
Tome 9

Février

1971

Numéro 1

う み

La mer

昭和 46 年 2 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) 川原田 裕 (気象庁) 西村 実 (東海大学) 大柴五八郎 (理化学研究所) 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) 富永政英 (埼玉大学) 宇野 寛 (東京水産大学) 渡辺精一 (理化学研究所)

投 稿 規 定

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。欧文論文には英文(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) Yutaka KAWARADA (Meteorological Agency) Minoru NISHIMURA (Tokai University) Gohachiro OSHIBA (Institute of Physical and Chemical Research) Yoshio SUGIURA (Meteorological Research Institute) Kazunori TAKAGI (Tokyo University of Fisheries) Kenzo TAKANO (Institute of Physical and Chemical Research) Masahide TOMINAGA (Saitama University) Yutaka UNO (Tokyo University of Fisheries) Seiichi WATANABE (Institute of Physical and Chemical Research)

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 mineuses aux manuscrits ainsi que de demander aux auteurs de les corriger.
4. Des résumés en langue japonaise ou langue française sont obligatoires.
5. Les figures au trait seront tracées à l'encre de Chine noire sur papier blanc ou sur calque. Les légendes des figures et des tableaux sont indispensables.
6. Les premières épreuves seront corrigées, en principe, par les auteurs.
7. Un tirage à part des articles en cinquante exemplaires est offert gratuitement aux auteurs. Ceux qui en désirent un plus grand nombre peuvent les faire établir à leurs frais.

Estimation of Directional Properties of Wind Waves by Ultrasonic Current Meter*

Noriyuki IWATA** and Wataru INADA**

Abstract: Energy distribution of wind waves with regard to direction is obtained by measuring orbital velocities and surface elevations. Ultrasonic current meters are used to obtain horizontal velocity components and capacitance type wave gauge is for surface elevations.

It is concluded that the width of angular spreading of energy density is different for each frequency component and that the observed angular distribution of energy from mean direction is consistent with semi-empirical formula previously obtained by J. T. PRIESTLEY from atmospheric pressure fluctuations on land surface.

1. Introduction

Two dimensional ocean wave spectra can be approximately determined from measurements of surface elevations and induced horizontal orbital velocities (NAGATA, Y., 1964; BOWDEN, *et al.*, 1966). From this method we can calculate the first five coefficients of the Fourier expansion of two dimensional spectra representing angular spreading of energy. Instead of horizontal velocities we can also utilize gradients of surface elevations (LONGUET-HIGGINS M. S. *et al.*, 1963). To obtain higher terms of Fourier series we must devise another instrumentation. CARTWRIGHT-SMITH (1964) and EWING (1968) tried to measure even the curvature of surface elevations. By stereophotographic methods (SWOP, 1956; UBEROI, 1964; STILLWELL, 1969) or by measurements of surface elevations at several points (BARBER 1963; GILCHRIST, 1965; KRYLOV *et al.*, 1968; MOBAREK, I. E., 1965) it is also possible to obtain approximate two dimensional spectra.

The aim of this article is to obtain the directional properties of wind waves from measurements of surface elevations by capacitance type wave gauge as well as induced horizontal orbital velocities by ultrasonic current meter at the marine observation tower in SAGAMI-Bay,

Japan, constructed at the spot of 20 m depth and 1.3 km off shore.

The method of data reduction is essentially the same with that of LONGUET-HIGGINS (1963).

2. Two dimensional spectra

Surface elevation can be represented by stochastic integral as,

$$\zeta(\mathbf{x}, t) = \int_{\mathbf{k}} \exp(i\chi) dA(\mathbf{k}),$$
$$\chi = \mathbf{k} \cdot \mathbf{x} - \sigma t, \quad (1)$$

where $\mathbf{k} = k \cos \theta, k \sin \theta$ denotes wave number vector and $\mathbf{x} = (x, y)$ is horizontal position vector, θ is the angle between x axis and wave number vector, σ shows angular frequency.

Dispersion relation stands for,

$$\sigma^2 = gk \tanh kh, \quad (2)$$

where h denotes mean depth of the water and g is acceleration of gravity. From linearized Bernoulli's equation we have surface boundary condition,

$$\zeta = -\frac{1}{g} \left(\frac{\partial \phi}{\partial t} \right)_{z=0},$$

where ϕ denotes velocity potential and at the bottom we must have,

$$\frac{\partial \phi}{\partial z} = 0; \quad z = -h.$$

The harmonic function satisfying the above boundary conditions is given by,

* Received February 26, 1971

** Institute of Coastal Oceanology, National Research Center for Disaster Prevention, Science and Technology Agency

$$\phi = -ig \int_{\mathbf{k}} \frac{K}{\sigma} \exp(i\chi) dA(\mathbf{k}),$$

where

$$K = \frac{\cosh k(h+z)}{\cosh kh}.$$

Orbital velocities can be derived from this potential as follows,

$$u = \frac{\partial \phi}{\partial x} = g \int_{\mathbf{k}} K \frac{l}{\sigma} \exp(i\chi) dA(\mathbf{k}),$$

$$v = \frac{\partial \phi}{\partial y} = g \int_{\mathbf{k}} K \frac{m}{\sigma} \exp(i\chi) dA(\mathbf{k}),$$

$$w = \frac{\partial \phi}{\partial z} = -i \int_{\mathbf{k}} K_w \sigma \exp(i\chi) dA(\mathbf{k}),$$

where

$$K_w = \frac{\sinh k(h+z)}{\sinh kh},$$

$$l = k \cos \theta, \quad m = k \sin \theta.$$

Wave induced pressure fluctuation is given similarly as follows,

$$\begin{aligned} \dot{p} &= -\rho \frac{\partial \phi}{\partial t} \\ &= \rho g \int_{\mathbf{k}} K \exp(i\chi) dA(\mathbf{k}). \end{aligned} \quad (6)$$

When we denote $\Psi(\mathbf{k})$ as wave number spectrum and $S(\sigma, \theta)$ as frequency directional spectrum, we have identical relations,

$$\Psi(\mathbf{k}) d\mathbf{k} = \Psi(k, \theta) k dk d\theta = S(\sigma, \theta) d\sigma d\theta.$$

From definition of power spectrum we have also,

$$\Psi(\mathbf{k}) d\mathbf{k} = \overline{dA(\mathbf{k}) dA^*(\mathbf{k})},$$

where dA^* shows complex conjugate of dA . When we denote power spectrum of surface elevations such as,

$$P_{\zeta\zeta}(\sigma) = \int_{-\pi}^{\pi} S(\sigma, \theta) d\theta,$$

then we have similar relations for velocities and induced pressure,

$$P_{uu}(\sigma) = \left(\frac{g}{\sigma} K\right)^2 \int_{-\pi}^{\pi} l^2 S(\sigma, \theta) d\theta,$$

$$P_{vv}(\sigma) = \left(\frac{g}{\sigma} K\right)^2 \int_{-\pi}^{\pi} m^2 S(\sigma, \theta) d\theta,$$

$$P_{ww}(\sigma) = (\sigma K_w)^2 \int_{-\pi}^{\pi} S(\sigma, \theta) d\theta,$$

$$P_{pp}(\sigma) = (\rho g K)^2 P_{\zeta\zeta}(\sigma).$$

Similarly cross-spectra can be derived as follows,

$$C_{uv}(\sigma) = \left(\frac{g}{\sigma} K\right)^2 \int_{-\pi}^{\pi} lm S(\sigma, \theta) d\theta, \quad (7)$$

$$Q_{uw}(\sigma) = gKK_w \int_{-\pi}^{\pi} lS(\sigma, \theta) d\theta, \quad (8)$$

$$Q_{vw}(\sigma) = gKK_w \int_{-\pi}^{\pi} mS(\sigma, \theta) d\theta, \quad (9)$$

$$C_{\zeta u}(\sigma) = \frac{g}{\sigma} K \int_{-\pi}^{\pi} lS(\sigma, \theta) d\theta, \quad (10)$$

$$C_{\zeta v}(\sigma) = \frac{g}{\sigma} K \int_{-\pi}^{\pi} mS(\sigma, \theta) d\theta, \quad (11)$$

where $Q(\sigma)$ denotes quadrature-spectrum (imaginary part of cross-spectrum) and $C(\sigma)$ shows co-spectrum (real part).

When we put in general

$$N_{pq}(\sigma) = \int_{-\pi}^{\pi} l^p m^q S(\sigma, \theta) d\theta,$$

it follows then immediately,

$$N_{00}(\sigma) = P_{\zeta\zeta}(\sigma) = \frac{P_{pp}(\sigma)}{(\rho g K)^2} = \frac{P_{ww}(\sigma)}{(\sigma K_w)^2}$$

$$\begin{aligned} N_{10}(\sigma) &= Q_{\zeta x}(\sigma) = \frac{\sigma}{\rho(gK)^2} C_{pu}(\sigma) \\ &= \frac{\sigma}{gK} C_{\zeta u}(\sigma) = \frac{1}{gKK_w} Q_{uw}(\sigma) \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} N_{01}(\sigma) &= Q_{\zeta y}(\sigma) = \frac{\sigma}{\rho(gK)^2} C_{pv}(\sigma) \\ &= \frac{\sigma}{gK} C_{\zeta v}(\sigma) = \frac{1}{gKK_w} Q_{vw}(\sigma), \end{aligned}$$

$$N_{20}(\sigma) = P_{\zeta x \zeta x}(\sigma) = \left(\frac{\sigma}{gK}\right)^2 P_{uu}(\sigma),$$

$$N_{02}(\sigma) = P_{\zeta y \zeta y}(\sigma) = \left(\frac{\sigma}{gK}\right)^2 P_{vv}(\sigma),$$

$$N_{11}(\sigma) = C_{\zeta x \zeta y}(\sigma) = \left(\frac{\sigma}{gK}\right)^2 C_{uv}(\sigma).$$

It is noticed that we have now identically,

$$N_{20}(\sigma) + N_{02}(\sigma) = k^2 N_{00}(\sigma). \quad (12)$$

We can see that $N_{pq}(\sigma)$ can be calculated from adequate combinations of surface elevations, surface gradients, induced pressure and orbital velocities.

