swan Song Expedition-Data Report. 21
August-1 December 1961. SIO Reference 66-1.
University of California-Scripps Institution of
Oceanography.

海面の風の応力と密度分布による赤道湧昇流

日 高 孝 次

要旨: 圧力傾度, コリオリの力及び鉛直混合の三者が平衡していると仮定し, 赤道上でのみ成り立つ湧昇流の式を導いた。これによって観測から計算した海面の風の応力と海中の密度分布とから赤道湧昇流の速度を計算することができる。幾つかの数値計算を行ない, 風の応力と密度分布とはおおよそ同じ程度の鉛直流を起し得ることを示し得た。

Microbial Respiration in Marine Environments during Summer*

Humitake SEKI**

Abstract: Respiration rates of microorganisms were studied for seawater samples collected at the pelagic, the coastal and the polluted estuarine regions of the Pacific Ocean during summer periods. Apparent respiration rates ($\text{g O}_2/\text{bacterial clump per hr}$) in the different eutrophic regions of the Pacific Ocean were observed at summer as follows: $(4.7 \pm 2.6) \times 10^{-13}$ in the pelagic regions (the subarctic Pacific water and the western north Pacific central water), $(1.6 \pm 0.6) \times 10^{-14}$ in Aburatsubo Inlet and $(3.3 \pm 2.1) \times 10^{-15}$ in Tokyo Bay. On the other hand, the rates ($\text{g O}_2/\text{bacterial cell per hr}$) for bacteria both free-living and small clumping were measured as follows: $(4.7 \pm 2.4) \times 10^{-15}$ in the pelagic regions, $(1.2 \pm 0.7) \times 10^{-14}$ in Aburatsubo Inlet and $(4.8 \pm 3.6) \times 10^{-15}$ in Tokyo Bay. The respiration of each bacterial cell in aggregates in the natural waters was estimated to reduce exponentially as the aggregates increased of their size, whereas no serious change of the rate was observed for non-clumping bacteria.

1. Introduction

Biological consumption of dissolved oxygen has been considered to be chiefly carried out by marine microorganisms accompanied by the decomposition processes of organic matter in marine environments. Through the processes, more than 90 per cent of organic materials in the surface layer of the sea have been estimated to be decomposed before the organic materials are transported from the surface watermasses to the deeper watermasses (*e.g.*, RILEY, 1951). Activities of bacteria and allied microorganisms in the surface layer, therefore, contribute initially to the dynamics of biological elements in the seas and oceans.

SEKI *et al.* (1972, 1973) have been investigating on the turnover rate of dissolved organic materials in the watermasses of the Pacific Ocean, by which large amounts but very dilute concentrations of organic materials are shown to regenerate very slowly with the turnover time of many months. As have been shown and discussed by SEKI (1972, 1973), the dynamics of dissolved organic materials in seawater must be tardy as being dragged by the rapid cycling of the dynamics inside the semi-inde-

pendent microenvironment of detritus and aggregate suspending in seawater, and, therefore, the activities of microorganisms in the sea must be differentially studied for substrates both dissolved and particulate.

From these points of view, the respiration of microorganisms in the surface layer is a good indicator for the rapid cycling of the dynamics of biological elements inside detritus and aggregates with lesser influence of the dynamics of dissolved elements (SEKI *et al.*, 1972). Many trials have been made to measure respiration in seas and oceans (POMEROY and JOHANNES, 1966, 1968; SEKI, 1967; SKOPINTSEV, 1966; ICHIMURA, 1967; PAMATMAT and BANSE, 1969; PAMATMAT, 1971; NISHIZAWA *et al.*, 1971; SEKI *et al.*, 1973; TSUJI *et al.*, 1973), but the detailed studies have not yet been accomplished. A study was made on the relationship between microbial respiration and population density of bacteria in the surface layers of the pelagic region (the subarctic Pacific water and the western north Pacific central water), the coastal region (Aburatsubo Inlet) and the polluted estuarine region (Tokyo Bay) during summers in 1971 and 1972.

* Received July 6, 1973

** Ocean Research Institute, University of Tokyo, Minamidai, Nakano-ku, Tokyo, 164 Japan

2. Materials and methods

Seawater samples were collected from the

surface layers of stations in Tokyo Bay (35°32'N, 139°54'E), Aburatsubo Inlet (35°09.2'N, 139°37'E) and the subarctic Pacific water (44°00'N, 154°00'E) and the western north Pacific central water (28°25'N, 145°00'E). Van Dorn samplers had been carefully washed with alcohol or hydrochloric acid, and the vapor was kept inside the samplers until the sampling.

Duplicates of 100 or 250 ml aliquots of each sample were placed in the sterilized DO bottles immediately after sampling and incubated at *in situ* temperature in the dark for about 6 hr when the samplings were done at Tokyo Bay or Aburatsubo Inlet. When the collections were done at the pelagic region of the Pacific Ocean, each sterilized HA Millipore filter (diameter, 47 mm; pore size, 0.45 μ), on which microorganisms were collected by filtration of 5 to 10 liter of seawater sample, was placed into a 100 ml sterilized DO bottle where the same seawater sample had been added, and incubated at *in situ* temperature in the dark for about 6 hr. The microbial respiration in seawater was calculated from difference between the oxygen concentrations before and after the incubation. The determination of oxygen concentrations was made by Winkler method (STRICKLAND and PARSONS, 1968).

The same measurement of microbial respiration was made for the seawater samples which had been pre-filtered with sterilized Whatman glass fiber filters GF/C (diameter, 45 mm; pore size, 1 μ) to eliminate zooplankton, phytoplankton and microbial aggregates. Usually, one filter was used for the filtration of each seawater sample 10 ml from Tokyo Bay or 100 ml from other regions, in order not to retain bacteria free-living and small clumping onto the filter. In this series of experiments, free-living bacteria and a few bacteria attached on small detritus in seawater could be exactly counted. Thus, the respiration of bacteria, except that in aggregates, could be exactly calculated per bacterial cell, even if the results obtained were somewhat artificial as bacterial respiration in aggregates or on plankton could not be included.

Appropriate amounts of each sample were passed through sterilized HA Millipore filters.

The filters (diameter: 25 mm) were stained with Kinyoun's carbol fuchsin (The Society of American Bacteriologists, 1957). The counts obtained for natural seawater were for living and dead bacteria and for bacterial clumps. Measurement of the total number of individual cells was impossible because many bacteria existed three-dimensionally in aggregates. On the other hand, bacterial cells in the seawater samples pre-filtered with the glass filter were counted exactly.

Serratia marinorubra was incubated in 0.1 per cent peptone seawater in 3 liter flasks under shaking at 20°C. Changes in the respiration, total and viable cells of the bacterium and DNA content of the bacterium were followed by periodic measurements, in order to study fluctuation of the respiration at different growth phases. The same observations were done for a seawater sample collected at Aburatsubo Inlet in summer period of 1971.

3. Results

Microbial respiration of natural flora

The relationship between the population density of total bacterial clumps and the microbial respiration per bacterial clump per hr in different watermasses is shown in Fig. 1. The microbial respiration in this experiment is the oxygen uptake not only by bacteria but also by fungi,

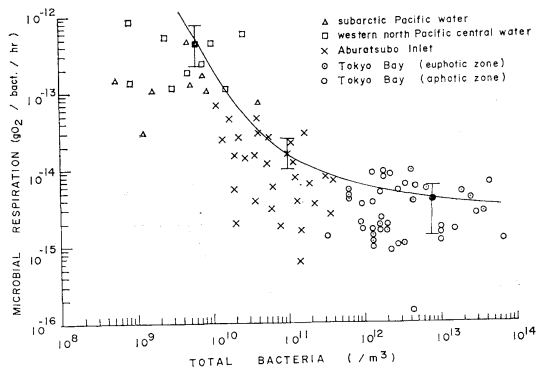


Fig. 1. Relationship between population density of total bacterial clumps and microbial respiration per bacterial clump per hr in seawater of Tokyo Bay, Aburatsubo Inlet, the subarctic Pacific water and the western north Pacific central water.

phytoplankton and small zooplankton. Therefore, the rate is calculated to be obviously greater than that by bacteria. Each symbol with vertical bar indicates the average value with the standard deviation of values obtained in each watermass, having $(4.7 \pm 2.6) \times 10^{-13}$ g O₂ /bacterial clump/hr in the pelagic regions of the Pacific ocean, *i.e.*, the subarctic Pacific water and the western north Pacific central water, $(1.6 \pm 0.6) \times 10^{-14}$ g O₂/bacterial clump/hr in Aburatsubo Inlet and $(3.3 \pm 2.1) \times 10^{-15}$ g O₂/bacterial clump/hr in Tokyo Bay: *i.e.*, expressed on a relative scale based on 100 for the respiration rate in the pelagic region, the rate approximates to the following distribution: in the pelagic 100; in the coastal 10; in the polluted estuarine 1, whereas the relative concentration of particulate organic carbon in the pelagic region, in the coastal region and in the estuarine region are 1, 10 and 100 respectively (HATTORI (ed.), 1972, 1973; SEKI *et al.*, 1973; TSUJI *et al.*, 1973). This result shows that the respiration rate per bacterial clump in more eutrophed region is apparently lower than that in more oligotrophic region in the ocean.

On the other hand, the respiration only by the bacteria both free-living and on small particles in raw seawater in the same regions at the same observation period is shown in Fig. 2. In this case, the oxygen consumption

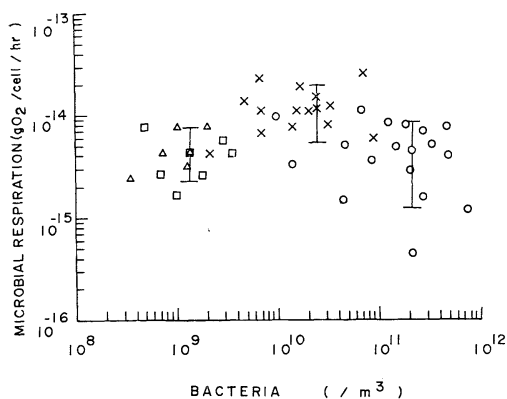


Fig. 2. Relationship between population density of bacteria free-living and small clumping and bacterial respiration per bacterial cell per hr in seawater collected at the same regions in Fig. 1. Symbols are as in Fig. 1.

was carried out only by bacteria, because other microorganisms were completely removed by the filtration with the glass filter. The respirations per bacterial cell per hr were $(4.7 \pm 2.4) \times 10^{-15}$ g O₂ in the pelagic regions, $(1.2 \pm 0.7) \times 10^{-14}$ g O₂ in the coastal region and $(4.8 \pm 3.6) \times 10^{-15}$ g O₂ in the estuarine region respectively. This result shows that the rate per bacterial cell per hr is much the same in any region of the sea, when the rate was measured for the bacteria both free-living and in small clumps.

The great difference was observed between the respiration rate per bacterial clump of total bacteria and the respiration rate per bacterial cell of free-living and small clumping bacteria in the pelagic regions. This is probably attributed to the increasing of the respiration by phytoplankton fraction, because phytoplankton hold larger fraction in the microbial biomasses in the pelagic region (HATTORI (ed.), 1972, 1973; SEKI *et al.*, 1973; TSUJI *et al.*, 1973), even if the phytoplankton biomass does not necessarily reflect its activity exactly. Thus the respiration of total microorganisms per bacterial clump must deviate greatly from the bacterial respiration per bacterial clump in the pelagic regions. From this point of view, provided that the respiration only by bacterial clumps could be measured for the sample in the pelagic region, their rates might exist between 10^{-15} and 10^{-14} g O₂ per bacterial clump per hr, judging from the ratio of their daily production per their biomass being around 1 (KRISSE, 1963). Only little difference was observed between the microbial respiration per bacterial clump and the bacterial respiration per bacterial cell in Tokyo Bay, although many of the bacterial clumps were large aggregates. If the total bacterial cells in such aggregates could be counted, the calculated respiration rate per bacterial cell for all bacterial biomasses should be less than 10^{-16} g O₂ per hr in Tokyo Bay, because more than 10 bacterial cells should compose of the bacterial clump in average size according to the microscopic examination. Bacterial density in Tokyo Bay attained to the maximum from the biological space point of view (Fig. 1), and the respiration was very low in such heavy suspensions of bacterial cells.

Thus, every bacterial respiration per bacterial clump in natural marine environments is shown to be regulated to relatively constant as affected little by the degrees of eutrophication, which is contrast to the great varieties of respiration obtained artificially in the laboratories. This regulation in the natural environments is probably carried out by cybernetic systems composed of many ecological factors.

Microbial respiration in stored seawater

Fluctuations of bacterial biomasses, DNA content of particulate matter and microbial respiration were observed for a stored seawater sample collected at Aburatsubo Inlet (Fig. 3). At a few days after the incubation, the bacterial multiplication attained to the stationary phase followed by the death phase. At around 10th day, bacteria multiplied again logarithmically. Because DNA content of particles fluctuated with much the same pattern as the fluctuation of bacteria, dead bacterial materials produced at the first bacterial thick growth must have been utilized again by the bacteria at the next thick growth.

Respiration of microorganisms was high at

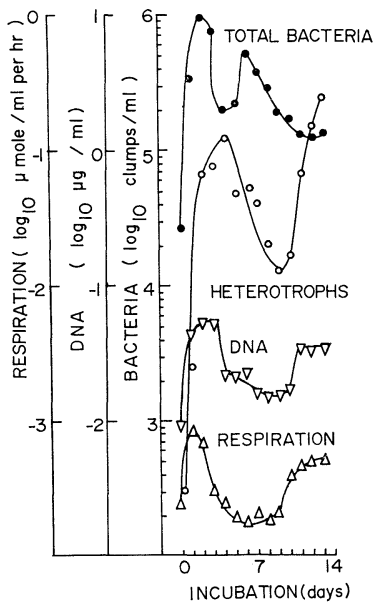


Fig. 3. Fluctuation of total bacteria, heterotrophic bacteria, DNA content of particulate matter and microbial respiration in a stored seawater collected at Aburatsubo Inlet during summer.

the logarithmic phase and low at the death phase, but the rate at any growth phase fluctuated in the same order. The respiration rate per bacterial clump per hr in this artificial condition was much the same as that for the natural condition of Aburatsubo Inlet.

Respiration of *Serratia marino*rubra

As *Serratia marino*rubra (ZOBELL and UPHAM, 1944) can be enumerated by the plate method with Medium 2216 (ZOBELL, 1941), viable cells can be differentiated from dead cells. Fig. 4 shows respiration or DNA content per bacterial cell for viable bacteria (plate count) or viable and dead bacteria (total count).

As the results of the bacterial incubation over one month, it was shown that dead bacterial cells were one order magnitude more than the viable cells. DNA content was the same both for viable and dead cells, as well as for cells in any bacterial growth phase. On the other hand, respiration rate was dependent on the growth phases, *i.e.*, the rate was the maximum at the logarithmic phase and decreased

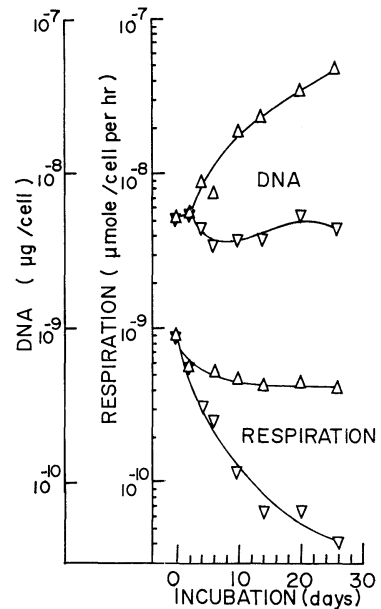


Fig. 4. Fluctuation of respiration rate and DNA content per bacterial cell for viable or dead *Serratia marino*rubra.

▽: for viable and dead cells
△: for viable cells

according to the prolonged incubation in the death phase, although decrease in the activity was within less than half of the maximum activity. Microscopic examination showed that *Serratia marinorubra* did not form aggregates throughout the experiments.

4. Discussion

The microbial activities during summer period at each region are considered to be the optimum of four seasons. This, in turn, may be favourable for simple analysis of the rates at regions of different eutrophic levels, because many factors, such as change of thermal kinetics in biological reactions and interchange of microbial groups having different biological processes, must be additionally referred when the investigation was made at other seasons.

The relative rate of microbial respiration and the concentration of particulate organic matter per unit volume of seawater in Tokyo Bay, Aburatsubo Inlet and the pelagic regions of the Pacific Ocean (HATTORI (ed.), 1972, 1973; SEKI *et al.*, 1973; TSUJI *et al.*, 1973) were approximately 100, 10 and 1 respectively. Both of them can, therefore, be used as good indicators of the degree of eutrophication in marine environments.

In the natural and artificial conditions, respirations per bacterial cell per hr at the optimum temperature were nearly the same for bacteria both free-living and small clumping in water-mass of any eutrophic level. However, microbial respiration per bacterial clump composed of bacteria free-living and clumping of various sizes was by no means higher for larger bacterial clump. This means that respiration of each bacterial cell in aggregates reduced exponentially as size of the aggregates increased, whereas no serious change of the rate was observed experimentally for non-clumping bacteria in natural waters and for *Serratia marinorubra* at any growth phase.

Acknowledgments

This work was partly supported as a special project "Environment and Human Survival" by the Ministry of Education of Japan. This investigation was impossible but for the kind

help of Fisheries Experiment Station of Chiba Prefecture and for the co-operation by the member aboard the research vessel Hakuho-maru of the University of Tokyo during Leg KH-71-3 Expedition in 1971.

References

- HATTORI, A. (ed.) (1972): Preliminary report of the Hakuho-maru cruise KH-71-3, Ocean Research Institute, University of Tokyo, pp. 1-69.
- HATTORI, A. (ed.) (1973): Preliminary report of the Hakuho-maru cruise KH-73-1, Ocean Research Institute, University of Tokyo. (in press)
- ICHIMURA, S. (1967): Environmental gradient and its relation to primary productivity in Tokyo Bay. *Rec. Oceanog. Wks Japan*, **9**, 115-128.
- KRISS, A.E. (1963): *Marine Microbiology (Deep-Sea)*. Translation by J. M. SHEWAN and Z. KABATA. Oliver and Boyd, London, 536 pp.
- NISHIZAWA, S., O. NAKAJIMA and S. UNO (1971): Manufacture of a floating gentle concentrator by way of trial. *Proceedings of the Oceanographical Society of Japan*, 210.
- PAMATMAT, M. M. (1971): Oxygen consumption by the seabed VI. Seasonal cycle of chemical oxidation and respiration in Puget Sound. *Inter. Rev. ges. Hydrobiol.*, **56**, 769-793.
- PAMATMAT, M. and K. and K. BANSE (1969): Oxygen consumption by the seabed II. *In situ* measurements to a depth of 180 m. *Limnol. Oceanog.*, **14**, 250-259.
- POMEROY, L.R. and R.E. JOHANNES (1966): Total plankton respiration. *Deep-Sea Res.*, **13**, 871-973.
- POMEROY, L.R. and R.E. JOHANNES (1968): Occurrence and respiration of ultraplankton in the upper 500 meters of the ocean. *Deep-Sea Res.*, **15**, 381-391.
- RILEY, G. A. (1951): Oxygen, phosphate, and nitrate in the Atlantic Ocean. *Bingham Oceanog. Collect.*, **13**(1), 1-126 pp.
- SEKI, H. (1967): Mineralization rate of organic carbon by microorganisms in the sea. *J. Oceanog. Soc. Japan*, **23**, 18-23.
- SEKI, H. (1972): The role of microorganisms in the marine food chain with reference to organic aggregates. In: U. MELCHIORRI-SANTOLINI and J. W. HOPTON (ed.), *Symposium on detritus and its ecological role in aquatic ecosystem*. Palanza. Special volume of *Memorie dell' Istituto Italiano di Idrobiologia*, 29 Suppl., 245-259.
- SEKI, H. (1973): *Biomass*. In: A. HATTORI (ed.), *Marine Biochemistry*. Tokyo University Press. Tokyo, pp. 79-94.

- 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 (1973): Turnover rate of dissolved materials in the Philippine Sea at winter of 1973. Arch. Hydrobiol. (in press)
- SEKI, H., H. SHINOYAMA, M. MUTO and H. NUMANOI (1973): Decomposition of particulate organic materials in Tokyo Bay at summer stagnation period in 1972. (in preparation)
- SKOPINTSEV, B. A. (1966): Some aspects of the distribution and composition of organic matter in waters of the ocean. Oceanology, **6**, 441-450.
- STRICKLAND, J. D. H. and T. R. PARSONS (1968): A Practical Handbook of Seawater Analysis. Fish. Res. Bd. Canada Bull., **167**, pp. 311.
- The Society of American Bacteriologists (1975): Manual of Microbiological Methods. McGraw-Hill Book Co. Inc. pp. 315.
- TSUJI, T., H. SEKI and A. HATTORI (1973): Results of red tide formation in Tokyo Bay. J. Water Poll. Control Fed. (in press)
- ZOBELL, C. E. (1941): Studies on marine bacteria 1. The cultural requirements of heterotrophic aerobes. J. Marine Res., **4**, 42-75.
- ZOBELL, C. E. and H. C. UPHAM (1944): A list of marine bacteria including description of sixty new species. Bull. Scripps Inst. Oceanog., **5**, 239-292.

夏季の海洋における微生物酸素消費速度

関 文 威

要旨: 1971年と1972年の夏季に測定された東京湾・油壺湾・亜寒帯水塊・西部北太平洋水塊における微生物酸素消費速度に関する解析を行なった。

全菌数として計数された菌塊当たりの微生物酸素消費速度($\text{gO}_2/\text{菌塊}/\text{時}$)は、亜寒帯水塊と西部北太平洋中央水塊の太平洋外洋部において $(4.7 \pm 2.6) \times 10^{-13}$ 、沿岸部の一例として油壺湾において $(1.6 \pm 0.6) \times 10^{-14}$ 、水質汚濁の進行の著しい東京湾において $(3.3 \pm 2.1) \times 10^{-15}$ であった。一方、単独あるいは小菌塊の形で海中に存在する細菌の細胞当たりの細菌酸素消費速度($\text{gO}_2/\text{細胞}/\text{時}$)は、外洋部において $(4.7 \pm 2.4) \times 10^{-15}$ 、油壺湾において $(1.2 \pm 0.7) \times 10^{-14}$ 、東京湾において $(4.8 \pm 3.5) \times 10^{-15}$ であった。

Red Tide of *Oikopleura* in Saanich Inlet*

Humitake SEKI**

Abstract: A red tide of *Oikopleura dioica* Fol occurred in the sea of Saanich Inlet in July, 1968. The main part of the red tide spreaded over a few kilometer length with several meter width, as a film of cherry-pink neuston on the surface of the sea. The red tide seems to have been formed by the rapid multiplication of the *Oikopleura dioica* Fol with active grazing on the heavy bloom of phytoplankton in the surface layer (0 to 15 m depth) of the inlet, and by the formation of its aggregates floating up to the surface when its population density attained to the densities higher than 10^4 number per cubic meter. The red tide cannot be expected to produce mass mortalities of marine organisms by consuming dissolved oxygen to very low oxygen concentration *in situ*, because the rate of oxygen uptake by organisms of the red tide was measured to be lower than the rate of oxygen supply from the atmosphere to the watermass of the red tide.