In order to obtain two dimensional spectra, we expand now it in Fourier series,

$$S(\sigma, \theta) = \frac{1}{2} a_0 + \sum_{n=1}^{\infty} (a_n \cos n\theta + b_n \sin n\theta),$$

$$a_n + ib_n = \frac{1}{\pi} \int_{-\pi}^{\pi} \exp(in\theta) S(\sigma, \theta) d\theta, \quad (13)$$

so that we obtain

$$\begin{aligned} a_0(\sigma) &= \frac{1}{\pi} N_{00}(\sigma), \\ a_1(\sigma) &= \frac{1}{\pi k} N_{10}(\sigma), \quad b_1 = \frac{1}{\pi k} N_{01}(\sigma), \\ a_2(\sigma) &= \frac{1}{\pi k^2} [N_{20}(\sigma) - N_{02}(\sigma)], \\ b_2(\sigma) &= \frac{1}{\pi k^2} N_{11}(\sigma). \end{aligned} \quad (14)$$

The first five coefficients $a_n (n=0, 1, 2)$ of Fourier series can be easily determined, for example, by power and cross spectra of pressure and velocities. When we now introduce (14) again in (13), we get approximate two dimensional spectrum as follows,

$$S_1(\sigma, \theta) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\pi}^{\pi} \frac{\sin \frac{5}{2}(\theta - \theta')}{\sin \frac{1}{2}(\theta - \theta')} S(\sigma, \theta') d\theta',$$

this is a smoothed average of the actual distribution by weighting function, which can be eventually negative in some directions. In order to avoid this difficulty we may put,

$$S(\sigma, \theta) = \frac{1}{2} a_0 + \sum_{n=1}^{\infty} \alpha_n (a_n \cos n\theta + b_n \sin n\theta).$$

When we introduce (14) into the above formula, it follows,

$$\begin{aligned} S_2(\sigma, \theta) &= \frac{1}{2\pi} \int_{-\pi}^{\pi} W(\theta - \theta') S(\sigma, \theta') d\theta' \\ W(\theta) &= 1 - 2(\alpha_1 - \alpha_2) \\ &\quad + 4(\alpha_1 - 4\alpha_2) \cos^2 \frac{\theta}{2} + 16\alpha_2 \cos^4 \frac{\theta}{2} \end{aligned}$$

putting $\alpha_1 = 2/3$, $\alpha_2 = 1/6$ we obtain binominal low pass filter of LONGUET-HIGGINS (1963).

$$W(\theta) = \frac{8}{3} \cos^4 \frac{\theta}{2} \quad (15)$$

It must be noticed that band width of this filter is rather large, as seen from the relation, $W(\pi/3) = 9/16 W(0)$.

3. Angular spreading of energy density

The following article is due to LONGUET-HIGGINS (1963), but we repeat it in resumé in order to show the method of the processing of data.

We consider now an integral,

$$\begin{aligned} I(\sigma) &= \frac{8}{\pi} \int_{-\pi}^{\pi} \sin^2 \frac{1}{2}(\theta - \theta_1) \sin^2 \frac{1}{2}(\theta - \theta_2) \\ &\quad \times S(\sigma, \theta) d\theta. \end{aligned}$$

When we approximate $S(\sigma, \theta)$ by the first five terms of Fourier series, $I(\sigma)$ can be considered as a function of $\theta_n (n=1, 2)$, $a_n (n=0, 1, 2)$, $b_n (n=1, 2)$. It is shown by LONGUET-HIGGINS (1955) that for the extreme value of $I(\sigma)$, θ_n must be roots of the quadratic,

$$R_0 e^{2i\theta} - R_1 e^{i\theta} + R_2 = 0, \quad (16)$$

where $R_n (n=0, 1, 2)$ must satisfy,

$$\begin{aligned} (a_0 - I)R_0 - (a_1 - ib_1)R_1 + (a_2 - ib_2)R_2 &= 0, \\ (a_1 + ib_1)R_0 - a_0 R_1 + (a_1 - ib_1)R_2 &= 0, \\ (a_1 + ib_2)R_0 - (a_1 + ib_1)R_1 + (a_0 - I)R_2 &= 0. \end{aligned} \quad (17 \text{ a, b, c})$$

From the condition that the determinant of coefficients shall vanish, we get,

$$\Delta_0 \Delta_2^2 - 2\Delta_1 \Delta_2 + \Delta_2 = 0, \quad (18)$$

where

$$\Delta_n = \begin{vmatrix} a_0 & a_1 - ib_1 & \cdots & a_n - ib_n \\ a_1 + ib_1 & a_0 & \cdots & a_{n-1} - ib_{n-1} \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ a_n + ib_n & a_{n-1} + ib_{n-1} & \cdots & a_0 \end{vmatrix}. \quad (19)$$

The minimum value of $I(\sigma)$ is given from (18),

$$I_{\min}(\sigma) = \frac{\Delta_1 - \sqrt{\Delta_1^2 - \Delta_0 \Delta_2}}{\Delta_0}. \quad (20)$$

To solve (16) we can put now,

$$R_0 : R_1 : R_2 = e^{-i\vartheta} : r : e^{i\vartheta},$$

because we have $R_0 = R_2^*$ for real R_1 as seen from (17b), we obtain then from (17a, c),

$$\begin{aligned} (a_0 - I + a_2) \cos \vartheta + b_2 \sin \vartheta - a_1 r &= 0, \\ (a_0 - I - a_2) \sin \vartheta + b_2 \cos \vartheta - b_1 r &= 0, \end{aligned}$$

which gives,

$$\frac{\cos \vartheta}{X} = \frac{\sin \vartheta}{Y} = \frac{r}{Z}, \quad (20a)$$

where

$$\begin{aligned} X &= (a_0 - I)a_1 - (a_1 a_2 + b_1 b_2), \\ Y &= (a_0 - I)b_1 - (a_1 b_2 - a_2 b_1), \\ Z &= (a_0 - I)^2 - (a_2^2 + b_2^2). \end{aligned} \quad (21)$$

From (16) we have now the products of roots

$$\exp [i(\theta_1 + \theta_2)] = \frac{R_2}{R_0} = \exp(2i\vartheta), \quad (22)$$

or

$$\frac{1}{2}(\theta_1 + \theta_2) = \vartheta = \tan^{-1}\left(\frac{Y}{X}\right).$$

When we put moreover,

$$\theta_1 = \vartheta + \psi, \quad \theta_2 = \vartheta - \psi,$$

we obtain again from (16) the sum of roots as follows,

$$\begin{aligned} \psi &= \frac{1}{2}(\theta_1 - \theta_2) = \cos^{-1} \frac{r}{2} \\ &= \cos^{-1} \left[\frac{1}{2} \frac{Z}{\sqrt{X^2 + Y^2}} \right]. \end{aligned} \quad (23)$$

$I(\sigma)$ and ψ are invariant under the rotation of coordinate. For the special case when the spectrum is symmetrical about one particular direction, say ϑ , then $b_1 = b_2 = 0$ and we have,

$$I_{\min}(\sigma) = \frac{1}{a_0} [(a_0^2 - a_1^2) - |a_1^2 - a_0 a_2|].$$

From (14) it follows however,

$$\frac{a_0 a_2}{a_1^2} = \frac{N_{00}(N_{20} - N_{02})}{N_{10}^2} = \frac{\langle \cos 2\theta \rangle}{\langle \cos \theta \rangle^2},$$

where

$$\langle \cos n\theta \rangle P_{\zeta\zeta}(\sigma) = \int_{-\pi}^{\pi} \cos n\theta S(\sigma, \theta) d\theta.$$

For narrow spectrum we have $a_0 a_2 / a_1^2 < 1$ and it follows,

$$I_{\min}(\sigma) = a_0 \left[1 - 2 \left(\frac{a_1}{a_0} \right)^2 + \frac{a_2}{a_0} \right].$$

Moreover we have from (22) and (23),

$$\vartheta = 0, \quad \psi = \cos^{-1} \frac{a_1}{a_0}.$$

As LONGUET-HIGGINS shows ψ is a measure of *r.m.s.* of angular spreading of energy from the mean direction and $I_{\min} / [a_0 \psi^4]$ becomes an indicator of the peakedness of this energy distribution with regard to direction.

In general long-crestedness is defined,

$$\gamma^2(\sigma) = \frac{k^2 N_{00} - \sqrt{A}}{k^2 N_{00} + \sqrt{A}}, \quad A = (N_{10} - N_{02})^2 + 4N_{11}^2.$$

For symmetrical spectrum it turns out to be,

$$\gamma^2(\sigma) = \frac{a_0 - a_2}{a_0 + a_2}. \quad (24)$$

4. Principles of ultrasonic current meter

Traveling time of sound pulse between a pair of transmitter and receiver fixed in a definite

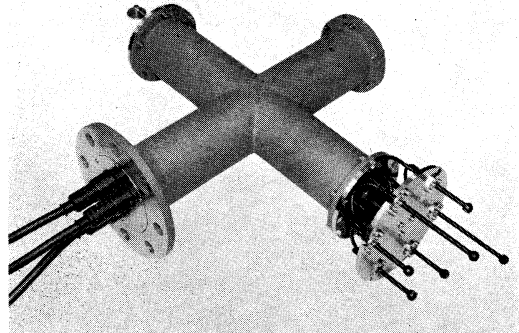


Fig. 1. Sensor of the used ultrasonic current meter.

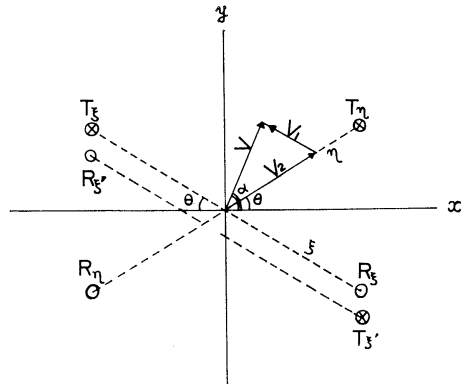


Fig. 2. Arrangement of transmitter and receiver of sound pulse.

distance apart in fluid in motion depends on the velocity of fluid itself. Let us take arbitrary axes ξ, η (not necessary rectangular) as shown in Fig. 2. T_ξ and T_η denote transmitter and R_ξ, R_η receiver of sound pulse.

We assume temporary that the distance between each pair of transmitter and receiver is L . Let us draw x axis dividing equally angle $\xi\theta\eta$ and y axis perpendicular to it. Now the problem is how to find components of velocity vector \mathbf{v} on x and y axes.

From trigonometry we find at first,

$$\frac{|\mathbf{v}|}{\sin 2\theta} = \frac{V_1}{\sin(\alpha - \theta)} = \frac{V_2}{\sin(\alpha + \theta)},$$

where α denotes the angle between x axis and velocity vector.