1. Introduction

Recently, multiplication of the plankton is so active as to lead the frequent formations of "red tide" in the eutrophed regions of the sea where municipal and industrial wastes are introduced. Extreme cases of this category can be observed usually during summer in such semi-enclosed bays and inland seas as Tokyo Bay (*e.g.*, TSUJI *et al.*, 1973), Ago Bay (*e.g.*, UYENO, 1969) and the Seto inland sea (*e.g.*, NISHIMURA, 1973).

The "red tide", on the other hand, has been observed to occur even in the natural marine environments of various parts of the world. In this case, the organisms associated with red tides have been reported to belong to three main groups, diatoms, dinoflagellates and blue-green algae, whereas smaller flagellates also form this phenomenon very often in polluted estuarine region (WOOD, 1965). The occurrence of red tide has been also recognized in natural marine environments caused by other groups of organisms (*e.g.*, KOKUBO, 1959). *Oikopleura* is known to be one of these minor groups of organisms that can form red tide with extremely rare occasions, but no report of detailed observation nor investigation

has been available.

A red tide of *Oikopleura dioica* Fol was observed from July 4 to July 8 in 1968 at Saanich Inlet, which is located towards the south-east corner Vancouver Island, B.C., Canada (details on Saanich Inlet, see HERLINVEAUX, 1961; PARSONS, 1969; FULTON *et al.*, 1969; SEKI, 1969 and 1970), whereof a brief observations were made.

2. Materials and methods

Seawater samples for microbiological investigations were collected aseptically by use of Cobet sterile samplers from depths of 0, 5, 10, 15, 20, 30 and 40 m. Samples taken in 5.46 liter Van Dorn samplers were concentrated by straining through a 35μ mesh net, for total counts of *Oikopleura dioica* Fol. When DO or BOD samples were taken directly from the red tide samples in the sea surface on July 7, seawater was allowed to flow in by submerging sterilized BOD bottles to the mouth and gently tipping them so that the sample entered with no bubbling and a minimum turbulence. The BOD samples were incubated in the dark at *in situ* temperature for about 6 hr immediately after sampling. The determination of oxygen concentrations was made by Winkler method (STRICKLAND and PARSONS, 1968). Direct counts were made of total bacteria, and heterotrophic bacteria were counted by the plate

* Received July 9, 1973

** Ocean Research Institute, University of Tokyo, Minamidai, Nakano-ku, Tokyo, 164 Japan



Fig. 1. A patch of the red tide composed of *Oikopleura dioica* Fol at a central location of Saanich Inlet on July 8, 1968.

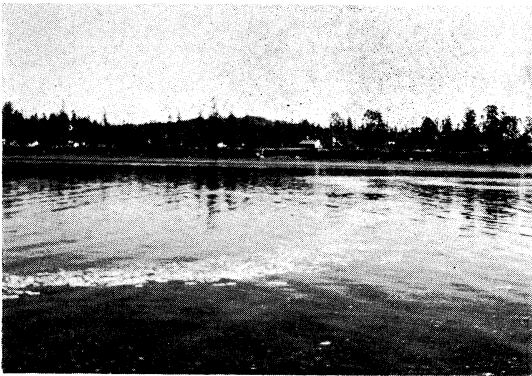


Fig. 2. The red tide of *Oikopleura dioica* Fol as accumulated along the current rip at Patricia Bay in Saanich Inlet on July 7, 1968.

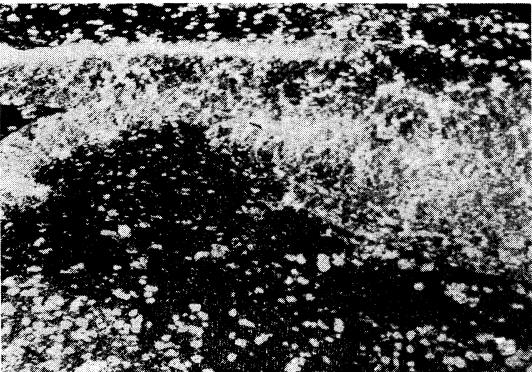


Fig. 3. Main patch of the red tide of *Oikopleura dioica* Fol and spots of the aggregated *Oikopleura* at Patricia Bay in Saanich Inlet on July 7, 1968.

count with Medium 2216 (SEKI, 1969). Glucose uptake by microorganisms in seawater was measured by the method of PARSONS and STRICKLAND (1962). Productivity, chlorophyll *a*, chlorophyll *b*, chlorophyll *c*, carotenoid, particulate nitrogen, particulate carbon, nitrate, silicate, phosphate, soluble carbon, dissolved oxygen, salinity and temperature were all measured (FULTON *et al.*, 1969) by the methods in STRICKLAND and PARSONS (1968).

3. Results

A patch of the red tide composed of aggregated *Oikopleura dioica* Fol was floating as a film of cherry-pink neuston in the surface of Saanich Inlet, driven by the wind, the current and the tide (Fig. 1). Main part of the patch spreaded over a few kilometer length with several meter width (Figs. 1 and 2). The diameter of these spots was from a few centimeter to several meter. Although the *Oikopleura* was accumulated heavily as neuston, high concentration of its aggregates was also observed under the sea surface of the inlet. While the

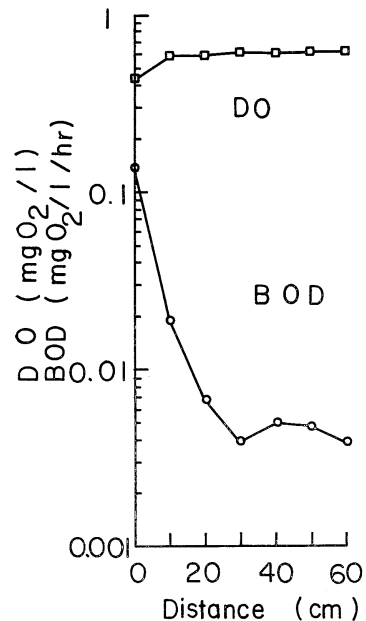


Fig. 4. Gradients of the dissolved oxygen and the oxygen consumption in relation to the distance from the edge of the red tide occurred at Patricia Bay in Saanich Inlet on July 7, 1968.

Table 1. The population density of *Oikopleura dioica* Fol at a station (48°38'N, 123°30'W) in Saanich Inlet. (after FULTON *et al.*, 1969)

Depth (m)	Population density of <i>Oikopleura dioica</i> Fol (number/m ³)							
	June 22	June 26	June 28	June 30	July 4	July 6	July 8	July 10
0	0	—	—	183	8784	3294	2379	183
1	0	183	—	1098	25620	2928	3843	—
3	—	0	0	732	10980	1830	1648	—
5	366	732	0	1098	2379	183	1648	—
10	2928	732	—	—	1464	732	549	183
15	—	—	—	366	366	732	0	—
50	—	—	—	—	0	—	—	—
128	—	0	0	0	0	—	0	—

—: not examined

Table 2. Environmental factors at a station (48°38'N, 123°30'W) in Saanich Inlet before and after *Oikopleura* red tide occurred in the area. (after FULTON *et al.*, 1969)

Depth	Prod. mgC/m ³ /hr	Pigments			Carot	Part N μg/l	Part C μg/l	NO ₃ μg at/l	SiO ₃ μg at/l	PO ₄ μg at/l	Sol. C mg/l	D.O. mg at/l	Sal. ‰	Temp. °C
		Ca	Cb	Cc										
Date: June 22, 1968														
0	32.37	19.73	0.91	15.68	23.50	128	996	0.7	27.6	0.23	0.50	0.703	25.68	11.32
5	3.56	15.62	0.00	9.82	14.63	78	722	0.4	20.7	0.42	1.48	0.679	28.40	13.40
10	0.24	15.24	0.00	9.43	14.27	88	769	0.9	24.8	0.40	1.36	0.709	28.42	11.70
15	0.03	17.17	0.00	11.69	15.03	50	8	5.7	25.2	0.63	1.61	0.606	28.55	10.40
20		9.49	0.00	5.94	8.92	42	497	13.9	34.3	1.40	1.28	0.522	28.93	9.87
30		1.93	0.10	1.41	1.62	22	300	18.6	41.3	1.94	1.61	0.447	29.17	8.85
40		0.70	0.18	0.58	0.27	36	185	25.7	53.4	2.45	1.82	0.381	29.16	7.67
50													29.60	7.67
Date: June 30, 1968														
0	0.58	1.36	0.18	0.93	1.70	31	272	0.8	0	0.05	1.49	0.693	27.66	14.64
5	3.30	6.18	0.00	3.84	5.00	67	572	0.8	6.5	0.09	2.80	0.697	27.86	13.04
10	0.42	11.95	0.00	7.81	8.87	102	1009	1.0	6.4	0.11	2.43	0.658	28.21	10.74
15	0.15	8.33	0.00	4.04	6.48	51	498	9.3	25.1	0.98	2.81	0.558	28.28	10.74
20		3.37	0.07	2.15	2.58	41	429	14.3	37.9	1.51	2.76	0.380	28.61	10.74
30		3.46	0.11	2.15	3.65	63	463	13.3	38.0	1.75	2.06	0.439	29.10	9.65
40		3.61	0.16	1.98	2.74	49	348	19.6	41.8	1.82	2.02	0.530	29.59	8.07
Date: July 4, 1968														
0	8.69	4.85	0.00	3.31	5.64	91	1405	0.4	1.0	0.13	2.31	0.924	26.76	16.73
5	0.38	2.60	0.13	1.42	2.63	62	586	0.3	1.5	0.13	3.22	0.840	27.63	15.20
10	0.10	5.78	0.00	3.24	4.66	71	627	0.6	1.1	0.10	1.32	0.804	27.53	12.57
15	0.07	11.87	0.00	6.01	10.48	99	859	3.1	7.2	0.32	1.56	0.644	27.95	11.55
20		4.03	0.00	1.76	2.83	50	463	9.7	22.5	0.81	1.49	0.523	28.36	11.01
30		1.99	0.06	1.09	1.33	36	382	15.2	35.4	1.18	1.94	0.438	28.90	10.04
40		1.76	0.10	1.07	1.07	25	313	25.4	47.4	1.70	1.90	0.356	29.18	8.66
Date: July 8, 1968														
0	2.87	0.34	0.01	0.46	0.86	20	191	1.0	2.7	0.39	1.20	0.702	27.13	20.60
5	0.47	0.30	0.00	0.46	0.72	43	300	0.9	2.1	0.18	1.78	0.980	25.95	15.11
10	0.05	0.48	0.14	0.92	1.11	45	368	0.8	2.2	0.14	1.36	0.501	26.16	14.20
15	0.05	0.85	0.17	1.30	0.92	45	1671	2.8	8.5	0.62	1.45	0.421	27.46	13.56
20		0.95	0.19	0.95	1.07	39	694	4.5	17.3	0.90	1.07	0.387	28.11	12.70
30		1.22	0.06	1.03	0.97	40	335	23.7	35.6	1.84	1.57	0.323	28.62	10.98
40		1.22	0.00	0.87	0.75	30	223	21.8	45.0	2.42	1.82	0.261		

Table 3. Microbial biomass and its activity at a station (48°38'N, 123°30'W) in Saanich Inlet. (after FULTON *et al.*, 1969)

Depth (m)	Total bacteria (clumps/mL)	Heterotrophic bacteria (clumps/mL)	Yeasts (clumps/100 mL)	Glucose uptake (mgC/m ³ /day)
Date: June 26, 1968				
0	1.2 × 10 ⁶	1200	6	2.062
5	8.8 × 10 ⁵	640	2	1.177
10	2.2 × 10 ⁵	720	1	1.041
15	1.3 × 10 ⁵	770	4	0.785
20	6.2 × 10 ⁴	350	1	0.696
30	1.9 × 10 ⁵	380	0	0.365
40	3.8 × 10 ⁵	320	2	0.312
Date: June 28, 1968				
0	1.9 × 10 ⁵	1200	7	0.961
5	2.5 × 10 ⁵	740	0	0.832
10	2.5 × 10 ⁵	400	2	0.339
15	9.5 × 10 ⁵	1500	4	0.711
20	1.3 × 10 ⁵	540	1	0.477
30	2.5 × 10 ⁵	370	0	0.374
40	2.8 × 10 ⁵	270	1	0.483
Date: June 30, 1968				
0	6.3 × 10 ⁴	420	0	1.624
5	2.2 × 10 ⁵	450	3	1.416
10	1.3 × 10 ⁵	480	6	0.876
15	1.3 × 10 ⁵	320	1	0.479
20	9.4 × 10 ⁴	170	2	0.373
30	6.2 × 10 ⁴	240	3	0.393
40	6.2 × 10 ⁴	120	0	0.232
Date: July 6, 1968				
0	6.2 × 10 ⁴	350	4	0.518
5	1.3 × 10 ⁵	260	2	0.692
10	3.1 × 10 ⁵	220	0	1.192
15	8.3 × 10 ⁴	140	0	0.510
20	1.3 × 10 ⁵	130	0	0.245
30	2.8 × 10 ⁵	60	0	0.281
40	2.5 × 10 ⁵	50	0	0.222
Date: July 10, 1968				
0	3.1 × 10 ⁴	530	5	0.369
5	9.4 × 10 ⁴	180	0	0.705
10	3.1 × 10 ⁴	160	1	0.327
15	1.3 × 10 ⁵	300	1	0.645
20	3.1 × 10 ⁴	330	2	0.514
30	2.8 × 10 ⁵	210	0	0.247
40	2.2 × 10 ⁵	120	2	0.264
Date: July 12, 1968				
0	9.4 × 10 ⁴	480	22	0.542
5	3.8 × 10 ⁵	130	0	0.234
10	1.6 × 10 ⁵	40	2	0.192
15	9.4 × 10 ⁴	170	2	0.289
20	3.1 × 10 ⁴	80	1	0.238
30	1.6 × 10 ⁵	140	4	0.222
40	1.9 × 10 ⁵	140	1	0.233

occurrence of the red tide, the population density of *Oikopleura dioica* Fol was the highest at the surface of the water column of a station (48°38'N, 123°30'W) at a central location of Saanich Inlet where direct influence of the red tide was not given to the collected samples, whereas *Oikopleura dioica* Fol usually distributed heterogeneously in water layer chiefly between 0 and 15 m depth when the red tide was not observed in the inlet (Table 1).

The dissolved oxygen and the oxygen consumption by organisms in seawater of the surface layer are shown in Fig. 4, with special reference to the distance from the edge of the red tide. The respiration of organisms in the red tide per unit volume of seawater per hr was more than one order magnitude higher than that in the other places where were directly free from the influence of the red tide. A sharp gradient of the respiration rate was observed in seawater within 30 cm from the edge of the red tide, whereas detectable gradient of the dissolved oxygen in seawater was only observed horizontally within 10 cm from the edge of the red tide.

The rapid decrease of chlorophyll and silicate were observed just before and while the red tide occurred in the investigated area (Table 2), which might be explained chiefly by the extensive grazing of *Oikopleura dioica* Fol on phytoplankton including diatoms and by the active silicate utilization of diatoms for rapid multiplication to recover their high densities, as have been shown by many investigators (e.g., KOKUBO, 1959). The grazing did not give any serious influence on other environmental factors (Tables 2 and 3).

4. Discussion

The red tide of *Oikopleura dioica* Fol in Saanich Inlet on July 1968 was observed as cherry-pink neuston, surrounded by high population density of the *Oikopleura dioica* Fol both free-living and in aggregates. Although oxygen consumption by the red tide organisms was very high, the activity had no serious influence to reduce the concentration of dissolved oxygen because of the abundant oxygen supply through air-sea interface to the surface watermass where major

fractions of the red tide organisms, the neuston, accumulated. Therefore, the red tide of *Oikopleura dioica* Fol cannot be expected to produce mass mortalities of fish and other organisms in the sea.

The red tide seems to have occurred after the rapid multiplication of *Oikopleura dioica* Fol with active grazing on heavy bloom of phytoplankton in the surface layer of the inlet. When the biomass attained to the population density of 10^4 number per cubic meter, individuals started to aggregate and to float up to the surface of the sea. Thus, the aggregates accumulated as the neuston on the sea surface at the current rips and formed the red tide. The red tide was then driven in the inlet by the current and the tide as well as by the wind.

Acknowledgments

This investigation was part of a research project organized by Dr. T. R. PARSONS of the Fisheries Research Board of Canada, who is now a professor of University of British Columbia. This work was supported by a postdoctoral fellowship from the National Research Council of Canada to H. SEKI.

References

- FULTON, J. D., O. D. KENNEDY, H. SEKI and K. STEPHENS (1969): Biological, chemical and physical observations in Saanich Inlet, Vancouver Island, British Columbia 1968. Fish. Res. Bd. Canada, MS Report Ser., No. 1018, 109 pp.
- HERLINVEAUX, R. H. (1963): Oceanography of Saanich Inlet in Vancouver Island, British Columbia. J. Fish. Res. Bd. Canada, **19**, 1-37.
- KOKUBO, K. (1969): Plankton Taxonomy. Koseisha-Koseikaku, Tokyo. 439 pp.
- NISHIMURA, H. (1973): Pollution of Seto inland sea IV. Eutrophication and red tide. Kagaku (Science), **43**, 49-56.
- PARSONS, T. R. and J. D. H. STRICKLAND (1962): On the production of particulate organic carbon by heterotrophic processes in sea water. Deep-Sea Res., **8**, 211-222.
- PARSONS, T. R. (1969): The use of particle size spectra in determining the structure of a plankton community. J. Oceanog. Soc. Japan, **25**, 172-181.
- SEKI, H. (1969): Marine microorganisms associated with the food of young salmon. Appl. Microbiol., **17**, 252-255.

- SEKI, H. (1970): Microbial biomass on particulate organic matter in seawater of the eutrophic zone. *Appl. Microbiol.*, **19**, 960-962.
- STRICKLAND, J.D.H. and T.R. PARSONS (1968): A Practical Handbook of Seawater Analysis. Fish. Res. Bd. Canada Bull. 167. pp. 311.
- TSUJI, T., H. SEKI and A. HATTORI (1973): Results of red tide formation in Tokyo Bay. *J. Wat. Poll. Cont. Fed.* (in press)
- UYENO, F. (1969): Relation between environmental characteristics of waters and changes of phytoplankton in an estuary where red tide often appears. *Bull. Plankton Soc. Japan*, **16**, 89-98.
- WOOD, E.J.F. (1965): *Marine Microbial Ecology*. Chapman and Hall Ltd., London. 243 pp.

Saanich Inlet における *Oikopleura* の赤潮

関 文 威

要旨: 1968年7月に Saanich Inlet おいて *Oikopleura dioica* Fol の赤潮が発生した。この赤潮は、長さ数 km, 幅数 m の帯状をした、桜色のノイストンとして発生した。赤潮の形成は、植物プランクトンを活発に索餌した *Oikopleura dioica* Fol が、 $10^4/m^3$ 以上の現存量に達した後、集塊を形成し、海表面に浮上して行なわれるものと推定された。また、この赤潮はノイストンとして出現するので、海中の溶在酸素を著しく低下させることなく、魚などの大量へい死をまねくことは考えられない。

総 説

北極海の氷の熱収支についての最近の研究*

長谷美達雄**

Recent Studies on the Thermal Regime of Arctic Sea Ice

Tatsuo HASEMI

1. 北極海についての関心

北極海が最近、極地研究者のみならず、海洋、気象学者達からも関心もたれてきている。それは北極海の氷が北極海ばかりでなく、もっと大きな、おそらく全地球的な規模で大気と海洋の力学的、熱的相互作用に影響を与えているであろうと考えられているからである。

FLETCHER (1965) は、「北極海の熱収支と気候との関係」という論文の中で、北極海の熱収支がどのように世界の気候と関連し合っているかを探ろうとして、いくつかの問を発している。

- (i) 北極海における地球—大気系の熱収支は現在どうなっているか?
- (ii) この熱収支が他の地域の気候パターンとどのように結びついているか?
- (iii) 北極海の熱収支の変動の幅と型はどうであろうか? また、これと世界の気候の偏異との関係は?
- (iv) もし、海面から氷のカバーが取り払われてしまったら、そのときの熱収支はどうであろうか?
- (v) そのときの気候の新しいパターンは?

これらに加えて、もし世界の気候パターンが北極海の熱収支に敏感に反応するのであれば、問を進めて、

- (vi) 熱収支の変動を観測して、これから四季の気候パターンを予知できるだろうか?
- (vii) 北極海の熱収支を人為的にどの程度に制御し得るか? また、氷を制御して気候を変える見込みはあるか?

FLETCHER の問に答えるためには、これまでの氷期論の多くが留まっていた定性的な議論の範囲を越えて、

* 1973年5月10日受理

** 北海道大学低温科学研究所 Institute of Low Temperature Science, Hokkaido University

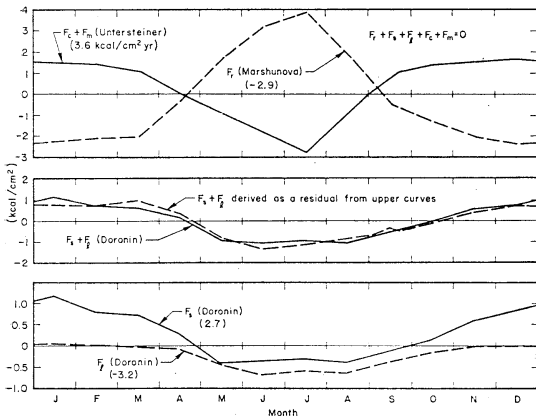
複雑にからみあう大気-海水-海洋系の力学的・熱的相互作用を定量的にも理解しなければならない。

低緯度から北極圏へ運ばれる熱量は、北極圏全体の平均として1年間に約75 kcal/cm²である。この量は1年間に北極海の表面に達する短波長輻射の量におおよそ等しい。これらの熱量の大部分は宇宙空間へ、長波長の輻射として放出され、地球全体の熱収支の平衡を保っている。北極海への熱は、また、海流によっても運ばれるが、海流が比較的遅いこと、海洋から大気への熱輸送の効率が悪いことから、大気によるものの1/10程度になっている。

北極海の広さは10¹⁷ cm²で、冬にはその80%が、夏の終りには60%が海水でおおわれる。大部分が大陸の上にある南極の氷と違い、北極海の氷は熱エネルギーのバランスに敏感に反応する。小さなエネルギー流量の変動でも氷のカバーの割合を変えてしまう。例えば、エネルギー流入量を22 kcal/cm²・year(北極への、大気による熱流入量の約1/3)だけ増すと、海水はすべて融けてしまう。これに対し、南極では同じエネルギー量だけ増したとき、海水が全て融けてしまったとしても大陸氷床にはほとんど変化はなく、そのために気候が大きく変ることはないだろう。

海水が存在する海では、大気から海への運動量輸送や風による混合などが大幅に減ずる。また、氷のカバーは夏の輻射エネルギーを強く反射するし、氷の熱伝導率は小さいので、夏には海への熱流量を減らし、冬には海からの流出を小さくする。

SCHLEIKIN (1956) は、北半球の海洋の熱収支についての研究の中でこう述べている。“もし氷のカバーという熱的な覆いがなければ、冬期における海からの熱の損失は非常に大きく、また暖かい季節に海が暖まるのを妨



第1図 北極海中央部の表面における熱収支。

F_c : 伝導による熱流量 F_m : 融解熱流量
 F_r : 輻射バランス F_t : 潜熱輸送量
 F_s : 顕熱輸送量

(J.O. FLETCHER, 1965)

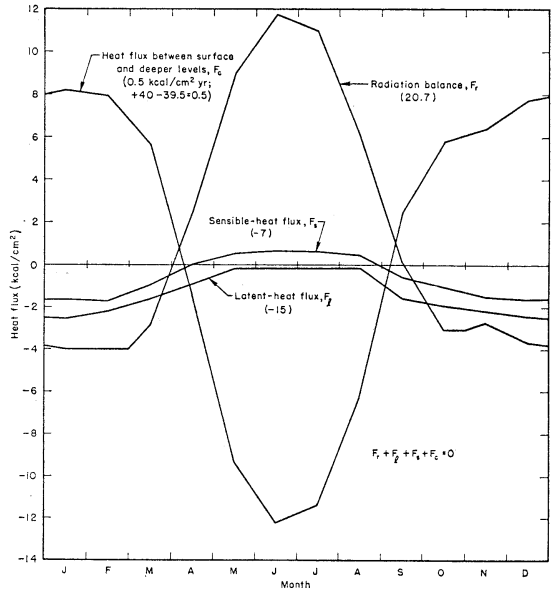
表面に入ってくる熱流量を正にとってある。

げない。氷というのはすなわち、特別製の熱的安定因子である。”

北極海における熱収支を定量的に求めることははじめて FLETCHER (1965) によってなされた。また、彼は氷の全くない北極海を想定し、その熱収支を推算した(第1, 2図)。これによると開いた北極海では大気と海洋との間の熱交換は著しく増大し、また年間の蒸発量と乱流による熱交換のパターンは現在とは反対になる。すなわち、現在の海水域での熱流量は、冬の間は大気から氷表面に向かい、夏には表面から大気へと向かっているが、開いた北極海では、冬には現在とは反対の向きに約4倍の大きな熱輸送が行なわれ、夏も向きは現在とは反対に、現在よりやや少ない熱交換がある。そして、氷のない北極海の熱収支は、わずかながら正であり、海水は一度消滅すると再び現われることはない。しかし、この推算の中には多くの仮定が含まれており、しかも開いた北極海に対応する大気の変化を考慮していないので確かなことは不明であり、北極海の現在の状態が安定であるのか、不安定であるのかという間にも十分に答えていない。

FLETCHER の仮定の多くは、北極海での観測が困難で限られた地域のデータしか得られていないという事情を考えると止むを得ないといえる。

FLETCHER は海水を一方的に取り去り、このときの状況を北極海の現状からのずれとして論じたが、最近は大規模高速計算機により、大気-海水-海洋系の相互作用



第2図 氷のない北極海の海面における熱収支の各因子の大きさの推定値。

(J.O. FLETCHER, 1965)

表面に入ってくる熱流量を正にとってある。

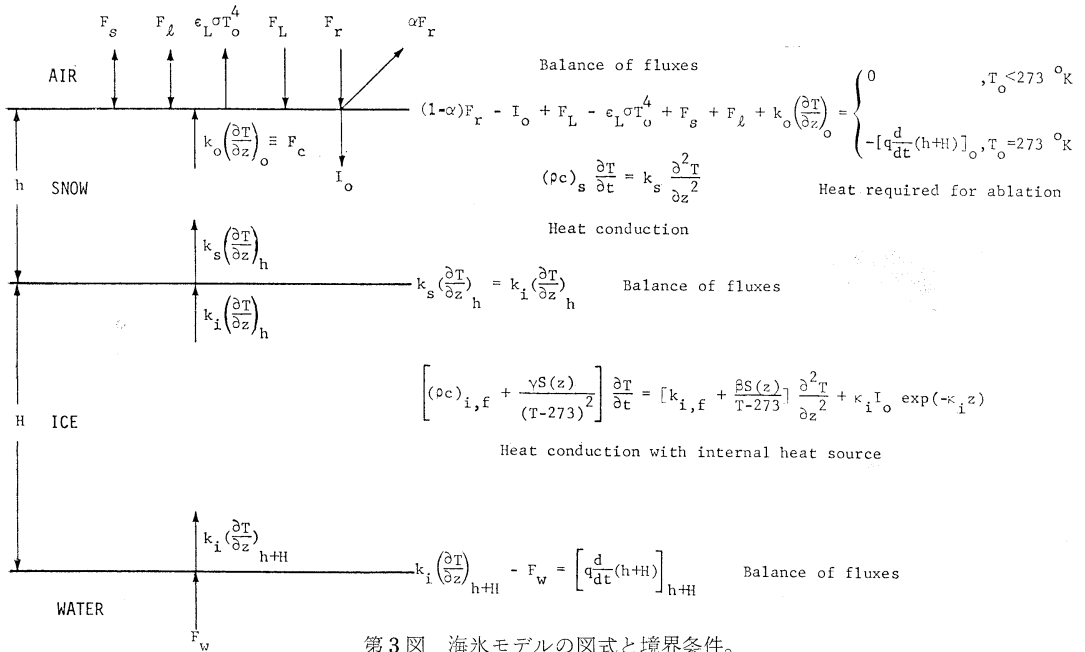
を推定することが可能になってきた (MANABE and BRYAN, 1969; WETHERALD and MANABE, 1972)。

しかし、定量的な議論はようやく始まったところであり、FLETCHER の七つの間に答えるためにはなお多くのことを知らなければならない。それらの中で、北極海の海水の厚さの変化、水中の塩分量等については比較的よく研究されており、ここから解決の糸口が見出されるように思われる。

2. 北極海の海水と MAYKUT, UNTERSTEINER のモデル

北極海の氷の状態の変化は、海洋の上層の流体過程に対する大気の熱力学的効果が最も良く現われた例である。春から夏にかけては、輻射エネルギーと大気との熱交換は氷の融解を強く促進し、風の作用で氷の分布が変わる。秋から冬にかけては、大気からのエネルギー流入量よりも放出量の方が大きく、そのために海は冷やされる。海水の温度が結氷温度にまで低下すると海水が作られる。

海水の熱的性質とその厚さは、海と大気との間の熱交換に影響を与え、そのために大気、とりわけ下層の熱体系を変える。氷の表面の性質は表面近くの風のプロファイルを変え、氷と大気との間の熱と水分の交換に影響



第3図 海氷モデルの図式と境界条件。
(MAYKUT and UNTERSTEINER, 1969)

を与える。氷の形成と融解の過程および氷の移動は、大気と海洋の熱的・力学的状態と密接に結びついているので、熱のバランスと氷の漂流は北極海の氷の体系を決定する基本的な特性である。

このように、大気-海氷-海洋系は一つ一つを切り離して考えることはできないが、海氷の消長を研究し、それにかかわる種々の因子の役割を推定して、複雑な相互作用の一端を解きほぐすことができるだろう。

MAYKUTとUNTERSTEINER(1969)は、北極海中央部の平均的な海氷に対する一次元の数値モデルを作り、海氷の成長、融解に関係する数多くの因子の役割を推定し、そこでの熱収支を計算した。このモデルは、UNTERSTEINERが示した北極海中央部での海氷の平均的な厚さと年間表面融解量、水中の温度分布の実測値とよく合う。また、それぞれの因子の役割を見積るために、各因子の値を変えて、そのために起こる海氷の厚さ、年間融解量、温度のパターンを調べた。そして、現在の平均的な海氷からの偏りと、新しい外部条件に対する反応を計算した。この興味ある論文を中心として、北極海についての研究の問題点、今後への課題等について考えていくことにしたい。

1. MAYKUTとUNTERSTEINERの海氷モデル

第3図に示すように、海氷の成長、融解の計算で用いら

れた海氷モデルは、水平方向には無限の広がりを持って海に浮ぶ厚さ一様な氷の板で、上下面で種々のエネルギーの流入、流出がある。海洋と大気との間の熱交換は、氷を通しての熱伝導による。氷の熱伝導は、氷中のブラインによって影響され、また夏季には氷の表面からの短波長輻射の侵入があり、氷の温度分布を変える。秋から翌年の夏の始まりまでは氷の上には雪の層があり、この雪のカバーは輻射と熱伝導に大きな影響を与える。雪と氷の境界面では、それぞれの中での熱伝導を表わす拡散方程式が結びつけられる。氷や雪の上下面は水平な面で、透過する短波長輻射を除き、エネルギー吸収はこの面のところで起っているものとする(実際にはある有限の厚みを持つ層内で起こる)。簡単のために、上面での質量の変化は積雪による増加と、雪または氷の融解による減少だけとする。すなわち、融氷はすぐに失せて池を作らず、表面での氷の増加はないものとする。氷の成長または融解は、上下の境界でのエネルギーバランスで決められる。例えば、吸収されたエネルギーが失われたエネルギーよりも大きいときは、氷が融解されるか、もしくは氷が暖められる。外からのエネルギー流量は、同じパターンで年周期で与えられる。そして、氷の底での1年間の正味成長量(底での融解もある)が、表面での1年間の融解量に等しいときを平衡状態と呼ぶ。これは、正味の

第1表 いろいろな塩分量, 温度, 密度に対する海水の比熱 C_s , 熱伝導率 k_s , 熱拡散係数 K_s .
P. SCHWERDTFEGER (1963)

塩分量 %	温度 C°	比熱 C_s cal·g ⁻¹ ·C ⁻¹	0.850		0.875		0.900		0.925	
			熱伝導率 k_s cal·cm ⁻¹ ·C ⁻¹ ·sec ⁻¹		熱伝導率 k_s cal·cm ⁻¹ ·C ⁻¹ ·sec ⁻¹		熱伝導率 k_s cal·cm ⁻¹ ·C ⁻¹ ·sec ⁻¹		熱伝導率 k_s cal·cm ⁻¹ ·C ⁻¹ ·sec ⁻¹	
			$k_s \times 10^3$	$K_s \times 10^3$	$k_s \times 10^3$	$K_s \times 10^3$	$k_s \times 10^3$	$K_s \times 10^3$	$k_s \times 10^3$	$K_s \times 10^3$
1	-1	0.48	4.48	11.2	4.66	11.1	4.86	11.25	—	—
	-2	0.48	4.48	11.2	4.66	11.1	4.86	11.25	—	—
	-4	0.48	4.48	11.2	4.66	11.1	4.86	11.25	—	—
	-8	0.48	4.48	11.2	4.66	11.2	4.86	11.25	—	—
2	-1	10.00	4.11	0.48	4.27	0.49	4.42	0.49	4.59	0.50
	-2	2.32	4.29	1.85	4.46	1.87	4.63	1.89	—	—
	-4	0.89	4.37	4.91	4.55	4.96	4.74	5.02	—	—
4	-8	0.53	4.41	8.36	4.60	8.47	4.79	8.59	—	—
	-1	22.5	3.75	0.196	3.89	9.197	4.01	0.198	4.15	0.199
	-2	4.98	4.10	0.97	4.26	0.98	4.42	0.99	4.58	1.00
8	-4	1.62	4.27	3.09	4.44	3.13	4.62	3.17	4.81	3.21
	-8	0.77	4.36	6.65	4.54	6.74	4.72	6.81	—	—
	-1	42.00	3.05	0.085	3.17	0.084	3.24	0.084	3.31	0.083
8	-2	9.46	3.74	0.466	3.86	0.467	3.99	0.469	4.12	0.472
	-4	2.75	4.07	1.74	4.23	1.76	4.39	1.78	4.55	1.79
	-8	1.05	4.24	4.75	4.41	4.80	4.59	4.86	4.77	4.91

質量バランスが1年を通じて不変で, 氷の温度パターンは1年周期で繰り返えられることを意味している。

[水の熱伝導]

海水の温度変化について, UNTERSTEINER (1964) は熱伝導によるもののほかに, 表面を透過してきた短波長輻射 I_0 および海水の厚さが変わったときに, 浮力によって氷が上方へ移動するときに伴う熱移流の項を含めて, 海水中の熱流量を決める基礎方程式を次の形とした。

$$(\rho c) \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial Z} \left(k_i \frac{\partial T}{\partial Z} \right) + \chi_i I_0 \exp(-\chi_i Z) - (\rho c)_{iw} \frac{\partial T}{\partial Z} \quad (1)$$

ここで, $(\rho c)_i$, k_i , χ_i は氷の密度と比熱の積, 熱伝導率, 短波長輻射の消散係数である。添字 i は氷に関する変化量を示している。 T は絶対温度, t は時間, Z は鉛直方向にとられた座標である。 w は氷の上方への移動の速さである。

海水の中には, 海水の生成時にとりこまれたブラインと呼ばれる高塩分水が含まれていて, いつもまわりの氷と与えられた温度での平衡を保っていると考えられる。そのため, 海水の $(\rho c)_i$, k_i は温度のみならず, 氷中の塩分量の関数でもある。 $(\rho c)_i$ と k_i の変化についての研究は, MALMGREN (1927) に始まって SCHWERDTFEGER (1963), UNTERSTEINER (1961), ONO (1967)

らがある。MAYKUT と UNTERSTEINER は, SCHWERDTFEGER の結果に基づいて UNTERSTEINER が導いた式を用いている (第1表)。

$$(\rho c)_i = (\rho c)_i, f + \frac{\gamma S(Z)}{(T-273)^2} \quad (2)$$

$$k_i = k_i, f + \frac{\beta S(Z)}{T-273} \quad (3)$$

ここで, $S(Z)$ は深さ Z における氷中の塩分量 (%) で, $\gamma = 4100 \text{ cal} \cdot \text{K}/\text{g}$, $\beta = 0.28 \text{ cal} \cdot \text{cm}^2/\text{g} \cdot \text{sec}$ は定数である。添字 f は純水を示している。 $(\rho c)_i, f = 0.45 \text{ cal}/\text{cm}^3 \cdot \text{K}$, $k_i, f = 0.00486 \text{ cal}/\text{cm} \cdot \text{sec} \cdot \text{K}$ とする。1年間の氷の上昇量が 40 cm 程なので w は無視でき, 熱伝導率が氷の中の小さな厚さ ΔZ 内では一定とすれば, (1) に (2), (3) を代入して

$$\left[(\rho c)_i, f + \frac{\gamma S(Z)}{(T-273)^2} \right] \frac{\partial T}{\partial t} = \left[k_i, f + \frac{\beta S(Z)}{T-273} \right] \frac{\partial^2 T}{\partial Z^2} + \chi_i I_0 \exp(-\chi_i Z) \quad (4)$$

を得る。この式を氷中の熱流量を表わす式として採用する。

[雪の中の熱伝導]

同様の式が, 水平方向に一樣で, 熱伝導率が一定の雪を仮定して導びかれる。

$$(\rho c)_s \frac{\partial T}{\partial t} = k_s \frac{\partial^2 T}{\partial Z^2} \quad (5)$$

添字 s は雪についての量を示す。消散係数は雪の中では大きく、数 cm の厚みの雪層で輻射はほとんど吸収されてしまうので、このモデルでは、表面ですべて吸収されてしまうと考える。それ故、(5) 式には短波長の侵入の項が含まれていない。

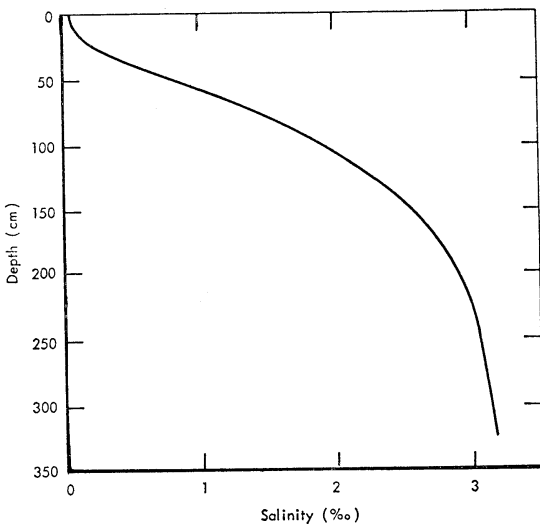
雪の密度は様々な値をとるが、北極の雪は粒子が小さく、かなり大きな密度をもっているため、 0.33 g/cm^3 (UNTERSTEINER, 1961) とする。密度は、深さによらず一定であり、雪の温度が結氷点よりも低い間は 0.33 g/cm^3 、融解が始まってからは 0.45 g/cm^3 とする。

雪の熱伝導率は、雪の密度が一様であっても粒子の大きさ、結晶形、温度勾配によって大きく変化する。このモデルでは、広い範囲に散らばる k_s の測定値をほぼ代表する ABELS (1892) の式を使う。

$$k_s = 0.0068 \rho_s^2 \text{ (cal/cm} \cdot \text{sec} \cdot \text{°K)} \quad (6)$$

[水中の塩分]

海水の中に含まれるブラインは、氷の密度、熱伝導率、潜熱に影響を与えるという点で重要である。氷中のブライン量は深さによって異なり、氷の底面近くでは氷の成長速度、海水の塩分濃度によって決まる塩分量をもつ。氷中に含まれた塩分は次第に失われ(脱塩現象)、氷の上部にいくほど氷が古いので、塩分が低くなっている。この脱塩作用は、氷の成長の速さと、生成後の熱履歴によって異なるので、氷中の塩分分布は氷ごとに違っているが、



第4図 海水中の塩分の分布。
(MAYKUT and UNTERSTEINER, 1969)

SCHWARZACHER (1959) は平均的な塩分分布として第4図で示されるものを提示した。それは、

$$S(Z) = A + B \sin \left[C \cdot \left(\frac{Z}{H} \right)^{m/(Z/H+n)} + D \right] \quad (7)$$

で表わせる。ここで、 A, B, C, D, m, n はある定数で、 H は氷の厚さである。MAYKUT と UNTERSTEINER のモデルにはこの式が用いられており、塩分濃度のパターンは時間によっては変化しないとされている。すなわち、氷厚が変化するに従って、塩分の分布曲線の形は上下方向に引き延ばされるか縮められるかどちらかである。
[境界条件]

問題の難しさは、氷の境界における質量の変化をどのようにうまく表わすかということである。

(上方の境界)

上方の境界におけるエネルギー流量の主なものは、大気や雲から入ってくる長波長輻射 F_L 、短波長輻射 F_r 、表面での短波長反射 $\alpha \cdot F_r$ 、外向きの長波長輻射 $\epsilon_L \sigma T_0^4$ がある。ここで、 α は表面のアルベド (反射率)、 ϵ_L は長波長の輻射効率、 σ はボルツマン定数、 T_0 は表面の温度を表わしている。これらに比べるとかなり小さいが、重要な量として顕熱 F_s と潜熱 F_l 、氷または雪の熱伝導 $F_c \approx k_0 (\partial T / \partial Z)_0$ 、および氷表面を透過した輻射量 I_0 がある (第3図)。

上方境界での熱バランス方程式を決めるためには、二つの過程を考える必要がある。もし、表面温度 T_0 が結氷点よりも低いときには、すべての熱流量がバランスするように T_0 を決めねばならない。あるいは、もし T_0 が結氷点であれば、余分な熱でいくらかの水が融ける。この二つの過程は次の式で表わされる。

$$(1 - \alpha) \cdot F_r - I_0 + F_L - \epsilon_L \sigma T_0^4 + F_s + F_l + k_0 \left(\frac{\partial T}{\partial Z} \right)_0 = \begin{cases} 0 & T_0 < 273^\circ \text{K} \\ -q \left[\frac{d}{dt} (h + H) \right]_0 & T_0 = 273^\circ \text{K} \end{cases} \quad (8)$$

ここで、 h は雪層の厚さ、 q は融解の潜熱である。各流量の前の符号は、表面に入ってくるものを正にとる。

(8) 式で表わされた境界条件は、時間的に変化する外部パラメーター $\alpha, F_r, F_L, F_s, F_l, I_0$ で決められる。雪の層の厚さも外部パラメーターとして与えられる。

(下方の境界)

氷の下面では、二つの熱流量が考えられる。すなわち、海からの乱流熱流量と境界近くの熱伝導である。境界条件は、

第2表 FLETCHER による上部境界における月平均入力データ。(J. O. FLETCHER, 1965)

表示	変量	Jan.	Feb.	Mar.	Apr.	May	Jun.	Jul.	Aug.	Sep.	Oct.	Nov.	Dec.	Year
F_r	流入短波長輻射 (kcal/cm ²)	0	0	1.9	9.9	17.7	19.2	13.6	9.0	3.7	0.4	0	0	75.4
F_l	流入長波長輻射 (kcal/cm ²)	10.4	10.3	10.3	11.6	15.1	18.0	19.1	18.7	16.5	13.9	11.2	10.9	166.0
F_s	顕熱輸送量 (kcal/cm ²)	1.18	0.76	0.72	0.29	-0.45	-0.39	-0.30	-0.40	-0.17	0.10	0.56	0.79	2.71
F_l	潜熱輸送量 (kcal/cm ²)	0	-0.02	-0.03	-0.09	-0.46	-0.70	-0.64	-0.66	-0.39	-0.19	-0.01	-0.01	-3.20
α	表面アルベド	0.83	0.81	0.82	0.78	0.64	0.69	0.84	0.85

$$k_i \left(\frac{\partial T_i}{\partial Z} \right)_{h+H} - (\rho c)_w K_w \left(\frac{\partial T_w}{\partial Z} \right)_{h+H} = q \left[-\frac{d}{dt} (h+H) \right]_{h+H} \quad (9)$$

となる。ここで、 K_w は水の渦拡散係数で、添字 w は海水についての量を示す。海洋からの熱流量を計算するのに必要な渦拡散についての良い理論モデルがないので、(9) 式の中では外部パラメーターとして与えねばならない。すなわち、

$$F_w \equiv (\rho c)_w \left(K_w \frac{\partial T_w}{\partial Z} \right)_{h+H} \quad (10)$$

(雪と氷の境界)

雪のある時期では、雪と氷の境界で温度と熱伝導が連続であるという条件が成立する：

$$Z=h; T_i=T_s, k_i \frac{\partial T_i}{\partial Z} = k_s \frac{\partial T_s}{\partial Z} \quad (11)$$

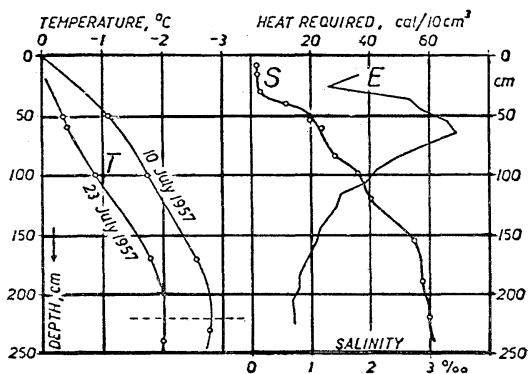
結局、氷の成長、融解を求める問題は、与えられた境界条件の下で、式 (4), (5), (8), (9), を解き、四つの未知量; 雪温, 氷温, 氷上下面での厚さの変化 (高さの変化) を求めることになる。

[外部パラメーター]

(エネルギー流量)

上方境界では、四つのエネルギー流量, F_r , F_l , F_s , F_l を与えなければならない。FLETCHER (1965) は、 F_r と F_l の値に対しては MARSHUNOVA (1961) の値, F_s , F_l については DORONIN (1963) の計算値をとるのが物理的にも妥当であり、また他の既知量ともつじつまが合うことを詳しい解析の後に示した。この海水モデルでは、その正当性を調べるためのテストとしてこれらの値が使われている (第2表)。

これらの量について、VOWINCKEL と ORVIG (1966, 1967) は、MARSHUNOVA と DORONIN の値よりもやや大きめな値を得ている。



第5図 S: 水中の塩分量 T: 温度
E: 14日間の温度上昇に必要なエネルギーの分布。
(UNTERSTEINER, 1961)