V_1 and V_2 show components of this velocity vector on ξ and η axes positive towards transmitter. We have from the above formulae as

follows,

$$V_1 = \frac{\sin(\alpha - \theta)}{\sin 2\theta} |\mathbf{v}|, \quad V_2 = \frac{\sin(\alpha + \theta)}{\sin 2\theta} |\mathbf{v}|. \quad (25)$$

Travel time of pulse between each pair of transmitter and receiver is given by,

$$\tau_\xi = \frac{L}{c - V_1}, \quad \tau_\eta = \frac{L}{c - V_2}. \quad (26)$$

Reciprocal of this travel time is so called sing-around pulse frequency. Now the difference of two frequencies is,

$$\delta f = \frac{1}{\tau_\xi} - \frac{1}{\tau_\eta} = \frac{|\mathbf{v}| \cos \alpha}{L \cos \theta},$$

or

$$V_x (\equiv |\mathbf{v}| \cos \alpha) = \delta f L \cos \theta. \quad (27)$$

In other words x component of velocity vector can be determined by measuring δf . It must be noticed that V_x does not depend on sound velocity.

When we set another pair of transmitter and receiver of sound pulse on ξ' axis parallel to ξ , we have similarly,

$$\tau_{\xi'} = \frac{L}{c + V_1}$$

and

$$\delta f' = \frac{1}{\tau_{\xi'}} - \frac{1}{\tau_\eta} = \frac{V \sin \alpha}{L \sin \theta}.$$

The velocity component on y axis is given by,

$$V_y (\equiv |\mathbf{v}| \sin \alpha) = \delta f' L \sin \theta. \quad (28)$$

Fig. 3 shows block diagram of circuits. Frequ-

ency of sound wave constituting a transmitted pulse in fluid is 4 MHz. Frequency of sing-around pulse itself can be determined by $f \doteq c/L$,

As $L \doteq 14.5$ cm and $c \doteq 1,550$ m/s we have approximately $f \doteq 10.4$ KHz. Desired difference of this sing-around frequency is detected after multiplying 16 times each frequency. Analog output can also be obtained through frequency-voltage converter. Variation of sound velocity due to temperature fluctuations is obtained by comparing sing-around frequency and a fixed standard frequency of 14.8 KHz.

Let us now examine systematic error of actual devise. For the case of sing-around method there is always delay time between arrival of particular pulse and a succeeding transmission of pulse. Moreover distance between transmitter and receiver can not be exactly equal. When we denote the distance and delay time for a pair ($T_\xi - R_\xi$) as L and t and that for another pair ($T_\eta - R_\eta$) as $L + \delta l$ and $t + \delta t$, we have,

$$f_\xi = \frac{1}{\tau_\xi + t}, \quad f_\eta = \frac{1}{\tau_\eta (1 + \delta l/L) + t + \delta t}.$$

Thus the difference of the above frequencies is given by,

$$\delta f = f_\xi - f_\eta = \left(\frac{1}{\tau_\xi} - \frac{1}{\tau_\eta} \right) \left[1 - i \left(\frac{1}{\tau_\xi} + \frac{1}{\tau_\eta} \right) \right] + \epsilon,$$

where

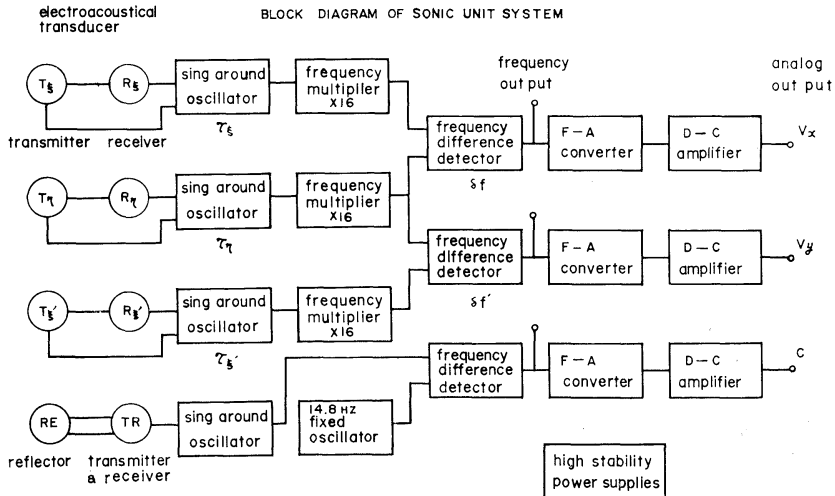


Fig. 3. Block diagram of the circuits of ultrasonic current meter.

Table 1. Legend. Δt : sampling interval, N : total number of data, T_m : optimum period of spectrum, h : water depth, z : depth of ultrasonic current meter from the surface.

Run No.	Date	Δt (sec)	N	T_m (sec)	h (m)	z (m)
1	March 8, 1968	11h 25m	0.5	2000	6.7	21.75
2	"	13 35	"	"	"	"
3	"	17 38	"	"	7.7	21.35
4	July 3, 1970	18 00	0.9	"	11.3	22.30

Table 2. Statistical properties of waves. H : significant wave height, V and U : significant wave induced velocities, T : significant period, T_p and T_0 : crest-to-crest and zero-up crossing period.

Run No.	H (cm)	T (sec)	T_p/T_0	V			U		
				V (cm/sec)	T (sec)	T_p/T_0	U (cm/sec)	T (sec)	T_p/T_0
1	128	6.3	0.48	87	6.6	0.67	77	6.7	0.42
2	195	7.5	0.63	140	7.0	0.58	100	6.0	0.42
3	155	7.8	0.65	121	7.4	0.58	78	6.2	0.61
4	70	7.0	0.74	47	8.6	0.67	40	7.9	0.73

$$\varepsilon = \frac{1}{c_\gamma} \left(\frac{\delta l}{L} + \frac{\delta t}{c_\gamma} \right).$$

Substituting (26) into the above formula and remembering the condition that $c \ll V$, we have,

$$\delta f = \frac{V_x}{L \cos \theta} \left(1 - 2 \frac{ct}{L} \right) + \varepsilon, \quad (29)$$

where

$$\varepsilon = \frac{c}{L^2} (\delta l + c \delta t).$$

When we put $V_x = 0$, then we have $\delta f = \varepsilon$. If c and δt do not vary in time, so ε remains constant and V_x is exactly proportional to δf . When we admit fluctuations of these quantities such as,

$$c = c_0 + \delta c; \quad t = t_0 + \delta t_0, \quad \delta t = \langle \delta t \rangle + \delta t'$$

then we obtain,

$$\langle ct \rangle \doteq c_0 t_0$$

$$\langle \varepsilon \rangle = \varepsilon_0 \left[1 + \left\langle \left(\frac{\delta c}{c_0} \right)^2 \right\rangle \right] \doteq \varepsilon_0,$$

where

$$\varepsilon_0 = \frac{c_0}{L} (\delta l + c_0 \langle \delta t \rangle).$$

Bracket shows mean value over time interval large compared with travel time of sound pulse (about 100μ sec). By taking these mean values, we can consider $\langle \varepsilon \rangle$ as constant and it is possible to obtain V_x by measuring δf . Fig. 4 shows the results of calibration giving a relation between V and δf .

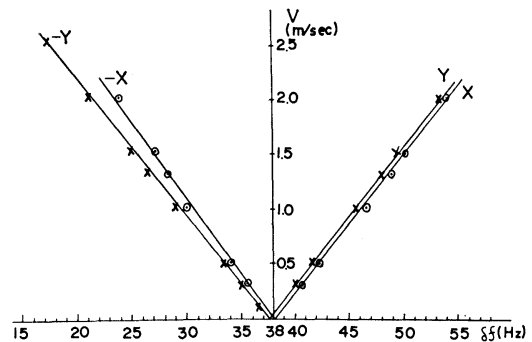


Fig. 4. Calibrations of the ultrasonic current meter.

5. Data reductions

From (13) and (11) we have non-dimensional Fourier coefficients,

$$\hat{a}_1 \left(= \frac{a_1}{a_0} \right) = \frac{1}{k} \frac{N_{10}}{N_{00}} = \frac{\sigma}{gk} \frac{C_{zu}(\sigma)}{K P_{z\zeta}(\sigma)},$$

$$\hat{b}_1 \left(= \frac{b_1}{a_0} \right) = \frac{1}{k} \frac{N_{01}}{N_{00}} = \frac{\sigma}{gk} \frac{C_{zv}(\sigma)}{K P_{z\zeta}(\sigma)},$$

$$\hat{a}_2 \left(= \frac{a_2}{a_0} \right) = \frac{1}{k^2} \frac{N_{20} - N_{02}}{N_{00}}$$

$$= \left(\frac{\sigma}{gk} \right)^2 \frac{P_{uu}(\sigma) - P_{vv}(\sigma)}{K^2 P_{z\zeta}(\sigma)},$$

$$\hat{b}_2 \left(= \frac{b_2}{a_0} \right) = \frac{2}{k^2} \frac{N_{11}}{N_{00}}$$

$$= 2 \left(\frac{\sigma}{gk} \right)^2 \frac{C_{uv}(\sigma)}{K^2 P_{z\zeta}(\sigma)}.$$

When we denote calibration coefficient for wave gauge as ζ_0 cm/volt and that for ultrasonic current meter as v_0 cm/sec/volt we can rewrite as,

$$\hat{a}_1 = c_f a_1^*, \quad \hat{b}_1 = c_f b_1^* \\ \hat{a}_2 = c_f^2 a_2^*, \quad \hat{b}_2 = c_f^2 b_2^*,$$

where

$$c_f = \frac{\sigma}{gk} \frac{1}{K} \frac{v_0}{\zeta_0}$$

and

$$a_1^* = \frac{c_{\zeta u}^*(\sigma)}{P_{\zeta \zeta}^*(\sigma)}, \text{ etc.} \quad (30)$$

Here $c_{\zeta u}^*$ and $P_{\zeta \zeta}^*$ show spectrum calculated from output voltages themselves. From (17a) and (18) we obtain,

$$1 - \frac{I_{\min}}{a_0} = c_f^2 (1 - I_*), \quad (31)$$

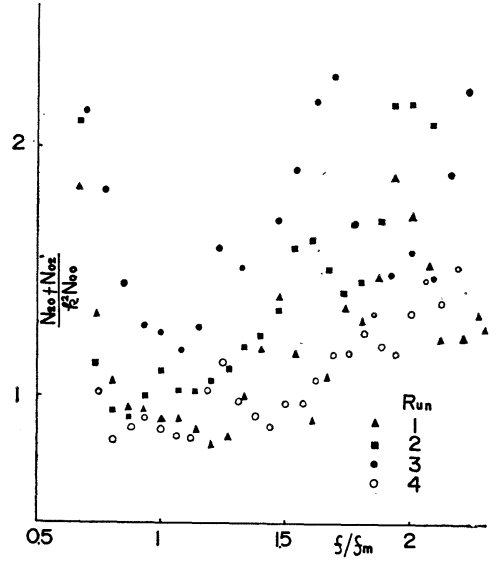


Fig. 5. Ratio of spectra of surface elevations and induced velocities.