上方境界でのエネルギー流量に対する研究に比べて、氷の下面での海からの熱流量 F_w については少ししか知られていない。CRARY (1960) は、TIMOFEEV (1958) のデータを用いて北極海の等熱容量線を描いた。そのチャートによると、北極海の中央では、1年間に約 3 kcal/cm² の熱が海洋から失われている。PANOV (1964) の最近の計算では、熱流量は年ごとの変動があり、例えば、チュクチ海では 1.1 kcal/cm² から 2.0 kcal/cm²、平均として 1.65 kcal/cm² となっている。BADGLEY (1961) は、 F_w を直接測定し、1.5 kcal/cm² を1年間の値とした。UNTERSTEINER の 1964 年の海水モデルでも同様の値を示しており、MAYKUT と UNTERSTEINER のモデルでは 1.5 kcal/cm²・year となっている。

(短波長輻射の透過量)

雪のない夏季には、太陽からの輻射が表面から入り、これが氷の内部加熱の主な源となる。UNTERSTEINER (1961) は、夏季の氷中の温度上昇を観測し (第5図)、この温度上昇に必要な熱は熱伝導ではまかないきれないので、短波長輻射を吸収して得た熱であろうと考え、短波長透過量の表面での値 (I_0) が年間 1.2 kcal/cm²、氷

中の短波長の消散係数 (χ_i) が平均 0.015 cm^{-1} であって、深さについてあまり変化しないことを見出した。

この海氷モデルでは、各波長ごとの区別をせず、全体の消散係数が上記の値であると仮定する。また、 I_0 については、正味の短波長放射の 17% を雪のない時期に氷中に侵入していく量と考える。

(雪のカバー)

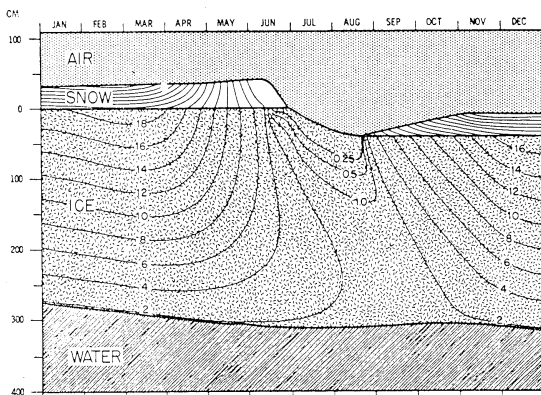
長年にわたる漂流ステーションでの観測によると、平均的な積雪のパターンは次のようになる。8月末に凍結が始まると、雪は初めの1~2ヶ月は急速に厚さを増す。その後、冬の間は比較的ゆっくりと積り、さらに5月になってやや増し、6月の最大積雪を迎え、次いで夏の融雪期となる。

モデルの中での積雪のパターンは次のように表わされる。8月20日から10月30日までは一定の増加率で30cmの積雪となる。11月から4月末までは一様に増加して5cm増し、また5月中に5cmの積雪がある。

(表面のアルベド)

表面のアルベド α は、北極の熱と質量の収支において最も重要な因子であろう。アルベドの小さな変化ですら表面の融解量を大きく変えてしまう。

夏の氷表面のアルベドについては多くの観測があるが、表面の状態、例えば融水の池があったり、雪が残っていたりすることによって観測者ごとに異なっている。UNTERSTEINER は平均の値として 0.66 を示した。また、ソ連の観測値を整理した MARSHUNOVA (1962) は、その平均として 0.64 を得た。VOWINCKEL と ORVIG (1966, 1967) によると 0.45 である。このモデルでは、MARSHUNOVA の値を採用する (第2表の最下段)。



第6図 FLETCHER の熱収支による平衡状態に達したときの海水の温度、氷厚の年間パターン。(MAYKUT and UNTERSTEINER, 1969)

雪のカバーがあるときは、雪層の深さによってアルベドが変化する。しかし、詳しい情報がないので、モデル計算においては、アルベドを雪層の厚さと共に減少するものと仮定した。すなわち、

$$\alpha = \alpha_i + (\alpha_0 - \alpha_i) \frac{h}{h_0} \quad (12)$$

ここで、 α : は氷のアルベド (0.64), α_0 , h_0 は雪の融解が始まるときのアルベドと雪の厚さで、 α_0 として 0.84 が採用されている。

2. 計算結果とモデルの正当性

これまでに記してきた海氷モデルと、FLETCHER が示したパラメーター (第2表)、その他のパラメーターの値を入れて、初期氷厚が 340cm のときから計算を始める。平衡状態に達するまでに38年を要した。第6図に平衡状態における温度、氷厚の1年間における変化の様子が描かれている。横軸は時間、縦軸は厚さである。基礎方程式の中で、 w の項、すなわち、氷厚の変化に伴う氷の上方への移動を無視しているため、氷の上、下面是互に無関係に動いている。雪と氷の中の温度を示す数値は氷点下の値である。第3表には、平衡状態に達したときの年間の表面温度、氷厚、正味の放射量、両境界における伝導熱流量が、また1年間の氷の融解量、成長量が日付とともに記されている。これらの計算結果を実測値と比べよう。

第3表から、氷厚の最大値は 314cm、最少値は 271cm、年間平均は 288cm であるが、これらの値が、観測値に近いかどうかを調べることは、このモデルの正当性を論じるために必要である。漂流ステーションでの観測で、PETROV (1954) が平均値 3m を示し、UNTERSTEINER (1961) は1年間の厚さの変動が 315cm から 250cm までであることを実測している。この海氷モデルで用いられたデータの多くが、漂流ステーションで得られたものであることを考えると、計算値は観測値とよく合っていて、モデルは正当であると評価されよう。

質量の変化については、YANES (1966) のソビエトのデータによれば、平均融解量は 37cm である。アメリカの漂流ステーションでの観測からは、HANSON (1965) が 1957年から 1963年までの平均として 42cm を報告している。第3表は表面融解量が約 40cm で、観測された値に近い。

氷の底での氷の成長量、融解量については信頼できる測定がないので、この面からはこのモデルを評価できない。

第3表 FLETCHER の熱収支による平衡状態での計算値。(標準状態)

表示	変 化 量	Jan.	Feb.	Mar.	Apr.	May	Jun.	Jul.
$T_{s,o}$	雪表面の平均温度 (°C)	-30.98	-33.12	-31.85	-22.46	-9.44	-0.33	-0.10
$T_{i,o}$	氷表面の平均温度 (°C)	-17.95	-19.04	-19.18	-15.84	-9.71	-2.31	-0.10
H	平均氷厚 (cm)	281.7	289.0	296.6	304.1	310.3	314.0	296.1
$F_{c,o}$	表面を通る熱流量 (kcal/cm ²)	0.781	0.823	0.716	0.355	-0.022	-0.119	-0.042
$F_{c,h+H}$	氷底面を通る熱流量 (kcal/cm ²)	-0.580	-0.605	-0.623	-0.574	-0.448	-0.290	-0.135
$(1-\alpha)F_r$	正味の短波長輻射量 (kcal/cm ²)	0	0	0.406	1.893	3.129	4.395	4.959
$FL-\sigma T_0^4$	正味の長波長輻射量 (kcal/cm ²)	-1.967	-1.562	-1.814	-2.451	-2.200	-1.935	-0.903

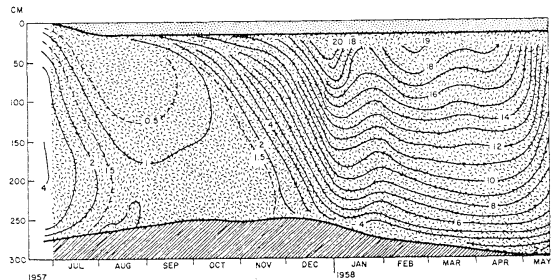
表示	変 化 量	Aug.	Sep.	Oct.	Nov.	Dec.	Year
$T_{s,o}$	雪表面の平均温度 (°C)	-1.12	-10.04	-20.37	-28.74	-30.28	-18.24
$T_{i,o}$	氷表面の平均温度 (°C)	-0.85	-6.24	-10.70	-14.84	-17.16	-11.16
H	平均氷厚 (cm)	278.1	272.8	270.8	270.7	275.0	288.3
$F_{c,o}$	表面を通る熱流量 (kcal/cm ²)	0.247	0.663	0.781	0.884	0.807	5.874
$F_{c,h+H}$	氷底面を通る熱流量 (kcal/cm ²)	-0.036	-0.004	-0.015	-0.257	-0.510	-4.065
$(1-\alpha)F_r$	正味の短波長輻射量 (kcal/cm ²)	2.710	0.605	0.085	0	0	18.181
$FL-\sigma T_0^4$	正味の長波長輻射量 (kcal/cm ²)	-0.984	-0.712	-0.781	-1.438	-1.592	-18.339

日付	開始	終了		
6月8日	雪の融解		表面での氷の融解量	40.1 cm
6月29日	氷の融解		底面での氷の融解量	5.1 cm
7月17日		底での氷の成長	底面での氷の成長量	45.2 cm
8月19日		表面での氷の融解	雪のない時期における短波長	
11月4日	底での氷の成長		輻射の表面透過量	1.291 kcal/cm ²

温度のプロファイルも計算結果を評価する基礎となる。UNTERSTEINER (1961) が観測した温度分布を第7図に示す。第6図と第7図を較べてみると、秋における氷中の温度を除いてはよく合っているように見える。また第4表では、いくつかの漂流ステーションでの26年間の平均表面温度 (HANSON, 1965) が計算値と比べられている。計算値は観測値よりも秋にやや低く、春にやや高くなっているが、年平均値は極めて近い。

モデルによる正味の輻射量の計算値は観測値とよく合う。MARSHUNOVA (1961) と FLETCHER (1965) によれば、短波長輻射は75°N では18.6, 90°N では16.9 kcal/cm²・year であり、正味の長波長輻射はそれぞれ-21, -19.4 kcal/cm²・year となっている。

平衡状態では、氷に入ってくるすべてのエネルギー流量の和は、氷から出ていく量の和と等しいはずであるが、

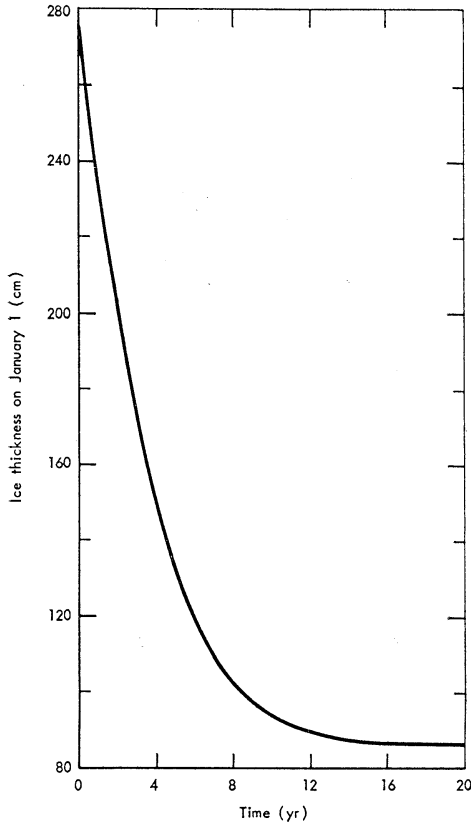


第7図 IGY ステーション Alpha で1956~1958年に得られた海水の温度分布。(UNTERSTEINER, 1961)

第3表によると、氷の板からは1年間に0.5 kcal/cm²だけ出ていく量の方が多くなっている。正しく0にならない理由は次のように説明される。ここでは、計算されていない三つのエネルギー源があって、これが余分の流

第4表 平衡状態の海水の表面温度 (°C) に対する観測値と計算値の比較。

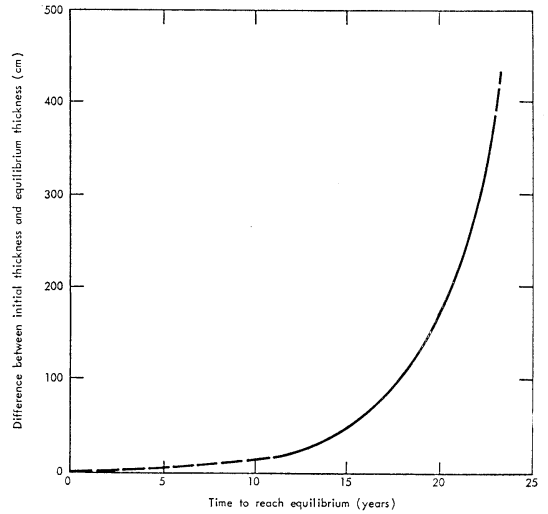
	1月	2月	3月	4月	5月	6月	7月	8月	9月	10月	11月	12月	年
観測値	32.6	33.9	31.9	25.4	11.8	2.1	0.1	1.6	8.8	18.0	26.3	30.8	18.6
計算値	31.0	33.1	31.9	22.5	9.4	0.3	0.1	1.1	10.0	20.4	28.7	30.2	18.2



第8図 F_w を 1.5 から $4.5 \text{ kcal/cm}^2 \cdot \text{year}$ に変えたときの、氷厚の変化を毎年1月1日の氷厚として表わしたもの。
(MAYKUT and UNTERSTEINER, 1969)

出エネルギーとつり合っている。その三つとは、

- i) 氷内部へ入りこむ短波長輻射のうち、氷に吸収されず氷を通して海へ入っていくもの。
- ii) 水中で放出される潜熱によるもの：氷の底で捕えられたブラインが、温度のより低い上方に移動していくときにブライン中で凍結を起こし、ブラインの体積を減らすことによる。
- iii) 雪が融水で飽和していて等温であるときは、氷と雪の境界では結氷点に保たれているので、伝導によって氷の中へ大量の熱が流れこむ。(第6図の $-1.0, -0.5, -0.25$ の等温線のステップに対応



第9図 $F_w = 4.5 \text{ kcal/cm}^2 \cdot \text{year}$ としたときの、初期氷厚と平衡氷厚の差の関数としての海水の反応時間。
(MAYKUT and UNTERSTEINER, 1969)

している。)

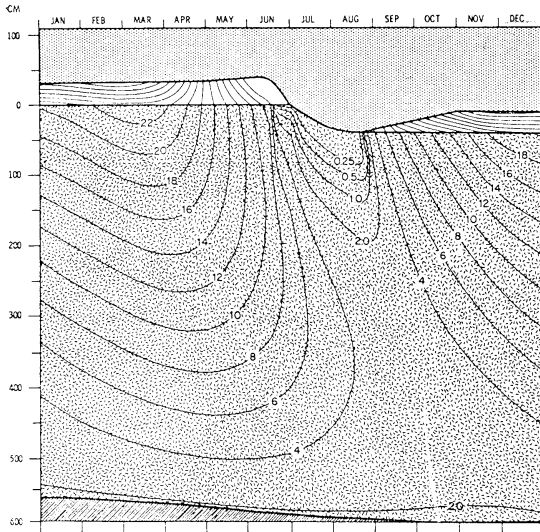
上に述べたように、入力データは不確実であるのに、このモデルによる海水氷像は測定値とよく一致している。そこで、この海水モデルとモデルを支える近似の仕方は正当であろうと考えられるので、このモデルを使って他の状況の下での海水氷像を調べる。

3. 海水の成長、融解にかかわる因子の効果

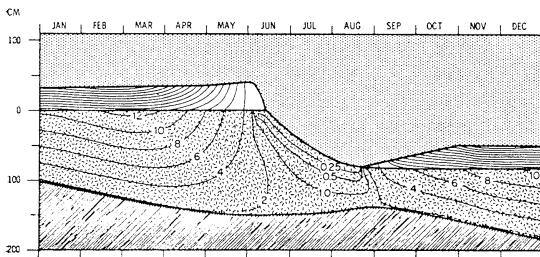
ここでは、調べられた多くの因子のうち、特に効果の大きい F_w, I_0, α についてだけ彼等の計算結果を示す。(海水の反応)

外部環境の変化に伴って、氷の厚さ、温度がどのように追従して変わるかを知るために、海水から氷に入ってくる熱流量 F_w を変えてみる。初期値として標準状態での値をとり、 F_w の値を 1.5 から $4.5 \text{ kcal/cm}^2 \cdot \text{year}$ に増し、対応する氷の厚さの変化を毎年1月1日の氷厚に代表させて追った(第8図)。また、初期の氷厚が最終的な平衡値と $10 \sim 400 \text{ cm}$ の違いがあるときに、平衡状態に達するまでの時間を第7図に示している。

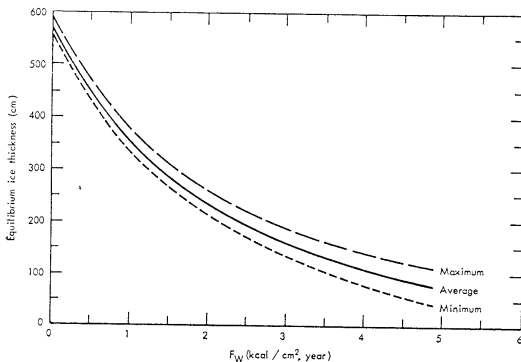
上面での質量と温度の変化は、氷や雪層中の温度勾配



第10図 $F_w=0$ のときの平衡状態における年間パターン。
(MAYKUT and UNTERSTEINER, 1969)



第11図 $F_w=4.5 \text{ kcal/cm}^2/\text{year}$ のときの平衡状態における年間パターン。
(MAYKUT and UNTERSTEINER, 1969)



第12図 海洋からの熱流量の関数としての平衡氷厚。
 $F_w(\text{kcal/cm}^2 \cdot \text{year})$
(MAYKUT and UNTERSTEINER, 1969)

にあまり大きくは影響されないが、底での質量変化はこれらの勾配から直接の影響を受ける。それ故、表面融解量は外部環境の変化に対してすぐ一定の値をとるが、底での氷の成長量はゆっくりと変化しつづける。
(海洋からの熱流量)

多くの氷期論では、海洋からの乱流熱流量の大きさが見積もられているが、いずれも憶測の域を出ない。それは、海水が F_w の値の変化に対してどれほどの変化を示すかということの量的な知識がないからである。ここでは、 F_w の変化に対する海水の反応を調べ、 F_w の最大限度と海水がいつも存在するための F_w の範囲を決める。

F_w の値を 0 と $4.5 \text{ kcal/cm}^2 \cdot \text{year}$ としたときの計算結果を第 10, 11 図に示す。また、第 12 図には F_w の値に対する氷厚の平衡値; 年間の最大値, 最小値, 平均値を描いた。現在の条件下では、熱力学的な氷厚変化の限界は 560 cm であり、また F_w が $6 \text{ kcal/cm}^2 \cdot \text{year}$ を越すと氷は融けてしまう。

表面の状態は海からの熱によって大きく変わることはない。氷表面の温度は氷厚 90 cm と 560 cm で 12°C も異なっているが、表面融解量にはわずか数 cm の差しかない。雪のない夏季では、表面を通る熱流量はいずれの場合にも同様で、夏季における温度勾配は氷厚によらず、主に透過する短波長輻射によってきまる。

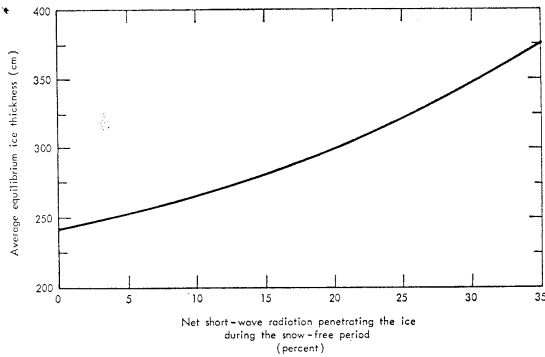
多くの観測から、氷の厚さは 250 cm から 350 cm の間であることが知られており、これは F_w が 1.0 から $2.0 \text{ kcal/cm}^2 \cdot \text{year}$ に相当する。他の入力データの不確かさが氷の厚さに与える影響も考えると、 F_w の値として確かな値を示すことは未だ不可能である。

(短波長輻射の侵入)

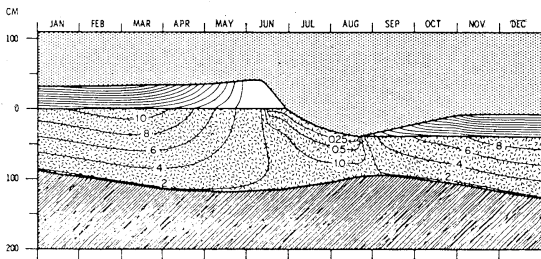
標準状態では I_0 を正味短波長輻射の 17% (約 $1.2 \text{ kcal/cm}^2 \cdot \text{year}$) と仮定する。 I_0 の割合を変えたときの氷厚の変化を第 13 図に示す。予想に反し、平衡の厚さは水中へ侵入する短波長輻射の量が増すにつれて増えている。この結果は次のように説明されている。正味の短波長輻射の量は一定にとられているので、水中に侵入していく量が増せば、表面で吸収される量は減ずる。表面での吸収量が減れば、表面融解量も減じ (I_0 が 0 から 34% に増すと融解量は 52.3 から 24.7 cm/year に減ずる)、水中に侵入した輻射は、氷全体を暖めるが、その大部分はブラインの濃度を薄めるのに費され、氷の温度上昇は少ない。それで氷厚は増すことになる。

(表面の変化)

煤煙などの黒い物質で表面がおおわれているときには、表面アルベドは低下する。夏季の短波長輻射量が、



第13図 雪のない時期で、水中に侵入した正味短波長輻射量のパーセンテージの関数としての平衡状態における平均氷厚。
(MAYKUT and UNTERSTEINER, 1969)



第14図 表面アルベドを7月から8月までの間10%減。
(MAYKUT and UNTERSTEINER, 1969)

アルベドの低下により氷の表面、内部へ侵入することによって融解量が増える。6月のはじめから積雪の始まるまでの間、アルベドを10%低下させたときの平衡状態が第14図に示されている。正味の短波長輻射が $4 \text{ kcal/cm}^2 \cdot \text{year}$ だけ増したので、表面融解量は2倍になり、底面での融解量は3倍になる。 I_0 は $1 \text{ kcal/cm}^2 \cdot \text{year}$ だけ増した。平衡氷厚は約 100 cm である。さらにアルベドを20%減ずると、氷は平衡状態に達することなく、3年目の夏には消えてしまう。

3. MAYKUT と UNTERSTEINER の海水モデルの評価と、将来に残された問題

数値シミュレーションによって海水の熱的性質と成長、融解に関係する多くの因子の効果を、いくつかの仮定の下で予測できるようである。入射エネルギーを与えた場合の氷の厚さ、温度分布、海水面からの流出エネルギーの間の込み入った関係を図によって表わすことができた。このようにして、外部パラメーターが漂流ステー

ション以外の場所でどのような値をとるか、だいたいの見当がつけられるようになった。その結果、今後の観測にあたって、あらかじめ、どの量をどの程度の精度で測ればよいか、あらかじめ見通しを立てることができる。