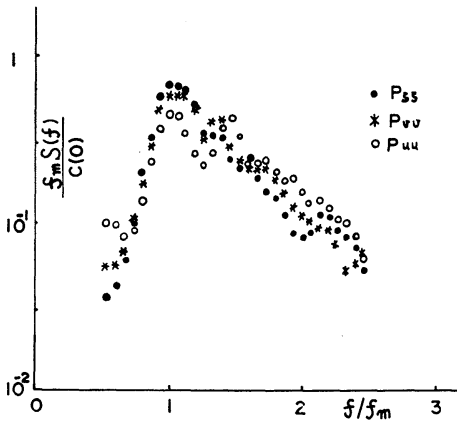


Fig. 6. (a)

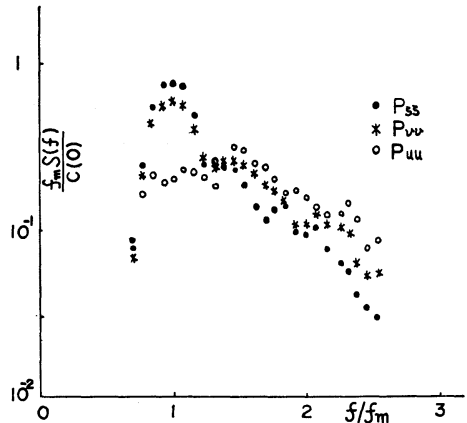


Fig. 6. (c)

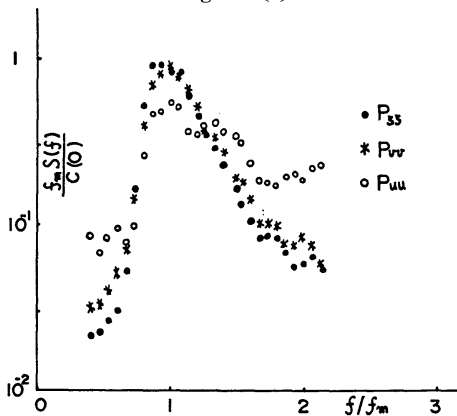


Fig. 6. (b)

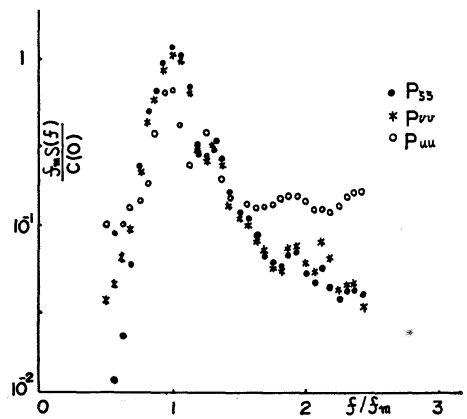


Fig. 6. (d)

Fig. 6. Normalized power spectra. (a) is for Run 1, (b) for Run 2, (c) for Run 3 and (d) for Run 4.

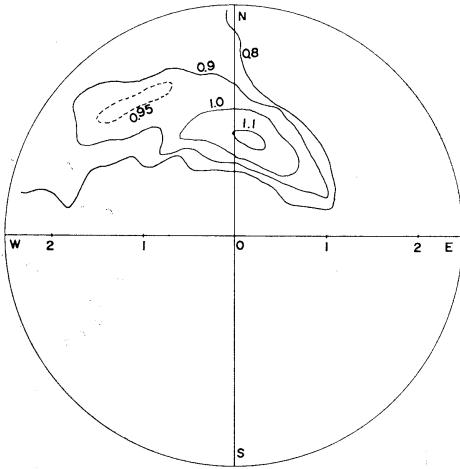


Fig. 7. (a)

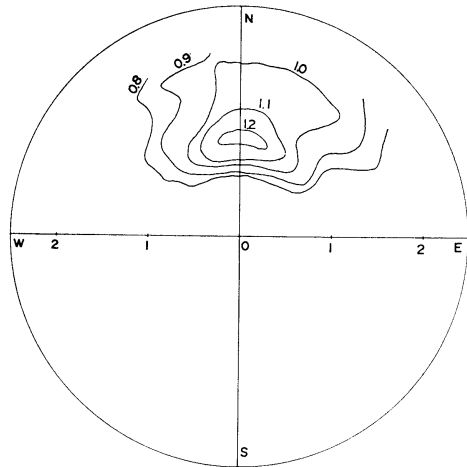


Fig. 7. (c)

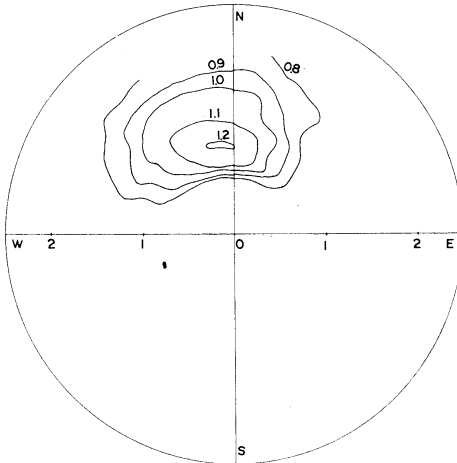


Fig. 7. (b)

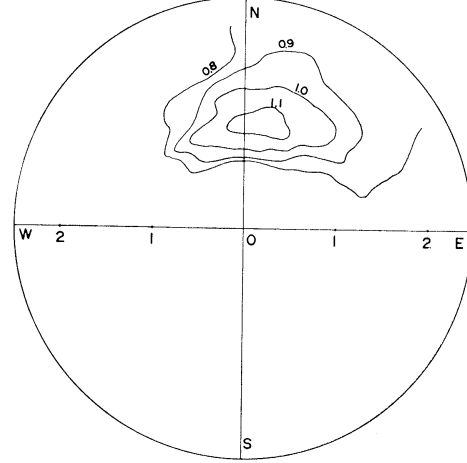


Fig. 7. (d)

Fig. 7. Normalized angular distributions of energy for each component, (a) is for Run 1, (b) for Run 2, (c) for Run 3 and (d) for Run 4.

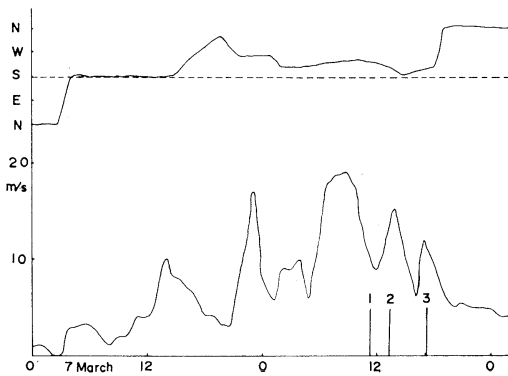


Fig. 8. Wind field at the observation time.

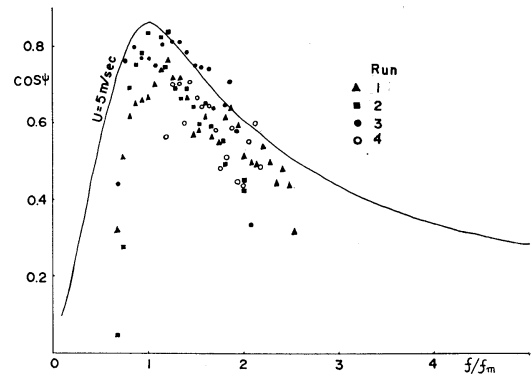


Fig. 9. Parameter of r.m.s. angular distribution of energy. Full curve is derived from semi-empirical formula of PRIESTLEY (1963).

where

$$1 - I_* = a_1^{*2} + b_1^{*2} + [(a_1^{*2} - b_1^{*2} - a_2^{*2}) + (b_2^{*2} - 2a_1^*b_1^*)^2]^{1/2}.$$

From (21) it follows also,

$$\begin{aligned} \cos \psi &= \frac{1}{2} c_f \{ (1 - I_*)^2 - (a_2^{*2} + b_2^{*2}) \} / \\ & [(a_1^{*2} + b_1^{*2}) \{ (1 - I_*)^2 + (a_2^{*2} + b_2^{*2}) \} \\ & - 2(1 - I_*) \{ a_2^* (a_1^{*2} - b_1^{*2}) \\ & + 2a_1^* b_1^* b_2^{*2} \}]. \end{aligned} \quad (32)$$

Mean direction of each frequency component is obtained from (20a) as,

$$\tan \vartheta = \frac{[(1 - I_*)b_1^* - (a_1^*b_2^* - a_2^*b_1^*)]}{[(1 - I_*)a_1^* - (a_1^*a_2^* + b_1^*b_2^*)]}.$$

It is interesting to note that we have from (12),

$$c_f^2 = \frac{P_{\zeta\zeta}^*(\sigma)}{P_{uu}^*(\sigma) + P_{vv}^*(\sigma)}. \quad (33)$$

Both side of (33) can be obtained from observations. We can use (33) as a criterion of data to be used.

Fig. 5 shows the results of calculations, where $\sigma = 2\pi f$ and f_m denotes optimum frequency of each calculated spectrum. In the neighbourhood of f_m , (12) is satisfied considerably well, but for lower and higher frequency range the ratio becomes larger and larger. It might be partially due to the scattering of waves around the observation tower. Representative scale of this tower is horizontally about 14 m, exactly equal to the wavelength of surface waves with period of 3 sec. It can be seen also that the ratio of (30) and (33) is rather systematically discrepant for each run, so that we use hereafter c_f calculated from (33).

Fig. 6(a)~Fig. 6(d) are normalized spectra of surface elevations and horizontal components of orbital velocities, f_m denotes optimum frequency of each spectrum and $C(0)$ shows the integral of spectral densities, so that the area under each spectrum curve equals to unity.

Fig. 7(a)~Fig. 7(d) show angular spreading of power spectrum defined $\pi S/P_{\zeta\zeta}$. It does not show a usual directional spectrum but indicates general character of directional distributions of wave energy for each frequency. It can be seen evidently that the peakness of the energy distributions with regard to direction is

different for each frequency component. It is largest for optimum frequency and becomes smaller for both higher and lower frequency components.

Fig. 8 shows the wind field for the first 3 runs. Wind directions are almost constant for 36 hours and wind velocities fluctuate from 10 m/sec to about 20 m/sec with apparent periodicities of 6~9 hours. On the other hand the last observation is made under the condition of weak wind characterizing swells propagating from open sea, so that Fig. 6(d), the power spectrum, becomes rather narrower compared to the others.

Fig. 9 shows $\cos \psi$ calculated by (32). It is a measure of angular distributions of energy from mean direction of each frequency component. The full line is derived from Priestley's

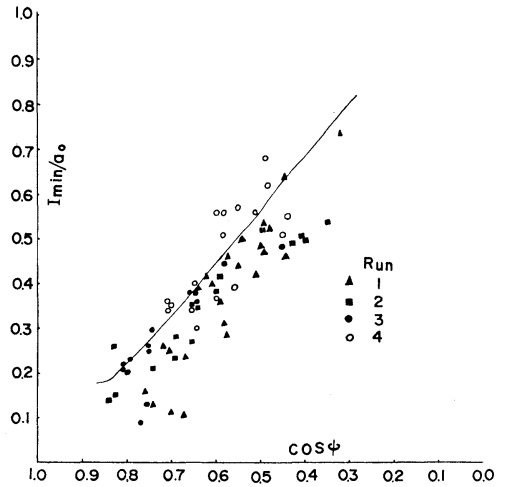


Fig. 10. Parameter of peakness of two dimensional spectra.

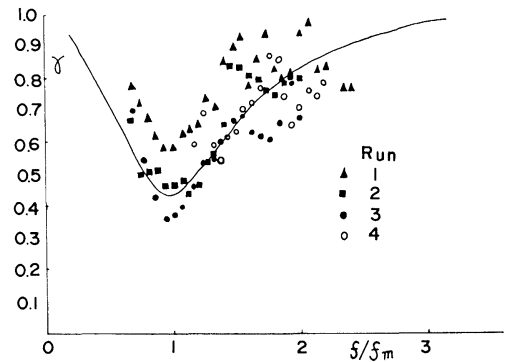


Fig. 11. Long-crestedness of surface waves.

formula (1965) of atmospheric pressure fluctuations (IWATA, 1971). It must be noticed that r.m.s. of angular distributions of energy is larger also for lower frequency components. It may be due to the randomness of the swells constituting the background of wind wave field.

I_{\min}/a_0 is a function of Fourier coefficients, which is different for each frequency components, so that I_{\min}/a_0 becomes also a function of frequency. Fig. 10 shows a relation between I/a_0 and $\cos \psi$.

f/f_m is originally multivalued function of $\cos \psi$ as seen in Fig. 9, so that we have selected higher frequency range $f > f_m$. The real curve is derived again from semi-empirical formula of atmospheric pressure fluctuation of PRIESTLEY (1963). Peakedness of the energy distribution becomes to be proportional to the r.m.s. of angular distributions.

Fig. 10 shows long-crestedness γ calculated from (24). The crest length is largest for optimum frequency component and becomes smaller for both lower and higher frequency components. The real curve is again derived from semi-empirical function of atmospheric fluctuations.

6. Concluding remarks

Two parameters derived by LONGUET-HIGGINS (1963) denoting the r.m.s. angular distributions of energy and spectral peakedness and also long-crestedness are obtained from observations of surface elevations and of wave induced horizontal velocities.

These parameters are different for each frequency component and take extreme value at optimum frequency of power spectra. It is interesting to note that in lower frequency range the r.m.s. angular deviations of energy becomes larger than that for optimum frequency component. The similar characteristics are derived also for atmospheric turbulent pressure fluctuations at land surface having the same frequencies with ocean waves. It is possible that the tertiary interactions between surface wave components can contribute to the angular dispersion but the observed results indicate that this angular distribution of energy are almost the same with linear theory of surface wave deve-

lopment under turbulent atmospheric pressure fluctuations.

References

- BARBER, N. F. (1963): The directional resolving power of an array of wave detectors. "Ocean Wave Spectra" 137-150.
- BOWDEN, K. F. and R. A. WHITE (1966): Measurements of the orbital velocities of sea waves and their use in determining the directional spectrum. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, **12**, 33-54.
- CARTWRIGHT, D. E. and N. D. SMITH (1964): Bouy techniques for obtaining directional wave spectra. "Bouy Technology", Marine Technology Soc., Washington, 112-121.
- EWING, J. A. (1969): Some measurements of the directional wave spectrum. *J. Mar. Res.*, **27**(2), 163-171.
- GILCHRIST, A. W. R. (1965): The directional spectrum of ocean waves; an experimental investigation of certain predictions of the Miles-Philips theory of wave generation. *J. Fluid Mech.*, **25** (4), 795-816.
- IWATA, N. (1971): Directional energy distribution of wind waves. (To be published)
- KRYLOV, Yu. M., S. S. STREKALOV and TSYPLUKHIN (1968): Investigation of the two-dimensional energy spectrum and of the wavelength of wind-induced waves. *IZV. Atmos. and Ocean. Physics*, **4**(6), 660-670.
- LONGUET-HIGGINS, M. S. (1955): Bounds for the integral of a non-negative function in terms of its Fourier coefficients. *Proc. Cambridge Philo. Soc.*, **51**(4), 590-603.
- LONGUET-HIGGINS, M. S., D. E. CARTWRIGHT and N. D. SMITH (1963): Observations of the directional spectrum of sea waves using the motions of a floating bouy. "Ocean Wave Spectra" 111-131, Prentice-Hall.
- MOBAREK, I. EL.-S. (1965): Directional spectra of laboratory wind waves. *Proc. Amer. Soc. Civil Engineers*, WW3, 91-116.
- NAGATA, Y. (1964): The statistical properties of orbital wave motions and their application for the measurement of directional wave spectra. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, **19**(4), 169-181.
- PRIESTLEY, J. T. (1965): Correlation studies of pressure fluctuations on the ground beneath a turbulent boundary layer. *Nat. Bureau of Standard Rep.* 8942. 1-91.
- STILWELL, D. (1969): Directional energy spectra of the sea from photographs. *J. Geophys. Res.*, **74**(8), 1974-1986.

SWOP (1956): The directional spectrum of a wind generated sea as determined from the data obtained by stereo wave observation project. Engineering College, New York University.

UBEROI, M. S. (1964): Directional spectrum of wind generated ocean waves. J. Fluid Mech., **19**(3), 452-464.

超音波流速計による風浪の方向特性の測定

岩 田 憲 幸 稲 田 亘

要旨: 電気容量型波高計と超音波流速計を使用して、波浪とそれによる水粒子速度の水平面内の直角2成分を測定することにより風浪の方向特性を求めた。

風浪の2次元スペクトルを角度に関して、フーリエ展開したときの最初の5項に相当するものを観測より求め、これから LONGUET-HIGGINS によって得られた二つのパラメーターすなわち、エネルギーの方向分布の標準偏差と方向スペクトルのとがり度を示すパラメーターを計算した。

PRIESTELEY が陸上で求めた、大気の圧力変動のスペクトルに関する半経験式から得られる計算値とこの観測値から得られる値とを比較した。発達過程にある風浪のスペクトルは線型近似ではこの大気の圧力変動と同じ角分散を示すが、同じ比例関係が十分に発達した高周波平衡領域においても近似的に成立する。

Studies on the Formation of Demersal Fishing Grounds*

2. Analytical Studies on the Effect of the Wind on the Spreading of Water Masses in the Eastern Bering Sea

Kohei KIHARA**

Abstract: The three major water masses; Alaskan Coastal Water, Alaskan Stream Extension Water and Boreal Cold Water, were previously reported by the present author (KIHARA *et al.*, 1969). The strength of Alaskan Stream Extension Water in summer season is closely related to the six months mean cumulative value of the wind force (from February to July) at the Unimak Island. In 1963 and 1968, the strength of the northward component of the six months cumulative wind force is prevalent and consequently the spreading of Alaskan Stream Extension Water is remarkable one. The high negative correlation is noticed between the catches of halibut and the volume of Alaskan Stream Extension Water in the eastern Bering Sea.

1. Introduction

The purpose of the present paper is to study the unity of marine organisms and their environments, since the population dynamics of the abundance of a species is considered to be affected by the interaction between the organisms and their abiotic and biotic environments. The connection between an organism and any particular component of its environment is never isolated from the connections with other environmental components (HELA, 1965). The water masses in the eastern Bering Sea in summer season can be classified into three types; Alaskan Coastal Water, Alaskan Stream Extension Water and Boreal Cold Water, on the basis of the T-S diagram. These water masses affect the formation of the demersal fishing grounds in this sea area. Especially Alaskan Stream Extension Water seemed to be the optimum water mass for Alaska pollack (*Theragra chalcogramma*), on the other hand it acts on the formation of fishing grounds of Yellow sole (*Limanda aspera*), Rock sole (*Lepidopsetta bilineata*) and *Pleuronectes pallasi* as a limiting factor. As mentioned above, Alaskan Stream Extension Water affects on the formation

of the demersal fishing grounds in the eastern Bering Sea. More detailed research is necessary but the present study is confined into the relation between the strength of Alaskan Stream Extension Water and the wind force at the Unimak Island from 1963 to 1969.

2. Materials and methods

The materials utilized are mainly based on the fisheries oceanographic data obtained by Oshoro-maru (the fisheries training and research ship, Faculty of Fisheries, Hokkaido University, Hakodate) in the eastern Bering Sea from 1963 to 1969. The values of water temperature and salinity in the bottom layer are plotted on the T-S diagram to distinguish the water masses.

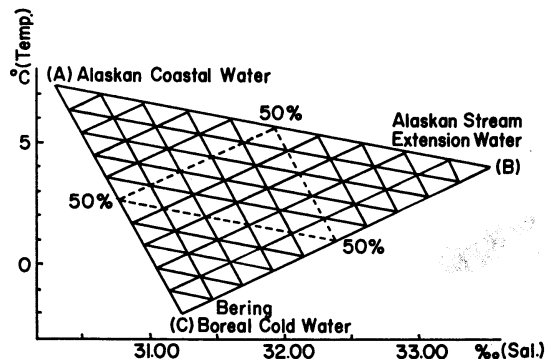


Fig. 1. Classification of basic water masses in the eastern Bering Sea.

* Received February 27, 1971

** Tokyo University of Fisheries, Konan-4, Minatoku, Tokyo 108, Japan

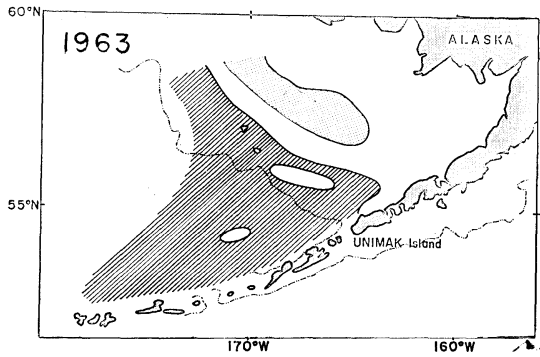


Fig. 2.