北極海での実測データは、いくつかの漂流ステーションや探險、観測船、最近では人工衛星、原子力潜水艦などで得られているが、困難な条件下では時間的にも空間的にも限られている。そのため、北極海についての議論や氷期論の多くは定性的な憶測で、推論の域を脱しなかった。MAYKUT と UNTERSTEINER の海水モデルによる計算に用いられたデータも、限られたいくつかの測定値、計算値の中から最も確実性のある平均的な値が選ばれているが、測定値や計算に用いた基礎データの多くが漂流ステーションでの値であるので、標準状態が漂流ステーションの実測値に近いのは当然であるとも思われる。例えば、VOWINCKEL と ORVIG の与えたデータを用いて計算すると、5年目の夏には氷がすべて融けてしまう結果がでている。この原因が、VOWINCKEL と ORVIG の測定値が不相当であったのか、あるいはこの海水モデルが他の地域での海水の熱収支を表わすことが出来ないのかの判断は難しい。そして、この問題は、標準状態、すなわち漂流ステーションで得られたような測定値がはたして北極海の海水を代表できるものかどうかという疑問へと発展する。LYON (1961) は、潜水艦による氷厚測定で $4 \sim 5 \text{ m}$ をその平均としている。また、同じく潜水艦による測定で、WITTMANN と SCHULE (1966) は氷厚 2 m が最も頻繁に観測されたと報告している。彼等の測定には氷丘脈や新しい氷の部分が含まれているであろう。同じく、WITTMANN と SCHULE によれば、北極海の中央では年間を通じて開水面が10%程に達しており、海洋と大気との間の熱交換はほとんどすべてこれらの領域だけで行なわれている。10%という数字が大きすぎるとしても、冬においても1~2%の開水部が存在するという事は、COACHMAN (1966) も述べており、海水部を通じての海水と大気との間の熱交換は氷のカバーのある領域での熱交換に比べて2桁も大きいと推測されていることを考え合わせると、このモデルの有効性を論ずるには北極海への海水分布についての観測が必要である。さらに、いくつかの改良すべき点モデル自身にもある。データの少なさに加えて、海水の周囲の物理的過程についての研究が未だ十分に進んでいないために、モデルを作るときにいくつかの基本的な仮定をせねばならなかった。海洋からの熱流量 F_w の値、大気との潜熱、顕熱の交換量 F_l , F_s は外部パラメ

ーターとして与えられているが、これらは氷の下での対流、海水の流れによる熱の移流、また積雪あるいは氷表面附近の気温、湿度、風速等の海洋および気象の要素で表わすことが必要である。これらの境界現象が正しく記述されることが北極海のみならず、全地球的なスケールでのシミュレーションを行ない、はじめに記した FLETCHER の間に答えるためにも必要である。

融雪による下向きの熱流量や、いろいろな条件下での水中の塩分の分布の違い、融水池による熱の貯蔵などについても十分な考慮が必要である。融雪期において、融雪の表面アルベドを雪層の厚さと比例するように仮定されたが、厚さが数 cm を越えるとアルベドが大きくは変化せず、値も仮定されたものより小さくなるのではないかと思われるが、もしそうであれば、雪層の融雪は早まり、以後の氷の様子が大幅に違ってくるであろう。7月においては、融水池は表面の 20~40% を占めると言われる。この融水池ではアルベドが低く (0.2), 7月から8月にかけて裸の氷表面より 10 kcal/cm² 多い 17 kcal/cm² の輻射を得る。また、40 cm の深さの融水池が全部凍結するまでには、3 kcal/cm² の熱が放出され、氷上部を暖め底での融解を長びかせる。

この海水モデルの大きな弱点の一つは、海水が一度消えてしまうと、その後については何も記述できない点にある。また、非常に薄い氷、おそらく 50 cm 以下の氷に対しては、正しく適用されないであろう。先にも触れた様に、海面の部分が数パーセント存在するという事実は、海面から海水が成長する速さがごく初期を除いては遅く、3 m 以上の氷にまで成長するまでにはかなりの年数を要することを考えると、氷でおおわれた部分の中でも、このモデルより薄い海水の占める部分も決して少なくないことが考えられる。そして、これらの薄い氷は、力学的作用に対して脆く、漂流や変形のパターンも様々で、水平な方向の一様性は失われる。このモデルは、水中の力学的なストレスを考えていないので、氷の変形、漂流、開氷部、また 20~30 m にも達する氷丘脈等を、どのように取り扱ったらよいか、という問題には全く触れていない。

このように、今後数多くの難問を残しながらも、大気と海洋との間に存在し、太陽輻射を受け、外界の状況の変化に敏感に対応する北極海の海水の熱収支を総合的に論じたこの研究は、これまでの個々の研究の統合のみならず、今後の発展への足掛りとして役立つことであろう。

本稿の作製にあたって、高野健三博士に御指導を頂き、田畑忠司教授と北大低温科学研究所の海洋部門の皆さんにお世話になったことを感謝致します。

参 考 文 献

- ABEL, G. (1892): Measurement of snow density at Ekaterinburg during winter of 1890-1891. *Academia Nauk, Memoirs*, 69.
- AMBACH, W. and H. L. HABICHT (1962): Untersuchungen der Extinktionseigenschaften des Gletschereises und Schnees. *Arch. Meteorol. Geophys. Bioklimatol. B*, 11, 512-532.
- BADGLEY, F. I. (1961): Heat balance at the surface of the Arctic Ocean. *Proc. Western Snow Conf.*, Spokane, Washington, 101-104.
- BRYAN, K. (1969): Climate and the ocean circulation: III. The ocean model. *Mon. Wea. Rev.*, 97, 806-827.
- COACHMAN, L. K. (1966): Production of supercooled water under sea ice formation. *Proceeding of the Symposium on the Arctic Heat Budget and Atmospheric Circulation* (J. O. FLETCHER, ed.), The RAND Corporation, Memorandum RM-5233-NSF, December 1966, 497-529.
- CRARY, A. P. (1960): Arctic ice island and shelf ice study. *Scientific Studies at Fletcher's Ice Island, T-3, 1952-1955*, 3, GRDAFCRC. *Geophysics Research Paper* 63.
- DORONIN, Yu. P. (1963): On the heat balance of the Central Arctic (in Russian). *Proceedings of the Arctic and Antarctic Scientific Research Institute*, 253, 178-184, Leningrad.
- FLETCHER, J. O. (1965): The heat budget of the Arctic Basin and its relation to climate. The RAND Corporation, Santa Monica, R-444-PR, October 1965.
- HANSON, A. M. (1965): Studies of mass budget of Arctic pack-ice floes. *J. Glaciology*, 5, 701-709.
- KELLOGG, W. W., K. J. K. BUETTNER and E. C. MAY (1964): Meteorological Satellite observations of thermal emission. The RAND Corporation, Santa Monica, California, RM-4392-NASA, December 1964.
- LILIEQUIST, G. H. (1965): Energy exchange of an Antarctic snow field. *Scientific Results of the Norwegian-British-Swedish Antarctic Expedition*, 3, Norsk Polar Institut, Oslo.
- LYON, W. (1961): Ocean and sea ice research in the Arctic Ocean. Translation by New York Academy of Science, Series II, 23.
- MALMGREN, F. (1927): On the properties of sea ice. *The Norwegian Polar Expedition "Maud"*, *Scientific Results*, 1a: 5, 1-67.

- MANABE, S. and K. BRYAN (1969): Climate calculations with a combined ocean-atmosphere model. *J. Atmos. Sci.*, **26**, 786-789.
- MARSHUNOVA, M.S. (1961): Principal characteristics of the radiation balance of the underlying surface and of the atmosphere in the Arctic. (in Russian). *Proc. Arctic and Antarctic Res. Inst.*, 229, Leningrad. (Translated by the RAND Corporation, RM-5003-PR, 1966).
- MAYKUT, G. A. and N. UNTERSTEINER (1969): Numerical prediction of the thermodynamic response of Arctic Sea Ice to environmental changes. Memorandum RM-6093-PR, November 1969.
- MELLOR, M. (1965): Optical measurements of snow. CREEL Research Report 169, Hanover, New Hampshire.
- ONO, N. (1967): Specific heat and heat of fusion of sea ice. *Physics of Snow and Ice*. Vol. I. Institute of Low Temperature Science, Hokkaido, Japan, 599-610.
- PANOV, V.V. and A.O. SHAPAIKHER (1964): Influence of Atlantic waters on some features of the hydrology of the Arctic Basin and adjacent seas. *Deep-Sea Research*, **11**, 275-285.
- PETROV, I.G. (1954): Physical-mechanical properties and thickness of the ice cover. Observational data of the Scientific-Research Drifting Station of 1950-1951, 2:6. (Translation for GRD by American Meteorological Society under contract AF (604)-1936).
- SCHLEIKIN, V. V. (1956): *Fizika morya* (The Physics of the Sea). Moskva, Izdatel'stvo Akademii Nauk, SSSR.
- SCHWARZACHER, W. (1969): Pack ice studies in the Arctic Ocean. *J. Geophys. Res.*, **64**, 2357-2367.
- SCHWERDTFEGER, P. (1963): The thermal properties of sea ice. *J. Glaciology*, **4**, 789-807.
- TIMOFEEV, V. T. (1968): An approximate determination of the heat balance of Arctic Basin waters (in Russian). *Problemy Arkitiki*, **4**, 23-28. (Translation for AFCRC by American Meteorological Society contract AF19 (604)-1936).
- UNTERSTEINER, N. (1961): On the mass and heat budget of Arctic sea ice. *Arch. Meteorol. Geophys. Bioklimatol.*, **A**, **12**, 151-182.
- UNTERSTEINER, N. (1964): Calculations of temperature regime and heat budget of sea ice in the Central Arctic. *J. Geophys. Res.*, **69**, 4755-4766.
- VOWINCKEL, E. and S. ORVIG (1966): Energy balance of the Arctic V: The heat budget of the Arctic Ocean. *Arch. Meteorol. Geophys. Bioklimatol.*, **14**, 303-325.
- VOWINCKEL, E. and S. ORVIG (1967): Climate change over the Polar Ocean, I.: The radiation budget. *Arch. Meteorol. Geophys. Bioklimatol.*, **15**, 1-23.
- WETHERALD, R. and S. MANABE (1972): Response of the joint ocean-atmosphere model to the seasonal variation of the solar radiation. *Mon. Wea. Rev.*, **100**, 42-59.
- WITTMANN, W.I. and J.J. SCHULE (1966): Comments on the mass budget of Arctic pack ice. *Proceedings of the Symposium on the Arctic Heat Budget and Atmospheric Circulation*, The RAND Corporation, Santa Monica, California, RM-5233-NSF, 215-246, December 1966.
- YANES, A.V. (1962): Melting of snow and ice in the Central Arctic. *Problemes of the Arctic and Antarctic*, No. 11, Leningrad. (Translated for AINA, May 1966).

資 料

第2回海洋学史に関する国際会議

—Challenger 号航海百年記念祭—に出席して*

根 本 敬 久**

The Second International Congress on the History of Oceanography, Challenger Expedition Centenary

Takahisa NEMOTO

第2回海洋学史に関する国際会議は、1972年9月12日～20日の間、連合王国スコットランド、エジンバラ市において開催された。会議名は、「Second International Congress on the History of Oceanography」である。会議の概略は、既に日本海洋学会誌第29巻第1号に報告したが、以下帰路訪問したドイツ共和国 Kiel 大学海洋研究所、およびスペイン国のバルセロナにある水産研究所、およびタイ国のチュラロンコン大学の海洋学科の若干の紹介も含めて、ここに述べることにする。なお、この会議に出席の機会を与えられた、会議の「海表層の生物」部会のコンピーナー、J. H. FRASER博士、出席に関して多くの御配慮を頂いた日本水産学会、日本学術会議の関係各位に厚く感謝の意を表す。

海洋学史に関する国際会議は、1966年 Monaco において開催されたのが第1回であり、この会議の Proceedings は、Monaco 海洋研究所彙報(1968年特別号)として3分冊になり出版されている。第1回海洋学史に関する国際会議は参加17ヶ国、参加学者は175名に達し、57編の論文が提出された。日本からの参加はなかったが、IAEA に所属する深井博士が Monaco 籍で出席している。

第2回海洋学史に関する国際会議の公告が行われたのは、日本においてはおそらく1970年、「The Ocean World」の時であったと記憶する。以後、4回の回状を配布して、この会議は具体的に煮つめられた。

会議は、組織委員会によってその大綱が定められたが、委員長は J. B. TAIT 博士であり、委員の中には M. YONGE 卿、G. DEACON 卿、C. E. LUCUS 博士、R. I. CURRIE 氏ら16名で構成されていた。後援賛助委員会は、エジンバラ公が名誉総裁になり、Challenger 号に乗船した科学者の子孫、スコットランド、エジンバラ市、ロンドン王立学会、エジンバラ王立学会、スコットランドの各大学の学長らが参加している。

スコットランドは、Challenger 号ゆかりの地が多い。エジンバラ市が29年にわたって、Challenger 号の資料を基にした活動で、海洋生物学者のメッカとなったことは、良く知られている所である(この項、宇田、世界海洋探検史による)が、第2回国際海洋学史に関する国際会議のプログラムは、特に数ヶ所をあげて参加者に解説した。

その一つにあげられたものは、'Wyville Thomson Memorial Window' である。これは、エジンバラ市より20哩の近郊にある Linlithgow にある St. Michael 教会にあり、Queen Mary のゆかりの城のすぐかたわらにある。この Linlithgow にある宮殿で Queen Mary は生まれたのであるが、この城は今でも裏の湖を静かに見下ろしながら横たわっている。この記念窓は教会の奥、右手に Challenger 号の船形を含めた美しいステンドグラスがはめ込まれた所になる。

Challenger 号の報告が編集された建物は、今事務所としてなお使われており、エジンバラ市の Queen Street にある。J. MURREY 卿の家は Challenger lodge と呼ばれ、現在では身体障害児童の家となってい

* 1973年7月14日受理

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

る。

Challenger 号が世界の海洋に大探検を行った経緯については、多くの紹介が行われており、最近日本語で書かれたものでも、宇田道隆著（世界海洋探検史）、元田茂（海洋科学、Vol. 2, No. 6）、寺田一彦（海洋科学、Vol. 2, Nos. 9, 10）らの報文があるのでここでははぶきたい。しかし、会議のプログラム中にも記された如く、この航海の資料の研究に、この時代としては多くの国際交流が行われたことは、更に特記されねばならないだろう。

会議は9月12日午後、エジンバラ市の Usher Hall において開会式と記念講演が行われた。この開会には一般の参加者も会場をうずめ、次の四つの講演が持たれた。

Maurice YONGE 卿——Challenger 号の探検航海の発端とその意義

Daniel MERRIMAN 博士——海洋の挑戦者達

Harold L. BURSTYN 博士——巨大科学組織の先駆者
Challenger 号の探検航海とその報告

Anthony E. RITCHIE 博士——エジンバラ市の科学および医学における位置

9月13日より、エジンバラ大学の講演会場を使って行われた。又、最終日は同じく Appleton Tower 講演会場において行われた。この会議の参加者は大よそ、日本4名；連合王国140名；アメリカ合衆国35名；ソ連邦25名；カナダ14名；西ドイツ7名；フランス5名；オランダ5名；オーストラリア4名；イタリア4名；エジプト3名；メキシコ3名；フィンランド3名；ノールウェー3名；南アフリカ2名；東ドイツ2名；ニュージーランド2名；モナコ3名；トルコ1名；スイス2名；韓国1名；スペイン1名；ユーゴスラビア1名；イスラエル1名；インド1名；タイ1名；アイルランド1名；デンマーク1名；FAO 1名；WMO 1名；ICES 1名、その他4名、計282名、27ヶ国、3機関に達した。このほか、同伴者73名があり、日本4名は、日高孝次東大名誉教授、宇田道隆東海大学教授、三沢氏（東海大学）、および私であった。なお、宇田教授は水産研究の部会で、「Historical Development of Fisheries Oceanography in Japan」、私は「表層の生物」の部会で、「History of the Research into the Food and Feeding of Euphausiid」と題して、それぞれ講演を行った。

出席者の中には、J. A. ADAMS, Mck. BARY, T. H. BUTLER, R. I. CURRIE, M. V. ANGEL, J. M. COLEBROOK, D. H. CUSHING, P. M. DAVID, R. O. FOURNIER, P. FOXTON, F. C. FRASER, A. C. HANDY,

P. J. HERRING, D. E. HURLEY, L. T. JONES, A. R. LONGHURST, S. M. MARSHALL, N. B. MARSHALL らの Plankton 研究者が出席し、私にとって楽しい会議であった。ほかに、S. JEFFREY, J. A. ALLEN, H. J. FLUGER, G. HEMPEL, J. H. DAY, R. FRASSETTO, J. W. HEDGPETH, R. JOHNSTON, C. E. LUCUS, A. MCINTYRE, R. J. MENZIES, D. MERRIMAN, A. MUNRO, B. B. PARRISH, P. E. PURVES, G. A. ROBINSON, F. E. ROPER, E. de ROSA, J. H. STEELE, M. YONGE らの生物学者も出席した。ほかにも、BOWDEN, CALVERT, D. E. CARTWRIGHT, DEACON, R. H. FLEMING, T. F. GASKEL, E. D. GOLDBERG, G. H. KESTEVEN, H. W. MENARD, A. S. MONIN, J. B. TAIT, K. VOIT, A. E. J. WENT らが出席していた。

講演は次の11部会に分かれて行われた。

1. 海洋学の創始者達

コンピーナー：M. YONGE 卿（講演数7）

2. 海底

コンピーナー：S. E. CALVERT 博士（講演数9）

3. 深海の開発と研究

コンピーナー：G. DEACON 卿（講演数12）

4. 気象学

コンピーナー：H. CHARNOCK 博士（講演数3）

5. 海洋、大気循環

コンピーナー：J. C. SWALLOW 博士（講演数3）

6. 物理学と化学

コンピーナー：J. H. STEELE 博士（講演数12）

7. 航海と海図

コンピーナー：G. S. RITCHIE 海軍少将（講演数10）

8. 海洋における生存と健康

コンピーナー：S. MILES 海軍軍医少将（講演数6）

9. 深海の生物

コンピーナー：J. A. ALLEN 博士（講演数8）

10. 表層の生物

コンピーナー：J. H. FRASER 博士（講演数9）

11. 水産研究

コンピーナー：C. E. LUCUS 博士（講演数8）

講演論文は、すべて Proceeding of Royal Society of Edinburgh B-72, B-73 巻に印刷され、会場で配布された。刊行された Proceeding の中に見られる生物関係の興味あるものをいくつか記すと次の如くなる。

Canada の Dalhousie 大学、海洋研究所の MILLS 博士は STEBBING 博士について語った。STEBBING 博士は Challenger 号の採集した端脚類、特に深海の各種につ

いて大報告を完成した生物学者である。しかし、MILLS 博士はこの研究を批判者の立場からとらえ、Challenger 号の研究における STEBBING の意義を検討した。Challenger 号の採集した深海の端脚類は、その採集器具の不充分さから必ずしも多くない。特に小型の深海底棲種についての知識は、近年20年来のものである。深海の端脚類の分類研究について STEBBING は進化の論証を折り込まなかった。この点、彼が種の配列や区分により関心を持ち、進化論的な考察や形態の分化にあまり考慮を払わないと同時代の学者、例えば CALMAN により批判されている。MILLS 博士は北大西洋における彼の研究に基づき、Challenger 号の研究航海がたとえ成功であったとしても、深海生物の研究は生化学、高圧下の生物生理学および遺伝学の進歩なしには達せられないとし、現在より優れた研究が完成されるべきであると考えた。これは、MILLS 博士が G. RILEY, H. SANDERS, R. HESSLER 博士らの学風に強い影響を受けている所からもうかがわれる。

Yale 大学の MERRIMAN 博士は、St. Andrews 大学の W. C. MCINTOSH 博士について語った。St. Andrews 大学は Scotland において伝統ある大学とされており、スコットランドの海洋生物学の研究史には必ず登場する。MCINTOSH 博士は、海産の環形動物(特に紐形動物で当時はこの類に含まれていた)に関するものであった。また、水産生物学に関しては、ピーム・トロール漁業のスコットランド海洋漁業に対する影響を研究した際、浮遊卵や水産魚類の幼生の詳細な記載を行うことになった。彼の海洋生物の研究は、記述的な面が多いとは言え、法則と研究に関する優れた洞察は脈打っていたと言える。

Aberdeen の海洋研究所の JOHNSTON 博士は、Pütter の理論について語った。1907 年に発表された2論文、'The nutrition of aquatic animals', 'Organic matter in the sea' に彼の主張は明らかに見られるが、彼の良き研究助力者 RANSON (パリ科学博物館) は、「水生の生物は彼等の必要な栄養要求量を彼等の所有する手段では捕食できない。水中には膨大な溶存体の物質があって、これこそ動物の要求量を支えるに充分である。水生動物の基本的な栄養要求は溶存体物質から得られ、プランクトン体のものは第2義的なものである。水生動物はこれらの溶存物質を消化管のみでなく体表層、特に鰓のような単純な器官で吸収する。」と述べた。この Pütter の理論につき現在までに得られた成果を述べた後、JOHNSTON は多くの新しい研究と Pütter の学説とを結

ぶ思考を認めることができると述べ、Challenger 号の研究における先駆者の精神は現在も生きていと述べた。

スコットランドの Danstaffnage 海洋研究所の R. CURRIE 氏は、「Quantitative investigations in marine biology」と題して語った。ここには、人間が海洋の生物に興味を持ち始めて以来の過程にふれると共に、いくつかの飛躍的なそのステップ、例えば、HENSEN, FLEMING, RILEY, HARVEY, BEVERTON, MARGALEF, STEEMAN-NIELSEN らの業績にふれ、KELVIN の語を引用し、「もし主題を測定出来、数で表現できるならばそのものを何か知ることができるが、測定不可能で数で表現できないものについての知識は、貧しく不完全なものとなる。」との語で結んだ。

同じ研究所の C. EDWARDS 博士は、くらげ類やヒドラくらげ類の優れた研究者であるが、昨年瀬戸臨海実験所を中心に開かれた学会にも出席した。くらげ類の研究史は、言わば記述的な研究が多かったと一般には考えられるかも知れない。しかしながら、現在迄に秀れた海洋生物の研究者は、この類の海洋の生態系における重要性について絶えず言及していた。EDWARDS 博士の研究室では、今若い大学院学生が小さな実験皿を数百並べて、ヒドラくらげの生態、その餌料要求量、変態再生産等についての研究を進めている。この様な研究が、絶えず世界のどこかで進められていることを考えることは楽しいことである。

西ドイツ、Kiel 大学の H. FLÜGEL 博士は、19世紀における海洋生物の高圧下の研究につき語った。深海において、生物がなお多数生存していることがより明らかにされたのは、19世紀後半においてであるが、特に Challenger 号の探検航海は深海の生物について多くの知見をもたらした。これに刺激されて、フランスの CERTES, REGNARD らは、1880年代に実験室において高圧の海洋微生物に対する影響を研究した。これらの研究においては、イソギンチャクは 1,000 気圧、1時間の被圧下においても生存するが、脊椎動物は 250~400 気圧においても死亡する。この様な素朴な研究に始まった海洋生物の高圧下の科学は、現在著しく進展を遂げたとは言え、研究対象となった生物は、容易に試料の得やすい浅海の生物種に限られる。熱帯や亜熱帯の深海種は表層に引き上げられた際、低圧と高温で死亡する。温度のみの観点からは、高緯度において実験動物を採集すれば良いわけであるが、圧力の点から言えば特殊な採集器具が必要となる。しかし、研究された対象生物は主に動物プランクトンが中心となり、深海底の底棲生物を対象と

した採集器具は、現在は見当たらない。この点は、今後深海潜水艇よりの直接採集により解決されようが、今後も深海の底棲生物の高圧下の生態生理学がより進められることが望ましいと結んだ。

英国国立海洋研究所の P. FOXTON 博士は、遊泳性えび類の一属、*Acanthephyra* の垂直分布について発表した。英国国立海洋研究所では南極海洋学に優れた貢献をした後、近年は SONDA 航海（1年のうち9月、10月、11月、12月に北大西洋東南部に研究航海を持ってから、こう名付けられた）により多くの試料を収集している。彼が論文中に述べた如く、1819年より1894年の間に Challenger 号の研究航海も含めて、*Acanthephyra* 27 種の内、18 種が記載されており、Challenger 号の採集標本による BATE の研究報告は重要であった。この研究以降、特に KEMP によって多くの水平分布に関する知見が加えられた。しかしながら、垂直分布に関してはその採集器具の不充分さから、研究の進展は微々たるものであった。1950年代より、Isaacs-Kidd Midwater Trawl および開閉式のバケットや Rectangular Midwater Trawl の開発により、効果的な採集が行われるようになった。この結果、中深層種はそれぞれ南北線に沿う水温傾斜面にそって、その分布深度を変えている点が明らかにされ、北大西洋種と中央および南大西洋種は、ほぼ 19°N の緯度附近で分布が分れていることが明らかにされた。

水産研究の部会でも、宇田教授の発表を含めて興味のある報告が多かった。中でも D. H. CUSHING 博士の報告は、内容と共に極めて格調の高い講演であったと記憶する。

今回の Challenger 百年祭を記念して、各国から研究船が Leith 港に入港し、会期中公開された。次の各船である。

H.M.S. Hecate (連合王国); F.R.S Scotia (連合王国); H.N.M.S. Snellius (オランダ); R.V. Meteor (西ドイツ); R.V. Akademik Kurchatov (ソ連邦)

このうち、オランダの Snellius 号については私は見学できず資料を持たないが、ほかの4研究船はそれぞれ訪問して船内を見学する機会を持った。

Hecate 号は、連合王国の海軍水路部に属する調査船で地重力、地磁気等の Survey をする任務についている。地磁気等の測器は図に示される様に曳航する潜水ボート内に内蔵されており、すべて電子計算機でデータ処理される。この船の船型は、NIO (英国国立海洋学研究所の研究船 Discovery 号) と同じ船型である。

スコットランド、Aberdeen の水産研究所の Scotia 号は昨年進水した研究船であるが、アイスランドと連合王国の間に起った「タラ戦争」のため、Leith 港につながれ、病院船として使われている。その大きい実験室も、計算機室も病院としての機能を見せつつあるのを見て、感無量であった。この船は水産研究のため、船尾トロール形式の漁船型船であるが、バーを一隅に持つサロン等も備えている点が面白い。

Meteor 号は西ドイツの誇る研究船で、IIOE 参加以来西アフリカ沖、大西洋国際共同海洋調査等で有名である。

1964年、Bremenhaven のドックで竣工した。西ドイツ科学省により建造された Meteor 号は、西ドイツ科学協会 (German Research Association) と水理学研究所 (German Hydrographic Institute) とによって、交代で隔年に研究航海を持つ。この計画は Hamburg にある水理学研究所でたてられる。Meteor は、1925~1927年の大西洋研究航海、1928年から1938年にかけて Iceland, Greenland の海域の航海、北大西洋の 1937, 1938年の研究航海等で著名な Meteor 号を記念してつけられたものである。

この船は写真で見ると見る如く、船尾トロール形式の船であるが、全長 82 m, 全幅 13.5 m, 総トン数 2,615 トンである。ディーゼル・エレクトリック 2,000 馬力を備え、最高速力 14 ノット、巡航速力 12 ノットで、12,000 哩航行可能である。研究者 24 名と船側 55 名を乗船させることが可能である。

12,000 m のワイヤーを持ち、ほかに研究室は 15 あり、水槽室も備えてある。また、ヘリコプター用のデッキもあり、海上気象調査のための気球もここにつながれる。この船は、300 km の能力を持つ気象レーダーを備えている。これはハンブルグにある海洋気象台によって管理される、五つの海洋ステーションの一つとなっている。

ソ連邦の Akademik Kurchatov 号は大型の研究船であり、南極洋のおきあみ、*Euphausia superba* を生物資源として開発する研究航海を行ったこともある。今回は、アフリカ沖に主として物理的観測を行った帰りであり、海洋生物関係の興味ある研究機器等は少なかったが、一タレセプションが行われ多くの研究者が参観した。

Challenger 号の記念祭にふさわしく、連夜レセプションが開かれ、大学、王立学会、エジンバラ城、研究船等に多くの参加者が招待された。王立学会集会室を使用しての一夕には、優雅なスコットランド・ダンスが披露され、

拍手をあげた。

× × × ×

西ドイツ Kiel にある海洋研究所 (Institut für Meereskunde) は、1870年 V. HENSEN および K. MÖBINS が Kiel 大学で講義を行い、また、海洋研究のための実験所を設立して以来、続いて研究を行っている。V. HENSEN は、プランクトン (plankton) なる語を作った人としても著名である。

第一次世界大戦後、1925-1927年の Meteor 号による大西洋研究航海には、G. DIETRICH 博士が若き科学者として参加したが、DIETRICH 博士は1959-1968年にかけて、この研究所の所長の位置にあり、東京で1970年開かれた、「海の世界」の際に来日した。この Meteor 号の業績は、A. DEFANT 博士によって編集され、30巻におよぶ Meteor 号報告として刊行されたが、この偉業を手伝った、G. WÜST 博士と H. WATTENBERG 博士は、共にこの研究所の所長となり、発展に力を尽くした。

第二次大戦中も研究所の仕事は続けられたが、1944年7月空襲により建物は失われ、H. WATTENBERG と9人の所員は死亡した。この研究所の建物は、Kiel Fjord の岸にあったバンガローを利用したものであった。

第二次大戦後、G. WÜST 博士が所長になり、Kiel Fjord の西岸に新しい実験所を設立した。これは、Kiel 大学の動物学科、海洋植物学科が近くにあり、この Hohenbergstraße は好適な場所であった。研究所は、Schleswig-Holstein 政府およびドイツ連邦 Forschungsgemeinschaft によって支えられ、また、英国海軍の CARRUTHERS 博士らによって、前海軍の 'Südfall' 号が研究所の研究船の1隻として活躍している。

1972年に、10の部門を収容可能な研究所の建築が、Kiel Fjord の辺に完成した。この新研究所に、それまで分散していた各研究部門が集まることになる。

研究所の組織は次に示される如く、Physical Oceanography と Biological Oceanography とに2大別され、それぞれ5研究部門が所属する。研究者50名を含んで150人の所員がおり、ほかに約95名の大学院学生および学生がいる。出版物としては、1936年以降の 'Kieler Meeresforschungen' がある。次に Physical Oceanography 関係の主な研究者をあげる。

Regional Oceanography—G. DIETRICH 博士
Theoretical Oceanography—W. KRAUSS 博士
Marine Physics—G. SIEDLER 博士, G. KRAUSE 博士
Maritime Meteorology—F. DEFANT 博士
Marine Chemistry—K. GRASSHOFF 博士

また、Biological Oceanography の部門には、

Marine Botany—F. GESSNER 博士, W. SCHRAMM 博士
Marine Zoology—C. SCHLIEPER 博士, H. FLÜGEL 博士, L. BÉRESS 博士
Fisheries Biology—G. HEMPEL 博士, J. KINZER 博士, W. NELLEN 博士
Marine Planktology—J. KREY 博士, J. LENZ 博士, R. WEIGMAN 博士, B. ZEITZSCHEL 博士
Marine Microbiology—G. RHEINHIMER 博士, J. SCHNEIDER 博士

研究所に所属する研究船は3隻あり、先に述べた船が Hermann Wattenberg となり (84トン)、Alkor 号 (230トン) および Sagitta 号 (11トン) もあり、北海およびバルチック海の研究にあたっている。Alkor 号は、1968年デンマークのオーフスにおいて開催された、「海洋の食物連鎖に関するシンポジウム」に、多くの科学者をのせて来会した。

× × × ×

スペイン国の Ramon MARGALEF 博士に会うべく、初めてスペインを訪れた私は、短かい数日を過ぎたマドリッドと共に、同博士に会ったバルセロナの半日は、今でも強く印象に残っている。MARGALEF 博士の所属する研究所は、水族館の裏側と2、3階を用いたもので、大規模なものではない。MARGALEF 博士の室もやや手狭なもので、ここであの優れた論文を書き続けてきたことが意外な感ずらす。MARGALEF 博士は、今プランクトン研究グループの長として同所で研究を行っているが、以前はバルセロナ大学の教官もかねていた。現在でも、バルセロナ大学の学生がこの研究所に来て研究を行っているが、学生数は多くない。この研究所では、現在 Dakar を基地として調査船 Cornide de Saavedra 号 (50m 長) を使って、西アフリカ沿岸域の湧昇流域の研究を行っている。

MARGALEF 博士は、この湧昇流域の植物プランクトンの量的研究を行っている。現在でも、ルゴール液固定を行った、ミクロプランクトン各種の計数を行っている。この際ロリカのある Ciliata と、ない Ciliata をそれぞれ分けて計数し、植物プランクトン現存量との相関関係を求めていた。これは、湧昇域の動物プランクトンと植物プランクトンの一次的な関係をみる有力な手段になると MARGALEF は考えている。この西アフリカ沖の湧昇域は西ドイツ、ソ連邦等も力を入れて研究を行っており、先に述べた Meteor 号も研究に参加して、国際共同調査

的な観を呈している。このような観点から湧昇流域の問題が、おそらく今後国際的な研究課題として取上げられるだろうし、日本でも今秋のシンポジウムとして取上げられることが決ったとのことである。

MARGALEF 博士の最近の研究には、カリブ海のプランクトンの生態系に関する研究、植物プランクトンの群集と物理・化学的特性との関連に関する研究等があり、出版されている。

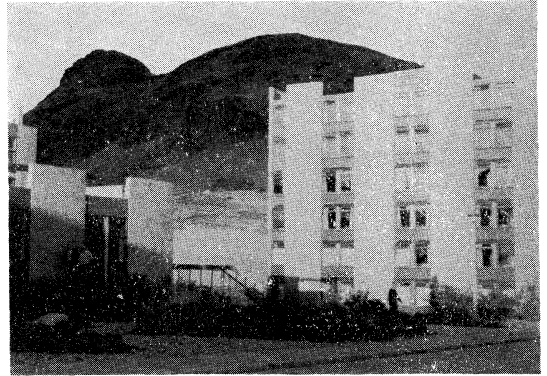
過去における海外学術集会の会合に、しばしば招待されながらも、あまり出席率が良いとはいえない。プランクトンのエネルギーの流転に、「情報の流れ」を考えた一人で、前から一度会いたいと考えていた生物海洋学者の一人である。初印象として、地味な学者という感じを受けた。この優れた研究者との会話を私は今後も大事にしたい。この研究所には、かいあし類の研究者 VIVES 博士らもいるが、プランクトン研究グループとしては特に大きいものではなかった。

× × × ×

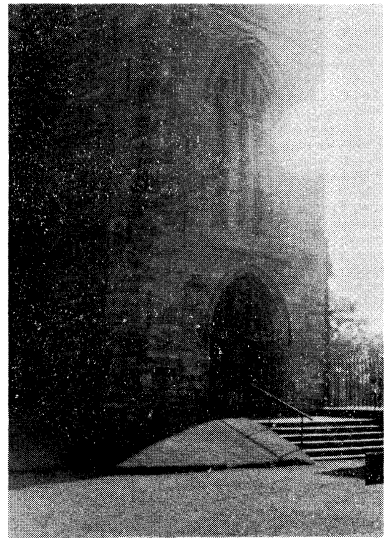
タイ国バンコックにある、チュラロンコン大学の海洋生物学科の端脚類の研究者、S. SUDARA 博士とは、1971年スコットランドで会って再会を約した。今回機会を得たので、バンコックに SUDARA 博士を訪ねたわけである。大学の一角に 2 階建の学科があり、そこで SUDARA 博士と再会した。

この大学には、動物学科に所属する研究者の中に海洋生物関係の研究者が若干いるが、このほか Faculty of Science の中に、Department of Marine Science が近年設立された。研究者は必ずしも多くなく、ハワイ大学で学位をとった PIYAKARNCHANA 博士が Fisheries and Plankton 部の長として務めており、SUDARA 博士もここに所属していた。このほか、物理、化学等の研究者も若干いるとのことであったが、直接面会は出来なかった。

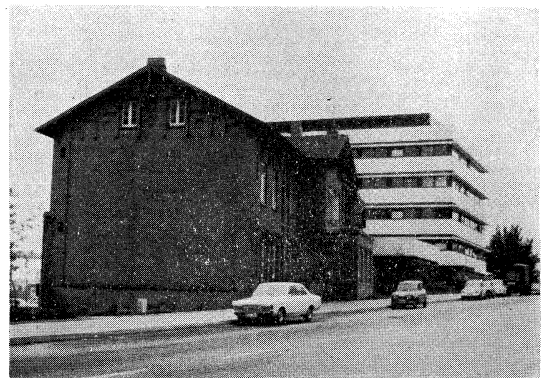
Challenger 号 100 年祭の後、Oban で開かれた SCOR の会議には海軍、水路部の PONGSAPIPATT 氏がタイ国代表として出席していた。おそらく、今後タイ国全体として海洋科学にさらに力をそそぐものと考えられる。印度洋に面する Phuket には、デンマークと共同で設立した海洋研究所がある。近年中に、タイ国の管理下でろうつされることになる。印度洋および東支那海域に、学生ともども研究航海に出かけることもあると SUDARA 博士は語っていた。今後の研究の進展を待ちたい。



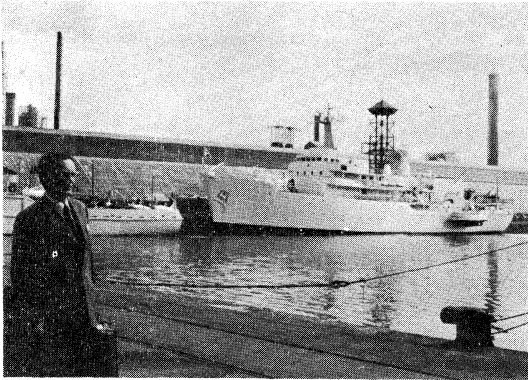
第1図 参加者の宿舎に当てられた Pollack hall。



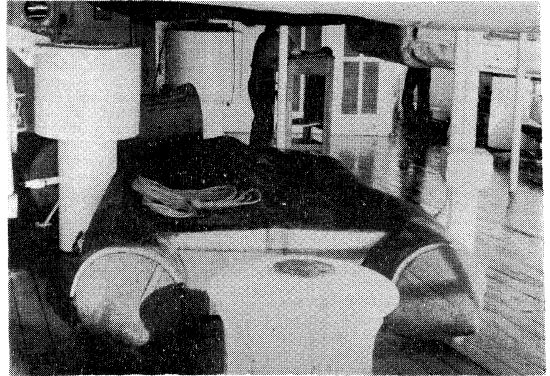
第2図 'Wyville Thomson Memorial Window' のある Linlithgow の St. Michael 教会。



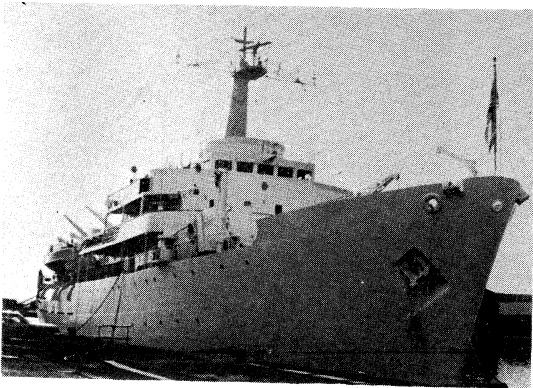
第3図 西ドイツ Kiel 大学の海洋研究所の新建築。左は古い研究室の一部。



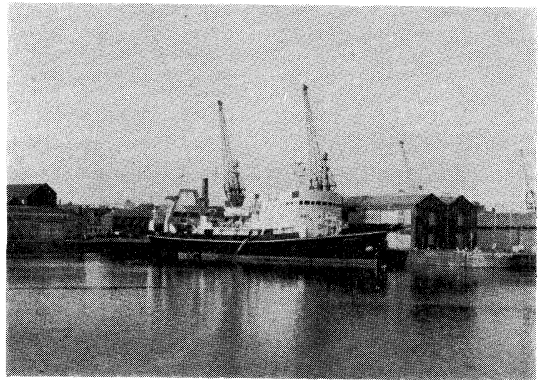
第4図 Leith 港の HMS. Hecate 号。
左は Vorr 博士。



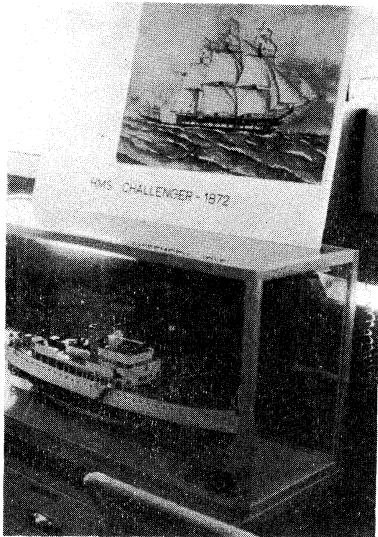
第7図 Hecate 号の曳航磁力・重力測定器。
(約 30 m 深を曳航する)



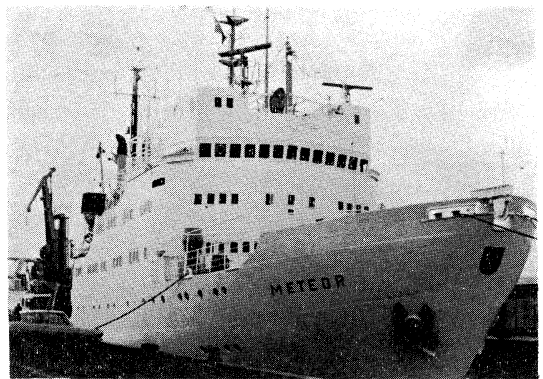
第5図 Hecate 号の船首。



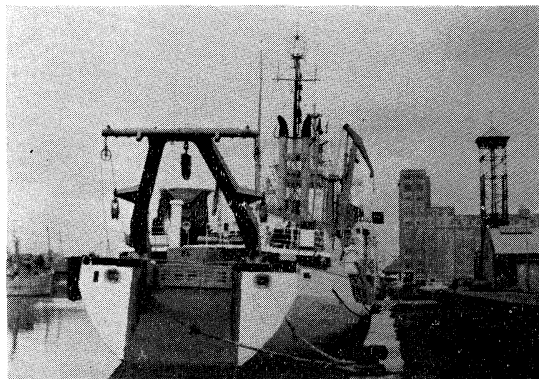
第8図 アバディーンのスコットランド水産研究所
の Scotia 号。現在病院船として使われている。



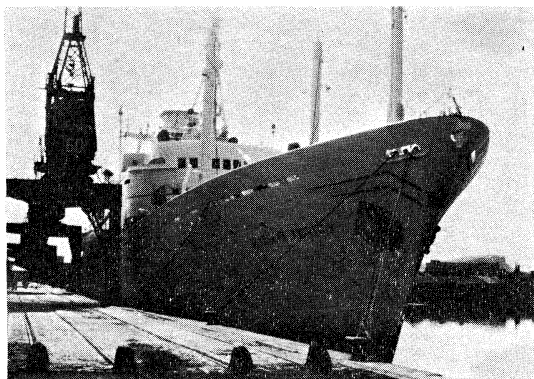
第6図 Hecate 号内にかざられた
Challenger号の絵。



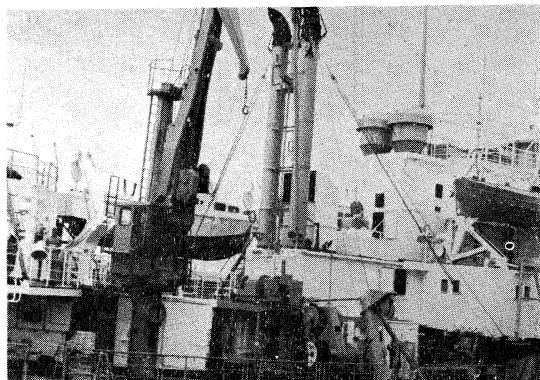
第9図 西ドイツの研究船 Meteor 号の船首。



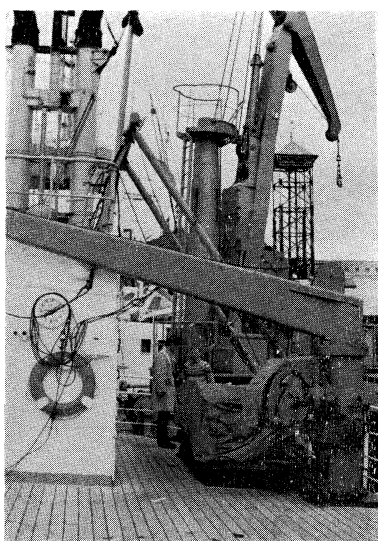
第 10 図 Meteor 号の船尾。



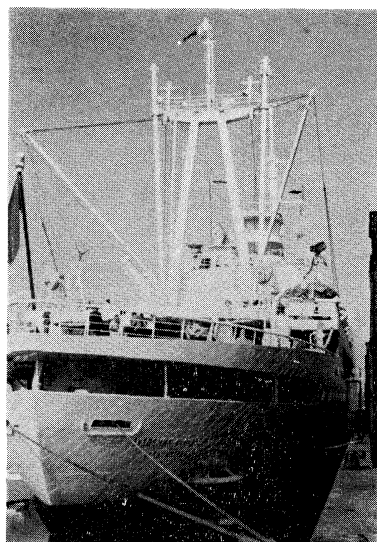
第 13 図 ソ連邦の研究船 Akademik Kurchatov 号の船首。



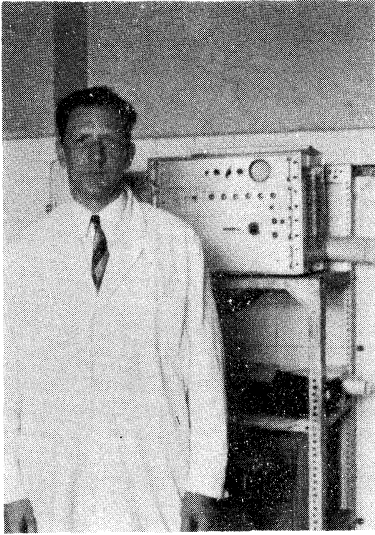
第 11 図 Meteor 号の調査甲板とクレーン。



第 12 図 Meteor 号の調査甲板とクレーン。



第 14 図 Akademik Kurchatov 号の船尾。



第15図 スペイン国バルセロナ水産研究所
の R. MARGALEF 博士。



第16図 タイ国チュラロンコン大学の一部と
S. SUDARA 博士。

日仏海洋学会賞受賞記念講演に代って

魚類の顔面骨, 特に尾舌骨の形状に関する水産学的研究

草 下 孝 也*

Studies on Facial Bones of Fish, Specially Regarding Feature of Urohyal

Takaya KUSAKA

魚類の顔面骨の研究は、30年前からはじめたもので、初期には、顔面骨の全体について観察を進め、約100魚種の形状を比較検討した。その結果、魚類の開口機構が複雑な機械的構造であって、その起点となり、中心的役割をしている尾舌骨に着目し、その形状の比較観察を鋭意遂行した。尾舌骨の形状は魚種により、種々様々であって、その220魚種の観察結果は、本誌(7巻2号126~143頁, 8巻3号149~170頁)に発表した如くである。分類上から見ても、科又は属の形状の特徴はかなり顕著であり、同属内の近縁種であっても複数標本を比較すれば多くの場合判別が可能である。尾舌骨の形状が示す種属の特徴が、どの程度のものであるかを検討するために他の骨片との場合を比べてみた結果は、本誌(10巻4号145~155頁)に発表した如く、ハダカイワシ科魚類の尾舌骨では、観察した8属の特徴を逐次的な形状で明確に示している。しかし、属内の種の判別は、魚類全般からみるとかなり困難である。一方、頭蓋骨の下面を形成する副楔骨、或いは骨盤骨の形状は属の特徴としてはまともならず、個々の種の特異性を示すものが多い。発生上の2次骨である尾舌骨の形状が属の段階の指標となり、これに対して、より起原的な副楔骨が種の特徴をそなえていることは形態学上注目し値する。