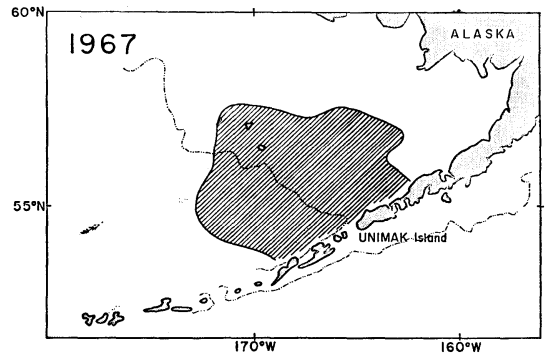


Fig. 6.

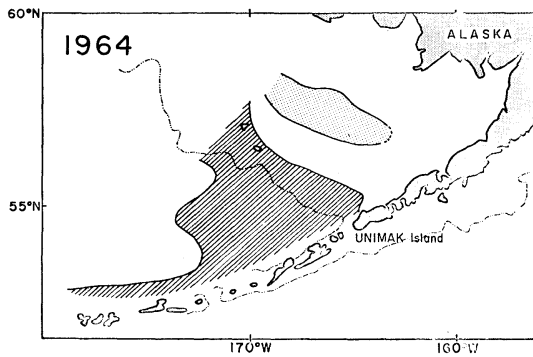


Fig. 3.

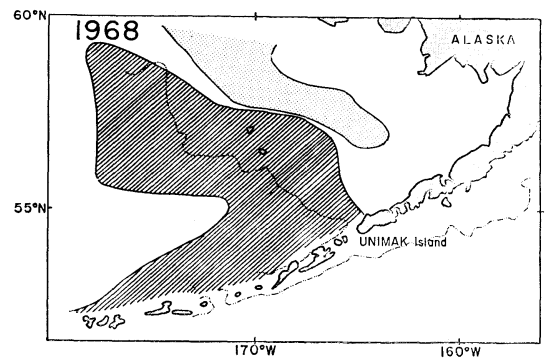


Fig. 7.

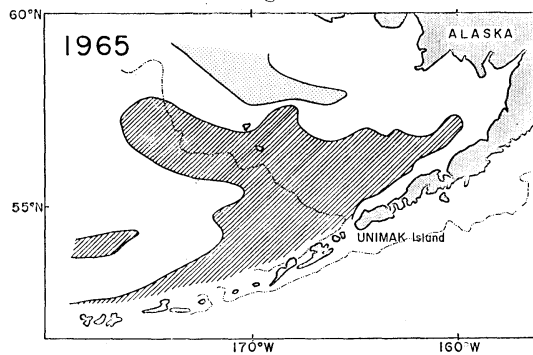


Fig. 4.

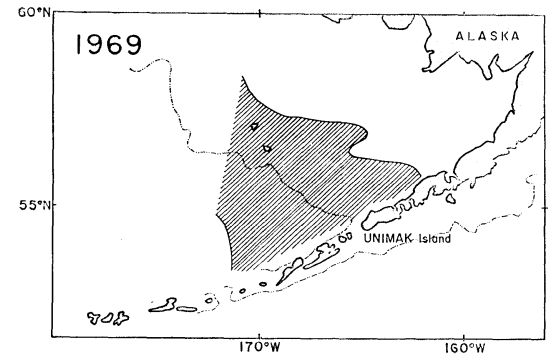


Fig. 8.

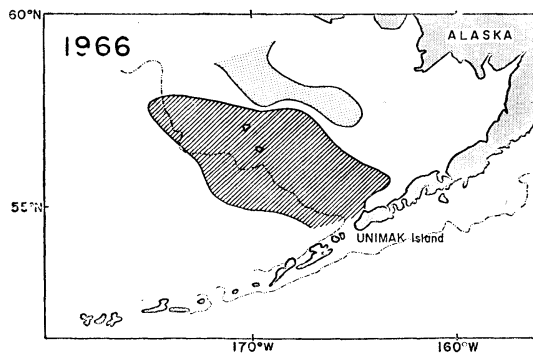


Fig. 5.

Figs. 2~8. Distribution of Alaskan Stream Extension Water and Bering Boreal Cold Water at the depth of 60 m from 1963 through 1969.

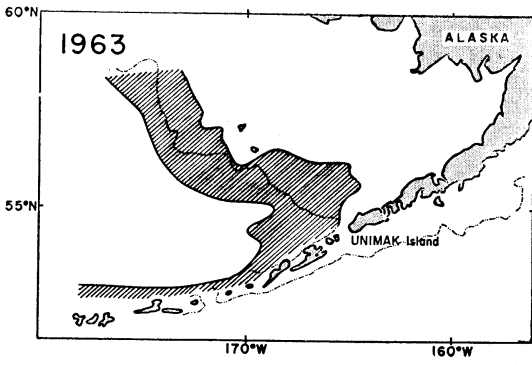


Fig. 9.

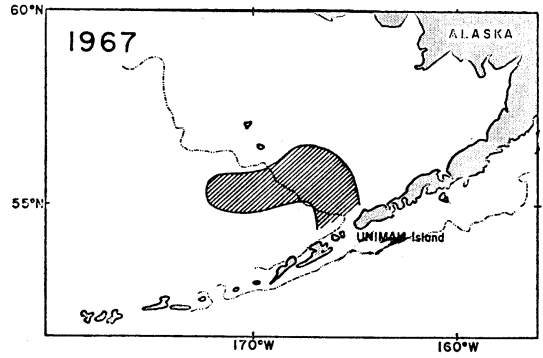


Fig. 13.

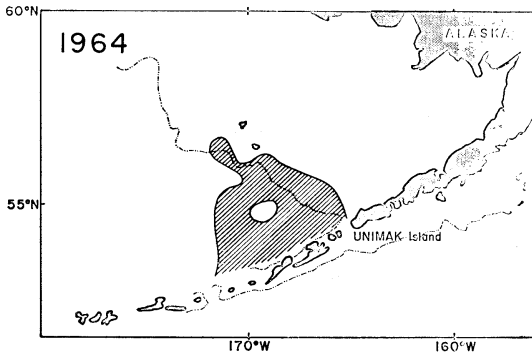


Fig. 10.

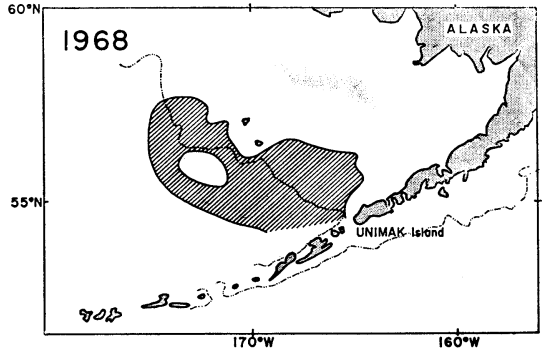


Fig. 14.

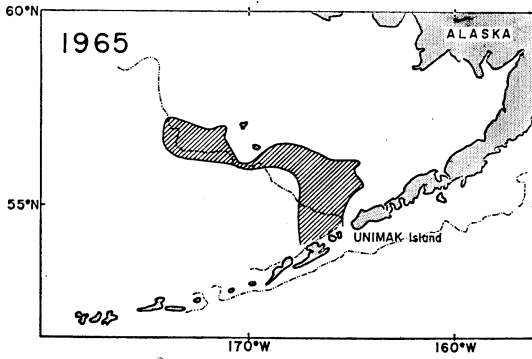


Fig. 11.

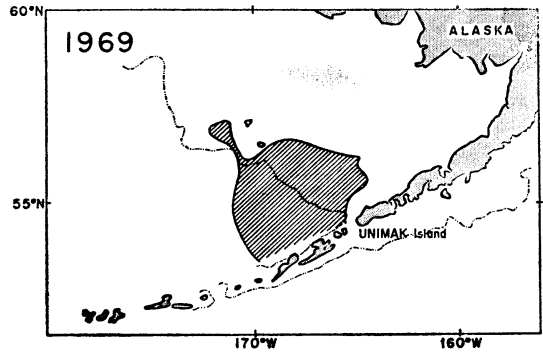


Fig. 15.

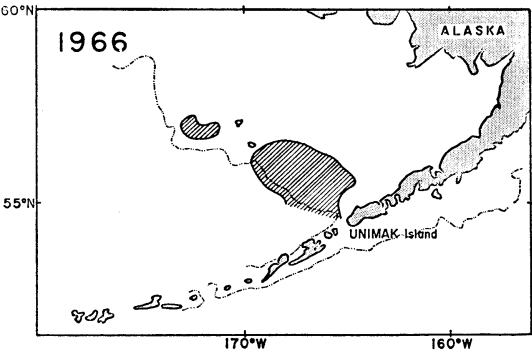


Fig. 12.

Figs. 9~15. Distribution of Alaskan Stream Extension Water and Bering Boreal Cold Water at a depth of 100 m from 1963 through 1969.

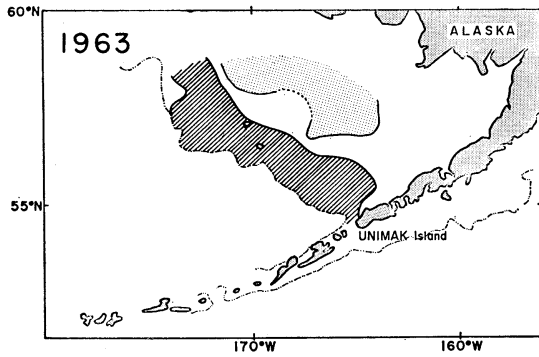


Fig. 16.

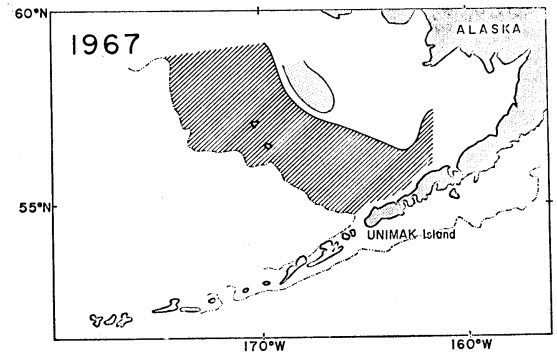


Fig. 20.

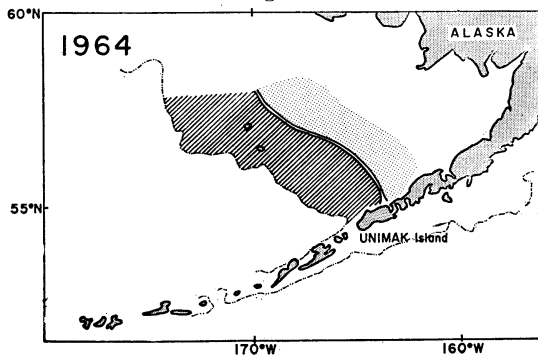


Fig. 17.

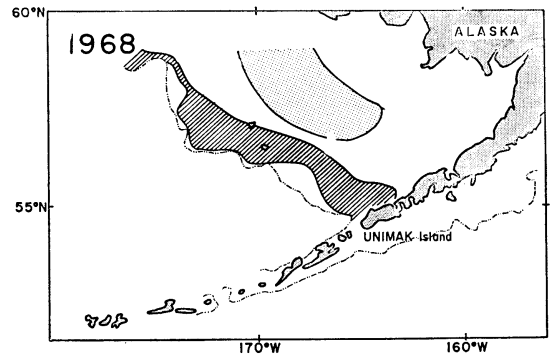


Fig. 21.

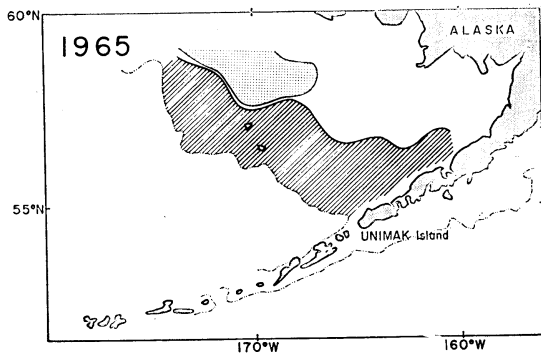


Fig. 18.

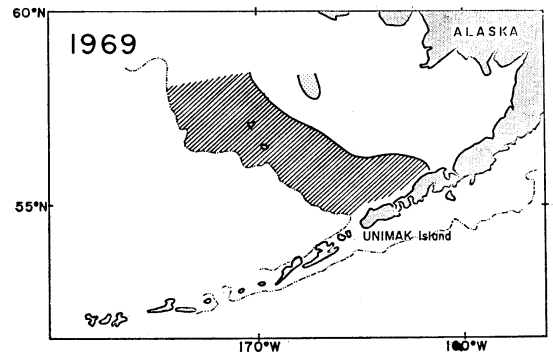


Fig. 22.

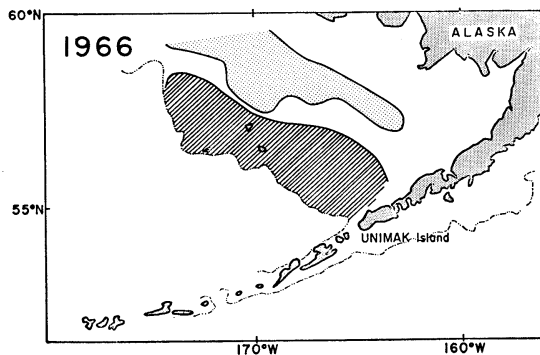


Fig. 19.

Figs. 16~22. Distribution of Alaskan Stream Extension Water and Bering Boreal Cold Water in the bottom layer from 1963 through 1969.

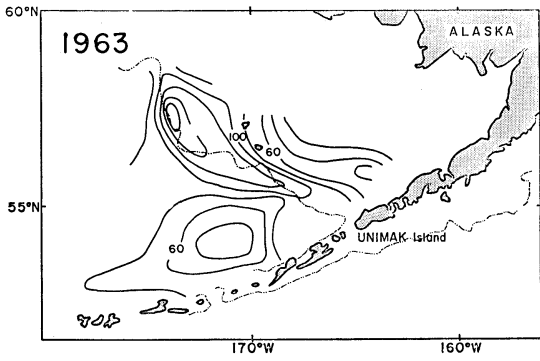


Fig. 23.

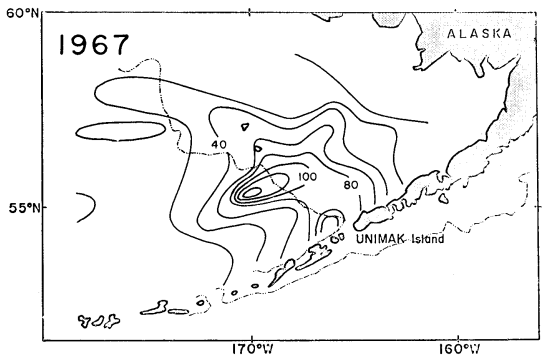


Fig. 27.

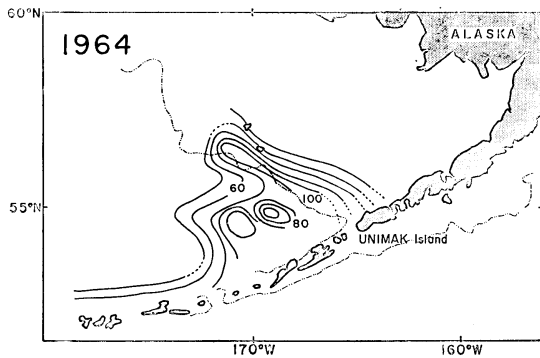


Fig. 24.

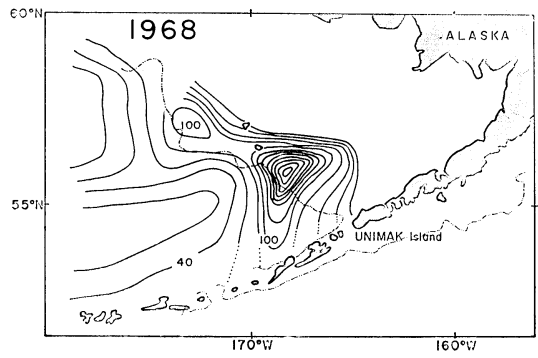


Fig. 28.

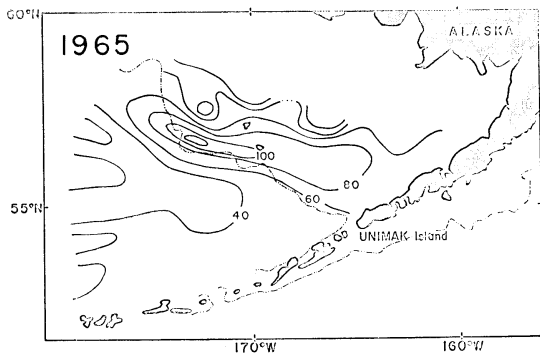


Fig. 25.

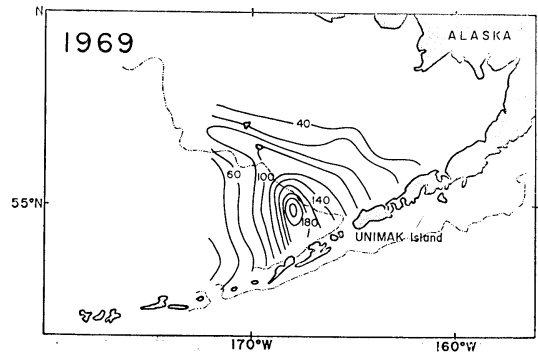


Fig. 29.

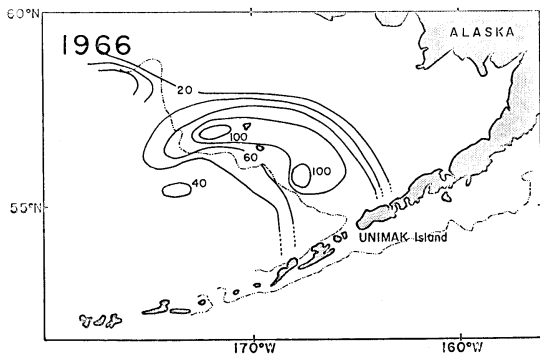


Fig. 26.

Figs. 23~29. The thickness of Alaskan Stream Extension Water from 1963 through 1969. (m)

The points on the T-S diagram are distributed in the domain of the triangle ABC . The vertex A , B and C mean the following three standard water masses;

- A: Alaskan Coastal Water
- B: Alaskan Stream Extension Water
- C: Bering Boreal Cold Water

The water temperature and salinity of each point are expressed as $A(t_1, s_1)$, $B(t_2, s_2)$ and $C(t_3, s_3)$. The water masses in the domain of the triangle are composed of the standard water masses A , B and C , and the ratio (%) of their composition differs with the distance from each vertex. Each side of the triangle is divided into 100 equal parts and joined each point to make grids. If the composition ratio of each standard water mass at the point, $P(t, s)$, in the domain of the triangle is expressed by m_1 , m_2 and m_3 , these relations may be written as follows;

$$\begin{aligned} m_1 + m_2 + m_3 &= 100 \\ t &= m_1 \cdot t_1 + m_2 \cdot t_2 + m_3 \cdot t_3 \\ s &= m_1 \cdot s_1 + m_2 \cdot s_2 + m_3 \cdot s_3 \end{aligned}$$

The standard water mass which occupies more than 50 percents in the composition of every water mass is treated as a dominant water mass in the three standard water masses. The water mass having no dominant water mass is considered to be equally composed and is named Mixed Water. The depth of upper and lower limits of Alaskan Stream Extension Water and Boreal Cold Water can be read by the T-S diagrams of each station (Fig. 1).

The horizontal distributions of each water mass are shown at the depth of 60 m, 100 m and in the bottom layer (Figs. 2~22). The thickness of these water masses is obtained by the T-S diagrams (Figs. 23~29). The volume of Alaskan Stream Extension Water in the triangle area is computed by a planimeter to estimate its strength (Figs. 30 and 31). The six months mean cumulative wind force (from February to July) of the northward and the westward components at Unimak Island are computed to know the relation between the wind force at sea level and the strength of Alaskan Stream Extension Water which is considered to be the mixed water of Alaskan Stream Water flowing through the straits of

Aleutian Chains and the coastal water in the eastern Bering Sea. The six months mean cumulative wind force at Unimak Island is calculated as following;

$$F_w = \frac{1}{6} \Sigma f_w \quad F_w = \text{Westward component}$$

$$F_n = \frac{1}{6} \Sigma f_n \quad F_n = \text{Northward component}$$

Where f_w means the daily wind force of westward component and f_n means northward component at sea level from February to July.

3. Results and discussion

The Alaskan Stream flows westwards along the south coast of Aleutian Chains. Some parts of this water are considered to enter into the Bering Sea through the straits in the Aleutian Chains. It is conjectured that the forces of westward wind and northward wind in this area affect on the volume of Alaskan Stream Extension Water. The graph of the six months mean cumulative wind force shows the fact that there is little change of westward component, but is remarkable change of northward component which shows the maximum in 1967 and the minimum in 1968 (Fig. 32). Regarding the strength of them, northward component is superior to westward component except in 1968. It is concluded that northward component of wind affects on the strength of Alaskan Stream Extension Water dominantly. The apparent difference between northward component and westward component is the least in 1963 and is the greatest in 1968.