尾舌骨の形状を形態及び生態の面から考察すると、この骨は下顎の中心の咽喉部にある無対の骨片で、後部には強大な筋肉が着生し肩帯と連なり、前端は左右の底曲骨と前上方は基鰓骨に連結し、この骨が後方に引かれることにより、下顎が開かれ、口腔内が急激に拡張する機能をもっている。従って、肉食性の活発な魚類では、尾

舌骨が発達し、カマスでは頭長の1/2に達する。通常、尾舌骨長は頭長の1/3程度である。一方、捕食機能が吸込む型から、かみつく型になると尾舌骨は退化的で、ウナギ目のそれでは段階的に、アナゴ科では尾舌骨の後方がかなり細く退化し、ウナギ科では前端部のみで後部はわずかな突起が残るだけであり、かみつく型の代表であるウツボ科では尾舌骨が全く消失している。がま口状の口をしたアンコウ目は尾舌骨をもたないが、もっていても頭長の1/30という極めて痕跡的なものがあるにすぎない。ついでむ型のチョウチョウウオ科、モンガラカワハギ亜目では高さの高い短型の尾舌骨をもつが、ハコフグ科、フグ科では通常、尾舌骨はみられない。

尾舌骨は、頭部の形が長ければ、多くの場合、相似的に長型であり、体高が高いタイ型の魚類では高さの高い尾舌骨をもっているのが普通である。尾舌骨は上辺や下辺、あるいは高さの中段が、左右に広がるが、これらは筋肉の付着面積を増大しているとみられる。

特に下辺の拡がりには、大半のものにその傾向がみられ、中でもコイ科やキスなど底の泥土をあさる雑食性の魚類では著しく発達している。特に、咽喉歯をもつコイ科魚類では下辺の拡がりによって、尾舌骨を操縦し、咀嚼するものと考えられる。

生長に伴う尾舌骨の形状の変化は、元来その前端部が基準となり、後方に放射状に増大し、魚体の大小に比例した相似形を保ち、一般に極めて一定している。サンマの尾舌骨と体長の関係を測定した結果では、尾舌骨長から、その体長を標準偏差率 $\pm 5\%$ で推測することが可能である。尾舌骨の高さが高い形の魚類では、生長するにしたがい、その高さが比較的低くなり、長さが増す傾向がみられる。すなわち、ニザダイの幼稚魚の尾舌骨は、

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

高さが高く近縁種のそれと特徴が似ているが、生長に伴い漸次高さを減じ、成魚と幼魚のみで、中間がぬけると同種のものとは考えられぬほど相違している。アイナメの幼魚の尾舌骨は基鰓骨との接続部が大きな突起になっているが、生長に伴って増大するのは後方の垂直板の部分のみで、成魚ではその突起は痕跡的に残っているにすぎない。ウナギの尾舌骨はやや平なこぶ状で後方に短い柄が出ているが、これがハリウナギの時代まではY字型をした軟骨状をしているが、淡水域に入る頃より、その軟骨の上面にこぶ状の部分が発達してくる。従って、成魚の尾舌骨の下面には軟骨期のY字形が幾分隆起して残っている。特に、ヨーロッパから輸入した *Anguilla anguilla* の種苗を養殖したものではより正確なY字形をし、日本産の *Anguilla japonica* のものでは幅の狭いY字形をしている。アナゴやウミヘビ類のレプトセファルスの尾舌骨を調べてみたが、多くはやはりY字形の軟骨状であったが、やや大型の1個体には完全に骨化した尾舌骨がみられた。それは、先端がかなりこぶ状に発達し、後方は細く棒状のび、その後端近くが三又状になっている。ハナアナゴの成魚の尾舌骨が、このような形をしているので、この属に含まれるレプトセファルスと判断された。

尾舌骨の後方に、生長に伴う縞模様があり、ベラ類などの磯魚のものに数多く見られ、その詳細を調べれば、生活履歴を判読しうると思われる。特に、中深層性魚類であるヨコエソ、ホシホウネンエソの尾舌骨には明瞭な縞模様があり、縞の間隔からみると、それが月毎に形成されるのではないかと考えうるものである。

シイラの尾舌骨においては、多少、雌雄差がみられ、雄のそれは部分部分が鋭い形状をしている。地域的な相違については、不確実であるが、アジ科魚類では、日本近海産のものは、南太平洋、ニュージーランド方面のものに比べて、尾舌骨の高さがやや高い傾向がみられる。サケ・マス類の尾舌骨では、個体変異が他の魚類より大きいように思われるが、ヒメマスやニジマスなど養殖したものの尾舌骨は発達が悪く、長さが短くなる傾向がある。

応用面では、スジイルカの胃内容物中の魚類骨片を調べたが、出現した尾舌骨によって所属する科又は属を明

らかにし、副楔骨、上下顎骨、鎖骨などから、大部分の種を査定し得た。

尾舌骨の形状で特記すべき点を数例あげてみると、カタクチイワシ科のそれはテーブルナイフ状で、インドアイノコもそのようであるが、同属の *Stolephorus devisi* の尾舌骨の前下部には、左右に楕円形をした拡がりをもち、この科の中で例外的である。カマス科の尾舌骨は、後方が20本近い線条に分岐して小さな刷毛のような形をしているが、ベラ科のカマスベラのそれも全く似た形をしており、単に偶然の一致とは思われぬほどである。

タラ科の尾舌骨の形状には、上方と下辺に二重に拡がりをもつ型と、拡がりのない単純な垂直板をした型とがあり、地域的にも北太平洋のマダラとスケトウダラは平板型であり、南太平洋のミナミダラとニュージーランド・ホッキは二重拡がり型である。ソコダラ科のそれらにも同上の2型がある。さらにおもしろいことには、日本産のメダカの尾舌骨が二重拡がり型で、ミナミダラのそれと最もよく似ているのに対して、フラッグフィッシュ、グッピー、タップミノールなど他のメダカ目魚類はすべて平板型であり、基鰓骨接続部の突起状発達など、タラ目における場合とかなり共通した特徴を示している。サバ科魚類のへら型をした尾舌骨の前端近くに、左右に貫通した小孔や窓のように薄くなった部分があり、これは心臓から下顎へ至る血管の通路であって、鰓間峡部の最狭部をどのように血管が通過しているか、また、哺乳動物の発生途上にあらわれる、退化的器官である舌骨球との関係が考えられる。コバンザメのそれは底曲骨及び基鰓骨との接続部が発達し、主部の断面はW字型に近い特異な形をしており、強いてその形状の関連を求めると、スギからシイラのそれへと考えられる。フグ科魚類では尾舌骨はみられなかったが、サバフグには意外にも頭長の17%の大きさの尾舌骨をもっている。

以上のように、尾舌骨の形状にはかなりの意外性が見られるので、できるだけ多くの魚種を観察する必要があり、今後とも、鋭意、観察を推進する所存である。

現在、硬骨魚類の約700種について、尾舌骨の形状比較を行なったが、この観察結果に対して、文部省より昭和48年度成果刊行補助金を受け、東大出版会の手によって本年度中に刊行が予定されている。

学 会 記 事

1. 昭和48年6月21日、東京水産大学において評議員会が開かれた。

- 1) 会務報告、編集報告が行なわれた。
- 2) 昭和47年度の収支決算および昭和48年度の予算案が審議された。
- 3) 草下孝也氏が学会賞受賞候補者として推薦され、受賞者として決定した経過について報告があった。
- 4) 昭和48年度学会賞受賞候補者推薦委員15名を下記のとおり選出した。

有賀裕勝、石野 誠、今村 豊、宇野 寛、鬼頭正隆、草下孝也、久保田 穰、斎藤泰一、佐藤任弘、杉浦吉雄、多賀信夫、高野健三、富永政英、森田良美、山路 勇 (五十音順)

2. 昭和48年6月22日、日仏会館会議室において第14回総会が開かれ、佐々木会長の挨拶に引き続き次の報告、審議が行なわれた。

- 1) 昭和47年度の会務ならびに会計報告が行なわれた。
 会員移動：47年度の新入会員は正会員35名、賛助会員9社、退会は正会員12名(内1名死亡)。なお、名誉会員1名が死去された。
 昭和48年3月31日現在の会員数は名誉会員11名、正会員435名、賛助会員55社である。
 なお、47年度の収支決算(別表)は監事の監査を受けて承認された。
- 2) 今村編集委員長から学会誌第10巻の編集についての報告が行なわれた。
 10巻 1~4号は総ページ数189ページで、論文14編(和文6、英文8)、寄稿2編(和文1、仏文1)、総説2編、資料1編、シンポジウム12編、記念講演1編、その他学会記事などである。
- 3) 学会賞受賞候補者選考ならびに受賞者決定の経過について報告があった。
- 4) 昭和48年度学会賞受賞候補者推薦委員の選出について報告が行なわれた。
- 5) 昭和48年度の予算案について審議の結果、別表のとおり承認された。

昭和47年度収支決算

項 目	収入額(円)	備 考
前年度繰越金	20,000	

会 費	517,200
賛 助 会 費	375,000
学 会 誌 売 上	61,070
広 告 料	320,000
計	1,293,270

支出

項 目	支出額(円)	備 考
学会誌等印刷費	916,500	
送 料 通 信 費	166,890	
編 集 費	19,975	
事 務 費	24,415	
交 通 費	12,170	
会 議 費	36,000	
次年度繰越金	117,320	
計	1,293,270	

昭和48年度予算案

収入

項 目	収入額(円)	備 考
前年度繰越金	117,320	
会 費	607,500	
賛 助 会 費	525,000	
学 会 誌 売 上	68,000	
広 告 料	360,000	

計 1,677,820

支出

項 目	支出額(円)	備 考
学会誌等印刷費	1,300,000	
送 料 通 信 費	190,000	
編 集 費	20,000	
事 務 費	26,000	
交 通 費	15,000	
会 議 費	36,000	
予 備 費	90,820	

計 1,677,820

- 3. 総会終了後、引き続き学会賞の授与が行なわれた。
昭和48年度日仏海洋学会賞受賞者：草下孝也氏（東京大学海洋研究所）
受賞課題：魚類の顔面骨，特に尾舌骨の形状に関する水産学的研究（別項「推薦理由書」参照）
佐々木会長から草下孝也博士に賞状，メダルおよび賞金が授与された。なお，草下博士が病気のため黒木敏郎教授が代理で受領した。
- 4. 引き続き懇親会が開かれ，多数の参加者を得て盛会であった。
- 5. 昭和48年6月22日，23日の両日，日仏会館会議室において，昭和48年度「日仏海洋学会学術研究発表会」が開かれた。

第1日（6月22日）

午前の部

- 座長：丸茂隆三（東大海洋研）
- 1. 赤潮の呈色とその名称……安達六郎(三重大・水産)
- 2. 伊勢湾，三河湾の生物群集……山路 勇(東水大)
座長：山路 勇（東水大）
- 3. 東京湾の珪藻プランクトン群集の遷移
……○丸茂隆三(東大海洋研)・村野正昭(東水大)

午後の部

- 4. 西部北太平洋中央水塊における溶存態有機物の回転速度……○関 文威，中井俊介，乙部弘隆(東大海洋研)
座長：関 文威（東大海洋研）
- 5. フィリピン海の廃油ボール分解微生物
……関 文威(東大海洋研)・○山口征矢(東教育大) 阿部秀志(藤沢製菓)・市村俊英(東教育大)
- 6. 日本周辺海底堆積物中の粘土鉱物
……○青木三郎(東教育大)・生沼 郁(東洋大)
座長：黒木敏郎（東大海洋研）
- 7. 濠水の静振—水と風の相互作用について—
……○森谷誠生・阿部友三郎(東理大・理)
- 8. 水中および大気中における砂粒の挙動について
……○新井正一・阿部友三郎(東理大・理)

第14回総会

学会賞授与

第2日（6月23日）

午前の部

- 座長：飯高勇之助（近畿大・農）
- 9. 汚染海水中における鋼材の腐蝕
……○重野隼太・○海野武人・戸村寿一(中川防蝕)

- 10. 風及び密度分布と海面の形状との関係
……日高孝次(東大海洋研)
座長：松生 洽（東水大）
- 11. オヤウオ育成海上施設について
……武藤郁夫・○五十嵐昭一(三井海洋開発)
- 12. 海洋調査船「わかしお」の概要と調査例
……島野次夫(芙蓉海洋開発)

午後の部

- 座長：永田 正（東水大）
- 13. 日本近海々流系の水産海洋学的研究-III 館山湾の流況…○石野 誠・大塚一志・木原興平(東水大)
- 14. 耐圧ガラス球を利用した水中写真撮影の試み
……○小口節子・寺本俊彦(東大海洋研)
座長：石野 誠（東水大）
- 15. 水中レストランの設計と施工
……佐久田昌昭(芙蓉海洋開発)
- 16. 水中作業環境の明るさと作業の能率について—経験事項のまとめ—……逸見隆吉(日本海洋産業)

特別講演

- 最近における英仏の栽培漁業の発展について
……宇野 寛(東水大)

- 6. 昭和48年7月14日，東京水産大学において編集委員会が開かれ，第11巻第3号の編集が行なわれた。
- 7. 下記の諸氏が入会された。

正会員

氏名	所	属	紹介者
村野正昭	東京水産大学		佐々木忠義
河田 実	ワールド・オーシャン・システム		〃
木谷浩三	水産庁遠洋水産研究所		奈須 敬二
山中一郎	水産庁遠洋水産研究所		〃
武田恵二	青森県水産修練所		宇野 寛
寺田弘司	東レ開発研究所		佐々木忠義

8. 交換及び寄贈図書

- 1) 海洋産業研究資料，4(6~7)，1973.
- 2) 港湾技術研究所報告，12(1，2)，1973.
- 3) 港湾技研資料，No. 153-163，1973.
- 4) 鯨研通信，261~265，1973.
- 5) 研究実用化報告，22(4，5，6，7)，1973.（電通研）
- 6) 海洋機器開発，5(5，6，7，8，9).
- 7) 浮魚資源の加入機構に関する共同調査報告書.
- 8) 昭和45年，海洋観測資料，1973.
- 9) 日本プランクトン学会報，19(2).
- 10) 農業土木試験場報告，11(14).

- 11) 国立科学博物館研究報告, 16(2), 1973.
- 12) 海洋機器開発に関する企業実態調査報告書, 昭47年度. (日本機械工業連合会海洋機器開発委員会)
- 13) 海洋博ニュース, No. 8.
- 14) 航海, 40号, 41号, 昭48.
- 15) 宇佐臨海実験所研究報告, 19(1, 2).
- 16) 広島大学水畜産学部記要, 12(1).
- 17) 函館海洋气象台要報, 17号, 昭48.
- 18) 海洋産業研究資料, 4(8).
- 19) 日本航海学会論文集, 49号, 昭48.
- 20) 淡水区水産研究所研究報告, 22(2).
- 21) 建設基礎工学研究報告, 3.
- 22) Contribu. Geophys. Inst., Kyoto Univ., No. 12, 1972.
- 23) Ocean Age, 5(6~10), 1973.
- 24) Bulletin de l'Association de Geographes Français, N° 400~405, 1972.
- 25) Science et Pêche, N° 223~225, 1973.
- 26) Pecueil de Travaux, Vol. X, 1972.
- 27) Revue des Travaux de l'Institut des Pêches Maritimes, Tome XXXVII, Fasc 1, 1973.

日仏海洋学会賞受賞候補者推薦理由書

氏名: 草下孝也(東京大学海洋研究所)

題目: 魚類の顔面骨, 特に尾舌骨の形状に関する水産学的研究

推薦理由: 草下氏は魚類の顔面骨に関する研究を永年にわたって進めて来たが, ようやく, その成果を日仏海洋学会誌「うみ」に発表した。この研究は, 魚類の顔面下部の中心にある尾舌骨に注目し, その形状の多様性と変異性が系統分類学ならびに生態学に役立つものであると指摘している点が, 斯界の新しい研究発展に示唆する所きわめて大であると認められ, 今回の受賞の対象となった。

同氏は学生時代から, つとに魚類の顔面骨が多数の骨片によって複雑な機構が形成されていることに興味をもち, その観察を着々と進めた。その経過から, 多くの骨片の中で尾舌骨が上下顎の中心に位置し, 開口機構の原点となる重要性に着目するに至り, 硬骨魚類の全般約700種にわたって, 尾舌骨の形状を詳細に観察し, 比較検討を行なった。その結果, 尾舌骨の機能的・遺伝的形質の特異性は, 系統分類上の科・属を代表する特徴を顕著に示し, さらに多くの場合, 種の判定はもちろん, 同属内の類縁関係をもかなり明確に所得した。このように観察の事実を積重ねて, 尾舌骨とい

う全く斬新な指標を提示して, 生物学の基盤である系統分類を如実に裏付けている業績は高く評価される。

同氏が長い年月を漁業学の教育・研究に尽されるかわら, 不断の努力を傾注して, 魚類学の新知見を遂行されたことは, 誠にもって, 敬服に値するところであり, 加えて, この研究は漁業資源研究への応用を企図し, 既にイルカ胃内容物中の魚類骨片の査定に成功しており, 或いは尾舌骨にあらわれる生長線模様による生活履歴の判定, 種内の変異性による地方群の判別などに発展活用がうかがえる。

以上の如く, 広く生物学の発展に貢献する所が顕著であり, 本賞を受けるに十分値する。

学会賞受賞候補者推薦委員会

委員長 齋藤泰一

主要論文

- 1952: A consideration on the causes of change of location activity of fish by aquarium experiment. 日本海区水産研究所創立三周年記念論文集. 165-173.
 - 1955: 水槽の広さに伴う魚の移動行動の変化. 魚類学雑誌, 4(1, 2, 3), 59-63.
 - 1957-9: 漁具に対する魚群の行動に関する水槽実験. 日本水産学会誌, 22(11), 662-667, 668-673, 23(1), 1-5, 23(12), 766-769, 25(4), 269-274.
 - 1961: 狭い場所から開放されたときの魚群の行動. 同誌, 27(6), 516-520.
 - 1965: 集魚灯の集魚効果と水中照度に関する研究. 同誌, 31(3), 187-191.
 - 1969: 魚類の顔面骨の研究—I. 100魚種の尾舌骨の形状について. 日仏海洋学会誌:うみ, 7(2), 126-143.
 - 1970: 魚類の顔面骨の研究—II. 220魚種の尾舌骨の形状について. うみ, 8(3), 149-170.
- (参考資料)
- 1972: ニシン目魚類の尾舌骨の形状について. 魚類学会, 昭和47年度大会.
 - 1972: ハダカイワシ科魚類の尾舌骨, 副楔骨, 曲頸骨及び骨盤骨の形状について. 同上.
 - 1972: ウナギ目魚類及びそのレプトセファルスにおける尾舌骨の形状について. 日本水産学会, 昭和47年度春季大会.
 - 1972: スジイルカ胃内容物中の魚類骨片の査定について. 同上.
 - 1972: 魚骨, 特に尾舌骨に関する漁業資源学的研究. 日仏海洋学会学術研究発表会, 昭和47年度.

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 ジャック・ロペール アレクシス・ドラン デル
名誉会長	ベルナール・フランク
会長	佐々木忠義
常任幹事	永田 正, 大柴五八郎
幹事	阿部友三郎, 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, 鬼頭正隆, 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 辻田時美, 富永政英, 奈須敬二, 西村 実, 根本敬久, 半沢正男, 松生 治, 松尾邦之助, 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	赤松英雄, 秋山 勉, 阿部宗明, 阿部友三郎, 新崎盛敏, 有賀祐勝, 石野 誠, 市村俊英, 井上直一, 井上 実, 今村 豊, 入江春彦, 岩崎秀人, 岩下光男, 岩田憲幸, 上野福三, 宇田道隆, 宇野 寛, 大内正夫, 大柴五八郎, 大村秀雄, 岡部史郎, 梶浦欣二郎, 金谷太郎, 川合英夫, 川上太左英, 川口守一, 川村輝良, 川村文三郎, 川原田 裕, 神田献二, 菊地真一,

鬼頭正隆, 木村喜之助, 草下孝也, 楠 宏,
国司秀明, 久保田 穰, 黒木敏郎, 小林 博,
小牧勇蔵, 近藤 仁, 西条八東, 斎藤泰一,
斎藤行正, 坂本市太郎, 佐々木忠義, 佐々木幸
康, 猿橋勝子, 椎野秀雄, 柴田恵司, 下村敏正,
庄司大太郎, 末広恭雄, 杉浦吉雄, 多賀信夫,
高木和徳, 高野健三, 高橋淳雄, 田畑忠司,
田村 保, 千葉卓夫, 土屋靖彦, 辻田時美,
寺本俊彦, 富永政英, 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, 西村 実, 新田忠雄, 根本敬久,
野村 正, 花岡 資, 半沢正男, 半谷高久,
菱田耕造, 日比谷 京, 桧山義夫, 平野敏行,
深沢文雄, 福島久雄, 淵 秀隆, 星野通平,
増沢譲太郎, 松井 魁, 松生 治, 松尾邦之助,
松崎卓一, 松平康男, 丸茂隆三, 溝口哲夫,
三宅泰雄, 宮崎千博, 宮崎正衛, 元田 茂,
森田良美, 森安茂雄, 安井 正, 矢部 博,
山路 勇, 山中鷹之助, 山中 一, 依田啓二,
渡辺貫太郎, 渡辺精一 (五十音順)
マルセル・ジュクラリウス, ジャン・アング
ティル, ロジェ・ペリカ

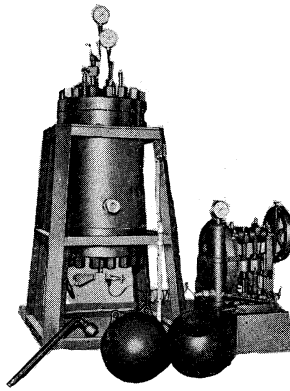
賛 助 会 員

旭化成工業株式会社
井出利明
株式会社内田老鶴園新社 内田悟
梅林弘直
小樽船用電機株式会社
株式会社オルガノ
株式会社オーシャンエージ
海上電機株式会社
社団法人海洋開発産業技術協会
株式会社海洋開発センター
協同低温工業株式会社
協和商工株式会社
栗山ゴム株式会社
小松川化工機株式会社
三山康三
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
大洋電機株式会社
株式会社高瀬鉄工所
株式会社鶴見精機工作所
帝国酸素株式会社
東京工材株式会社
株式会社東京久栄

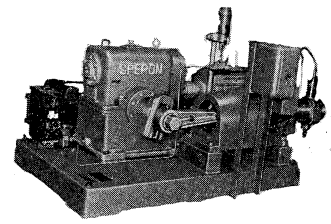
東京都千代田区有楽町 1-12-1
釧路市白金町 11
東京都千代田区九段北 1-4
東京都千代田区大手町 2-2-1 新大手町ビル7階 極東貿易株式会社
小樽市色内町 1-20
東京都文京区本郷 5-5-16
東京都豊島区南池袋 1-18-21
東京都千代田区神田錦町 1-19
東京都港区六本木 4-1-13
東京都港区赤坂 1-9-1
東京都千代田区神田佐久間町 1-21 山伝ビル
東京都新宿区下落合 1-513 第二正明ビル
大阪市東淀川区西中島町 1-195
東京都江戸川区小松川 1-2645
東京都文京区本駒込 6-15-10 英和印刷社
東京都千代田区内神田 1-15
東京都港区新橋 5-23-7 三栄ビル
東京都港区芝罘平町 38 日本ガス協会ビル
高松市福岡町 467
東京都千代田区神田錦町 3-16
東京都江戸川区松江 1-11-15
横浜市鶴見区鶴見町 1506
神戸市兵庫区高松町 22-1
東京都中央区築地 4-2 築三ビル
東京都中央区八重洲 3-3 八重洲口会館

- 東京急行電鉄株式会社
 東京製綱繊維ロープ株式会社
 東京レプ株式会社
 株式会社東邦電探
 東洋海洋開発株式会社
 中川防蝕工業株式会社
 株式会社ナック
 日本アクアラング株式会社
 日本海事広報協会海の世界編集部
 日本海洋産業株式会社
 日本テトラポッド株式会社
 日本テレスコム株式会社
 社団法人日本能率協会
 日本無線株式会社
 船舶電球株式会社
 有限会社ハラダ電機製作所
 ヒエン電工株式会社
 深田多満男
 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
 三菱重工業株式会社
 株式会社吉田製作所
 株式会社野計器製作所
 株式会社離合社
 株式会社渡部計器製作所
 東京都渋谷区桜丘町 26-20
 東京都中央区日本橋室町 2-8 古河ビル
 東京都豊島区池袋 2-1120 ローズマンション 302
 東京都杉並区上高井戸 5-327
 東京都中央区宝町 3-4
 東京都千代田区神田鍛冶町 2-1 東京建物ビル
 東京都中央区銀座 1-5-6
 東京都豊島区北大塚 1-16-6 大塚ビル
 東京都港区琴平町 35 船舶振興ビル
 東京都千代田区神田美土代町 1
 東京都港区新橋 2-1-13 新橋富士ビル9階
 東京都港区六本木 4-11-10 六本木富士ビル
 東京都港区芝公園25号地
 東京都港区芝桜川町 25 第五森ビル
 東京都目黒区下目黒 1-6-21
 東京都豊島区池袋 8-3292
 堺市松屋町 1-3
 東京都港区芝虎ノ門 8 虎ノ門実業会館 深田サルベージ株式会社
 東京都中央区銀座西 7-6 株式会社ビデオプロモーション
 東京都江東区南砂 1-3-25 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
 東京都千代田区丸の内 2-5-1
 東京都台東区上野 3-13-9
 東京都北区西ヶ原 1-14
 東京都千代田区神田鍛冶町 1-2 丸石ビル
 東京都文京区向丘 1-7-17

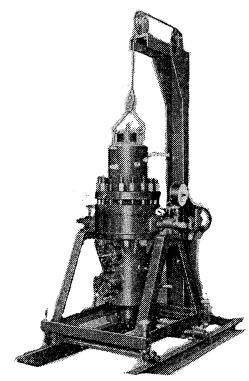
ヨシダの海洋試験機



(高圧テスト容器)



(高圧ポンプ)



(透水試験装置)

水圧試験装置
 高圧水圧ポンプ
 透水試験装置
 流水実験装置
 恒温水槽
 回流水槽
 衝撃、抗張力、摩耗試験機

☆ その他各種試験機装置設計製作



株式
 会社

吉田製作所

東京都台東区上野3丁目13番9号 電話 (832) 4351~5

7111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

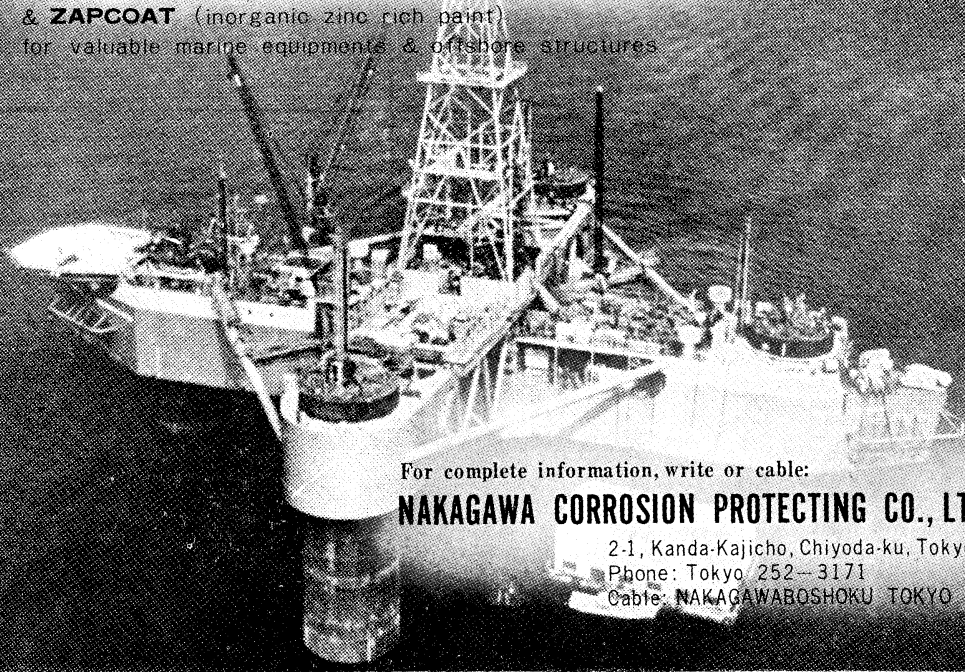


エレクトロニクスで創造する
7111
古野電気株式会社

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 藤和ビル ☎03 (272) 8491 (代) ほかに37ヶ所

SAVE YOUR MONEY

thru **NAKAGAWA's** Cathodic Protection
& **ZAPCOAT** (inorganic zinc rich paint)
for valuable marine equipments & offshore structures



For complete information, write or cable:

NAKAGAWA CORROSION PROTECTING CO., LTD.

2-1, Kanda-Kajicho, Chiyoda-ku, Tokyo
Phone: Tokyo 252-3171
Cable: NAKAGAWABOSHOKU TOKYO

水路測量と土質調査

Hydrographic Survey and Marine Geological Survey

SANYO Hydrographic Survey Co., LTD.

業務 深浅測量, 底質土質調査, 国土保全測量調査, 海洋資源開発測量調査

防災工事測量調査, マイルポストの測量, 航海保安に必要な調査, 海底ケーブル沈設測量調査, 潮汐, 潮流, 海流, 波浪の観測

一般海洋観測調査, その他一般海事関係の観測調査および関係業務の技術, 科学的研究

特色 高性能の精密計測機の整備拡充

元海上保安庁職員をもつて組織する優秀なる我国唯一の技術陣

総代理店(連絡先)は全国的組織網を持つ三井物産 K. K の本, 支店出張所

三洋水路測量株式会社

東京都港区新橋5丁目22番7号

電話 (432) 2971~4

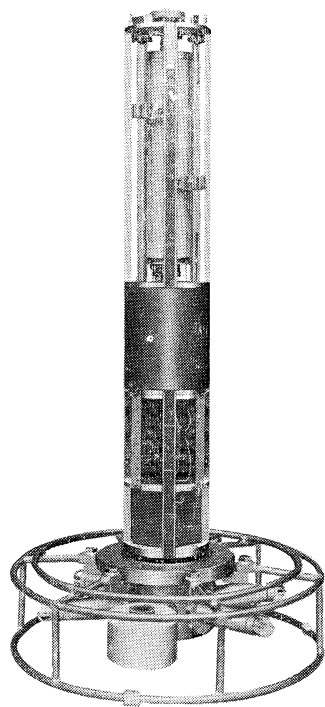
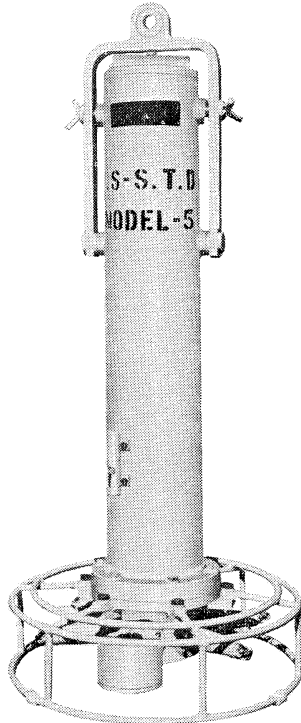
Exploiting the Ocean by...

T.S.K. OCEANOGRAPHIC INSTRUMENTS

REPRESENTATIVE GROUPS OF INSTRUMENTS AND SYSTEMS

T.S.-S.T.D システム MODEL-5 記録紙内蔵型

本器は、当社の S.T.D シリーズの開発で蓄積された技術を基本として、さらに更新の技術を取り入れて製作されたものです。本器の大きな特徴は、耐圧チャンパー内で全てのデーターを測定記録する方式をとっている事で、本器を海中に投入、所定深度まで達した後船上へ引き揚げれば、直ちに塩分水温の垂直分布を読取る事が出来ます。



	測定範囲	精度
塩分	31~36 ‰S	±0.05 ‰S
水温	-2~35 °C	±0.1 °C
深度	0~1000 m	±5 m

寸法	450 m/m (最大) × 900 m/m
重量	約 30 kg (空中)

THE TSURUMI SEIKI CO., LTD.

1506 Tsurumi-cho Tsurumi-ku, Yokohama, 230 Japan

TSK. USA.

CABLE ADDRESS
TSURUMISEIKI Yokohama

TELEPHONE
Yokohama 521-5252~5

3446 Kurtz St.,
San Diego, Calif. 92110, U.S.A

IWAMIYA INSTRUMENTATION LABORATORY

メルタック

熱溶融型接着剤ですから、溶剤や水を含まないの乾燥の必要がなく、瞬間的に接着します。

ポリエチレン、アルミ箔等にも良く接着します。

ポリロック

含浸、注型、充填用として使用される接着性と作業性の良好なシーリング材です。

ポリワックス

ワックスを主成分とし、各種ポリマーをブレンドした防湿、密封用のシーリングワックスです。

東京工材株式会社

東京都中央区築地 4-7-1 TEL (542) 3361 (代)

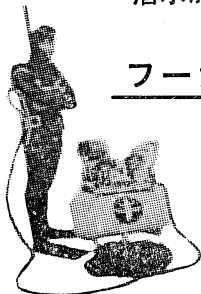
アクアラング

aqua-lung



◎ カタログ 進呈 ◎
潜水服採寸表

フーカ-潜水具



- 最新式アクアラング器具一式
- フーカ-潜水具
沿岸工事、水中調査、養魚、養殖、漁業、救難作業等の水中作業に画期的な高能率を示す潜水器具
- ナイロンジャージ付スポンジゴム潜水服
軽くて強く……保温性がよく……着心地快適
- アクアラング事業部併設
水中作業のご依頼に応じますのでご照会下さい
- アクアラング講習会常設
東京にアクアラング訓練用プールを設置

仏国・スピロテック社 日本総代理店
米国・U.S. ダイバース社

日本アクアラング株式会社

九州営業所 福岡市島飼1の5の33
電話 福岡(74)8907
名古屋営業所 名古屋市中川区東出町3の1
電話 名古屋(331)5016

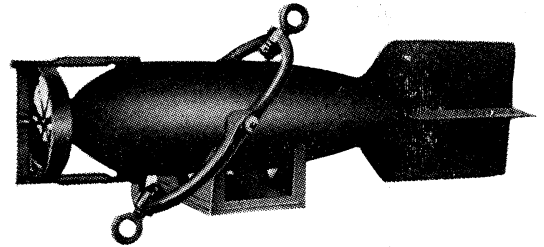
東京支社 東京都豊島区北大塚1丁目16の6
(国電大塚駅前大塚ビル一階)
電話 東京(918)6526(代表)

本社 神戸市兵庫区高松町22の1
神戸営業所 (帝國酸素株式会社内)
電話 神戸(67)5501(大代表)

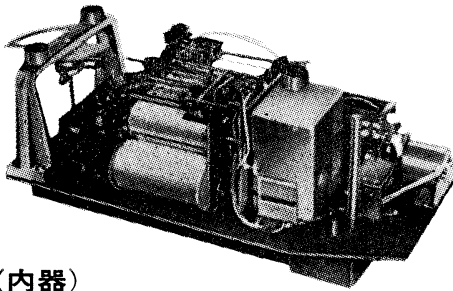
長期捲自記流速計

(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)

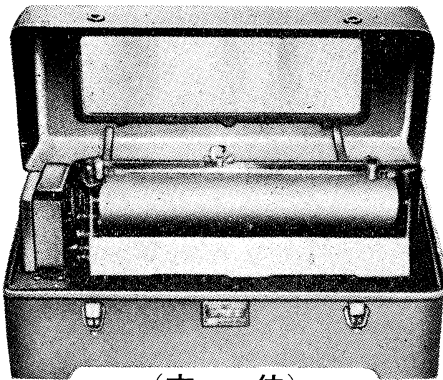
プロペラはA, B, C三枚一組になって居り

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)

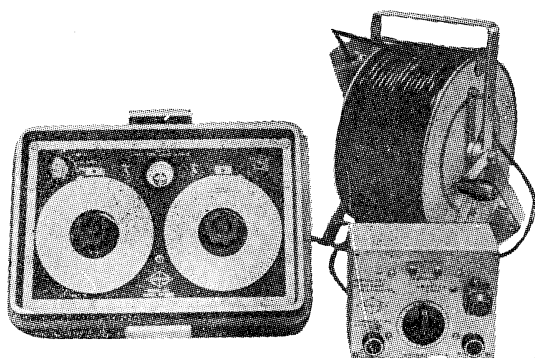
営 業 品 目
 階段抵抗式波高計
 ケーブル式波高計
 フース型検潮器
 小野式自記流速計
 自記水位計
 港施型土圧計
 理研式水中カメラ
 その他海洋観測諸計器

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

AUTO-LAB PORTABLE S-T BRIDGE

Model 602



オート・ラブ誘導起電式精密塩分計に引続いて、開発された温度と塩分の現場測定用の可搬型海洋測器です。温度、塩分ともダイヤルで直読出来、簡便で堅牢しかも高精度なソリッドステートのユニット結合構造の最新鋭計器です。

温度 : 0~35°C 1/2 精度 ±0.1°C
 塩分 : Scale 1. 0~32‰S 精度 ±0.1‰S
 Scale 2. 32~42‰S 精度 ±0.03‰S
 電源 : 電池 9V, 200時間使用可能

追加附属品

ステンレス製ケーブルリール
 半自動式電極プラチナイザー

製造品目

転倒温度計 各種
 電気式水温計 各種
 採水器・海洋観測機器
 気象用・理化学用温度計
 サーモレンジャー
 ミグスター 温度調節器

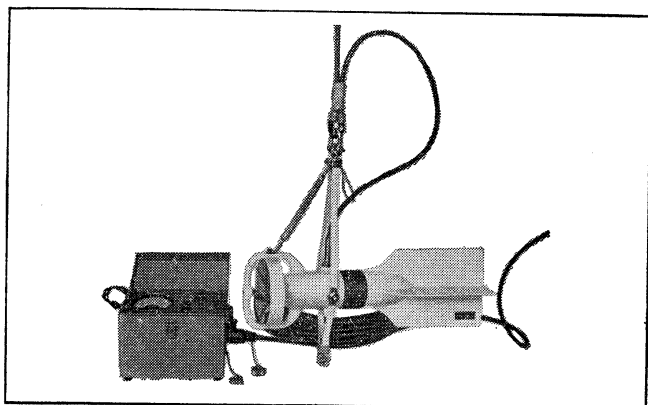
日本およびアジア総代理店



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

(カタログ御希望の方は誌名御記入の上御請求下さい)



Direct-Reading Current &
 Direction Meter

Model

CM-2

Catalogues are to be sent immediately upon receipt of your order products

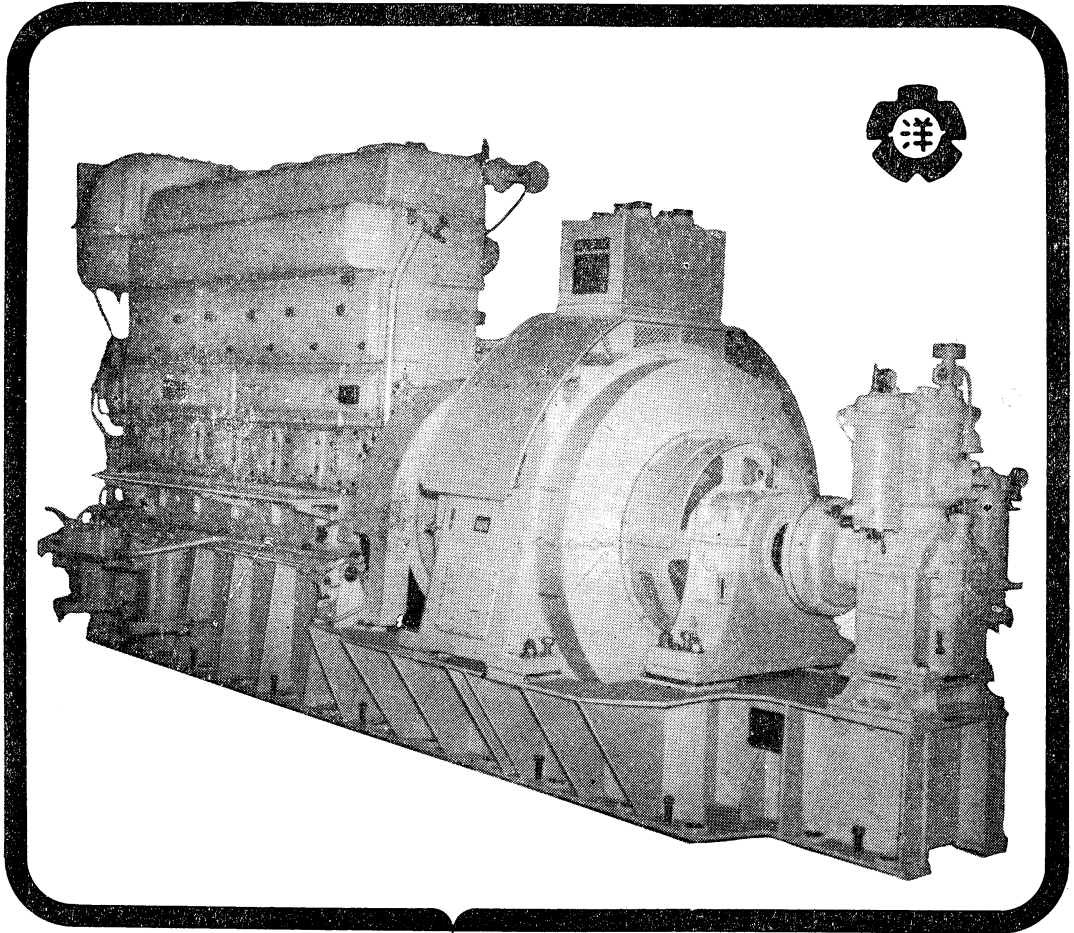
Products

- KM-2 : Direct Reading Knot-Meter for Trawl-Boats to Control Adequate Speed
- ET-5 : Electric Meter of Water Temperature
- ECT-5 : Electric Conduction and Temperature Meter for Chlorine

TOHO DENTAN CO., LTD.

Office: 1-8-9, Miyamae, Suginami-Ku, Tokyo. Tel. Tokyo (03) 334-3451~3

ながい経験と最新の技術を誇る！
大洋の船舶用電気機器



主要生産品目
 自励・他励交流発電機
 直流発電機
 各種電動機及制御装置
 船舶自動化装置
 配電盤

大洋電機株式会社

取締役社長 山田沢三

本社 東京都千代田区神田錦町3の16
 電話 東京 (293) 3061~8
 岐阜工場 岐阜県羽島郡笠松町如月町18
 電話 笠松 4111~5
 伊勢崎工場 群馬県伊勢崎市八斗島町726
 電話 伊勢崎 1815・1816・1835・816
 下関出張所 下関市竹崎町399
 電話 下関 (22) 2820・3704
 北海道出張所 札幌市北二条東二丁目 浜建ビル
 電話 札幌 (25) 6347(23)8061・8261

Murayama

計 度 濁 中 水
計 度 照 中 水
計 度 導 電

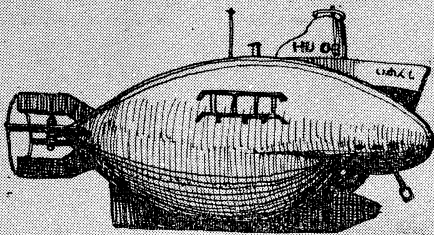


株式 村山電機製作所

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

海底資源の開発に活躍—潜水調査船“しんかい”



陸・海・空 世界に伸びる 本 社

川崎重工

神戸市生田区中町通 2-16-1

日生川崎ビル 3~7 階

東京支社 東京都港区芝浜松町 3-5

世界貿易センタービル

昭和 48 年 8 月 25 日 印刷
昭和 48 年 8 月 31 日 発行

う み 第 11 卷
第 3 号

定価 400 円

編集者 今 村 豊
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:101
電話 (291) 1141
振替番号:東京96503

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:113
電話 (941) 6500

第 11 卷 第 3 号

目 次

原 著

- 河口域植物プランクトンの光合成に対する塩分の影響 (英文)..... 前田 修・残間雅秋・市村俊英 137
- 海面の風の応力と密度分布による赤道湧昇流 (英文) 日高孝次 141
- 夏季の海洋における微生物酸素消費速度 (英文) 関 文威 147
- Saanich Inlet における *Oikopleura* の赤潮 (英文)..... 関 文威 153

総 説

- 北極海の氷の熱収支についての最近の研究 長谷美達雄 159

資 料

- 第 2 回海洋学史に関する国際会議—Challenger 号航海百年記念祭—に出席して 根本敬久 172
- 日仏海洋学会賞受賞記念講演に代って
魚類の顔面骨, 特に尾舌骨の形状に関する
水産学的研究 草下孝也 181
- 学会記事 183

Tome 11 N° 3

SOMMAIRE

Notes originales

- Photosynthetic Response of Estuarine Phytoplankton to Salinity Variations in their Habitat Osamu MAEDA, Masaaki ZAMMA and Shun-ei ICHIMURA 137
- Equatorial Upwelling due to the Wind Stress and Density Distribution Koji HIDAKA 141
- Microbial Respiration in Marine Environments during Summer Humitake SEKI 147
- Red Tide of *Oikopleura* in Saanich Inlet Humitake SEKI 153

Compte rendu

- Recent Studies on the Thermal Regime of Arctic Sea Ice (in Japanese)..... Tatsuo HASEMI 159

Documentation

- The Second International Congress on the History of Oceanography, Challenger Expedition Centenary (in Japanese) Takahisa NEMOTO 172

A l'occasion d'avoir reçu le prix de la

- Société franco-japonaise d'océanographie
Studies on Facial Bones of Fish, Specially Regarding Feature of Urohyal..... Takaya KUSAKA 181

- Procès-Vervaux 183