As shown in the Fig. 30, Unimak Strait opens to NW-SE direction and it is considered that westward component of wind generates the current which flows directly in Unimak Strait in conformity with the Ekman's wind driven current theory.

The gradient of thermocline anomaly between A and B points in the Figs. 33~39 is calculated on the basis of the fact that this gradient is proportional to the pressure gradient. The strength of the northward component which affects on the strength of Alaskan Stream Extension Water is weaker in 1963 and 1968. In the years 1963 and 1968, the gradient of

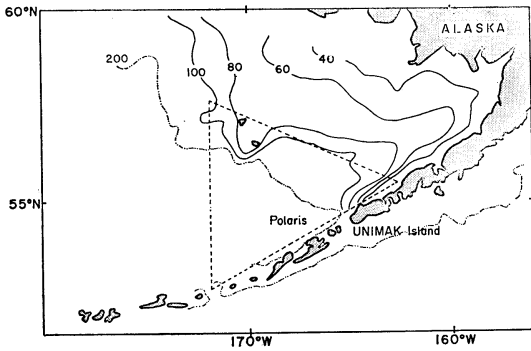


Fig. 30. Submarine topography and Polaris fishing ground of halibut. Triangle indicates the sea areas used to calculate the volume of Alaskan Stream Extension Water. (Depth in meter).

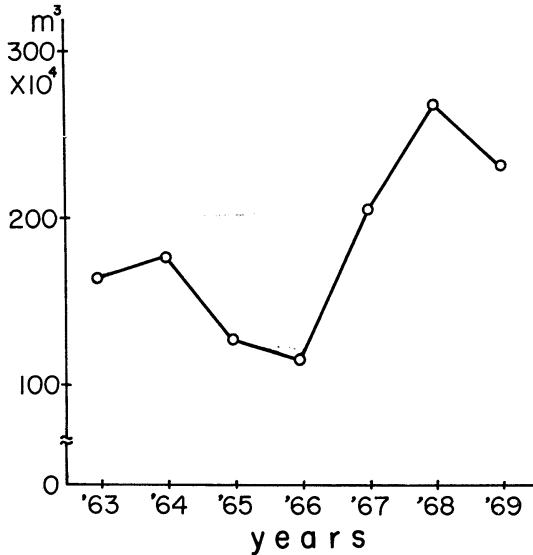


Fig. 31. The volume of Alaskan Stream Extension Water in the sea areas which are shown in the Fig. 30 from 1963 through 1969.

thermotic anomaly is greater and it is concluded that the current gains in speed (Fig. 40). On the contrary, current speed is slower in 1964 and 1967 when the strength of the northward component is greater and the gradient of thermotic anomaly is less. The high negative correlation ($r = -0.91$) is recognized between the northward component of wind and the gradient of thermotic anomaly (Fig. 41).

In the following, the relation between the gradient of thermotic anomaly and the strength of Alaskan Stream Extension Water is investigated. It is marked that the geostrophic

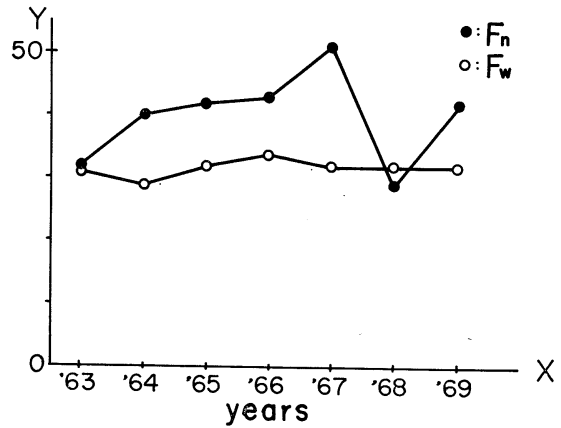


Fig. 32. Variation of the six months mean cumulative value of the westward and northward components of wind force at Unimak Island from 1963 through 1969.

current flows along the edge of continental shelf and the vortex due to the submarine topography are formed (Figs. 33~39). The horizontal spreading of Alaskan Stream Extension Water at the depth of 60 m, 100 m and in the bottom layer is remarkable towards northwest direction in 1963 and 1968 when the gradient of thermotic anomaly is greater (Figs. 2~22). On the contrary, the spreading of this water is not so conspicuous in 1967 when the gradient of thermotic anomaly is less. The spreading of this water mass towards the interior of the Bristol Bay is remarkable in 1964, 1965, 1966 and 1967 when the strength of this water mass is not so strong. The spreading of Boreal Cold Water at 60 m depth is not recognized in 1967 and 1969 when the northward component of wind is stronger. This water mass intrudes towards the interior of this bay in 1963 and 1968 when the northward component is weaker (Figs. 2~15). In the bottom layer the strength of Alaskan Stream Extension Water is not so strong in 1963 and 1968 when northward component of wind is also weaker. In 1967, the northward component of wind is stronger, and then the spreading of Alaskan Stream Extension Water towards the NW direction is prevalent. The strength of Boreal Cold Water in the bottom layer is conspicuous in 1963, 1964 and 1968 (Figs. 16~22). It is noticed that the spreading of Boreal Cold

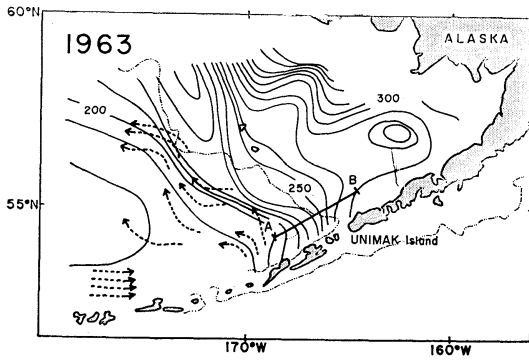


Fig. 33.

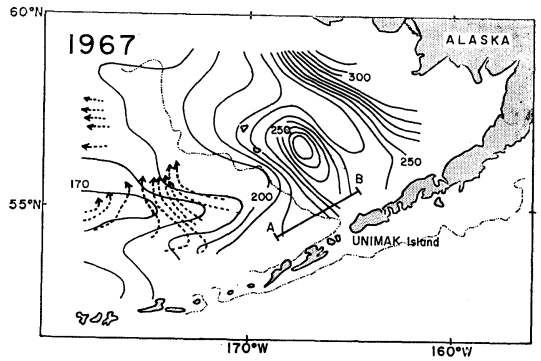


Fig. 37.

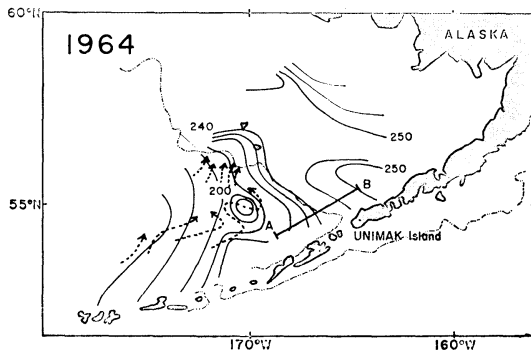


Fig. 34.

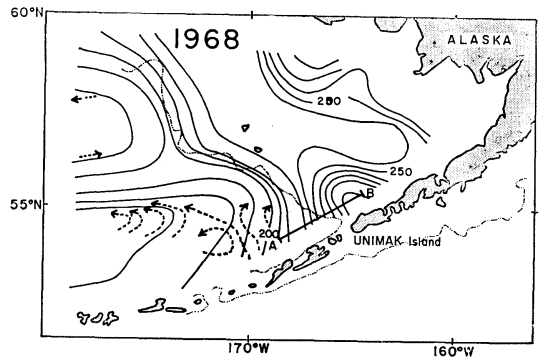


Fig. 38.

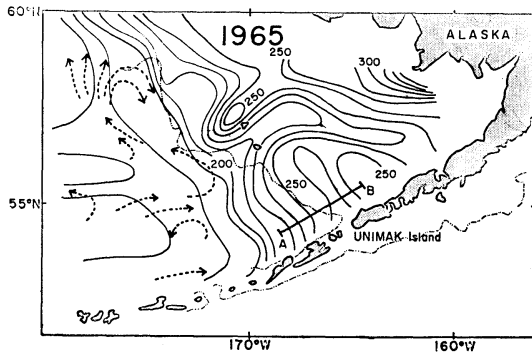


Fig. 35.

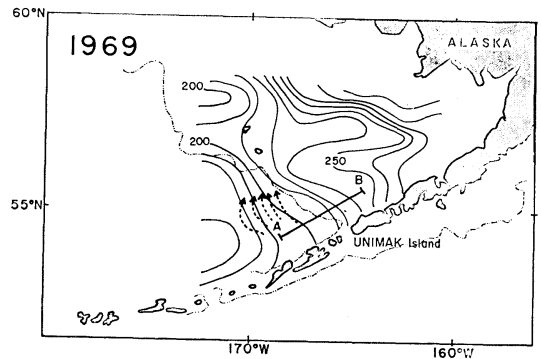


Fig. 39.

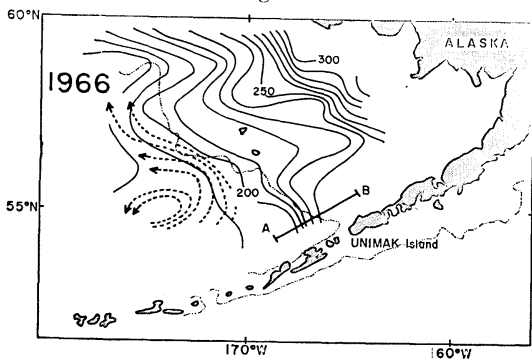


Fig. 36.

Figs. 33~39. Distributions of thermosteric anomaly at a depth of 30 m from 1963 to 1969. Dotted lines indicate the geostrophic current at the surface referred to 800-decibar surface.

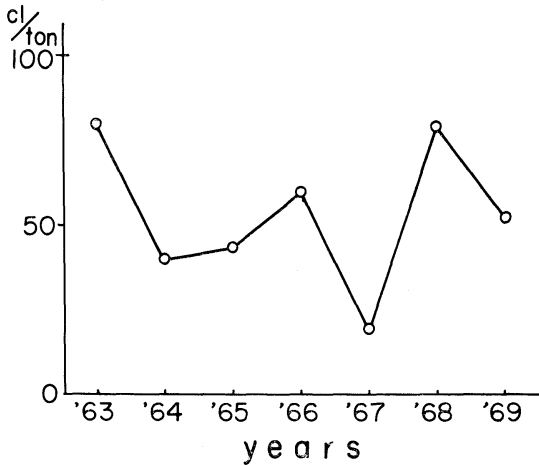


Fig. 40. Difference of thermosteric anomaly between A and B points which are shown in Figs. 33-39 from 1963 to 1969.

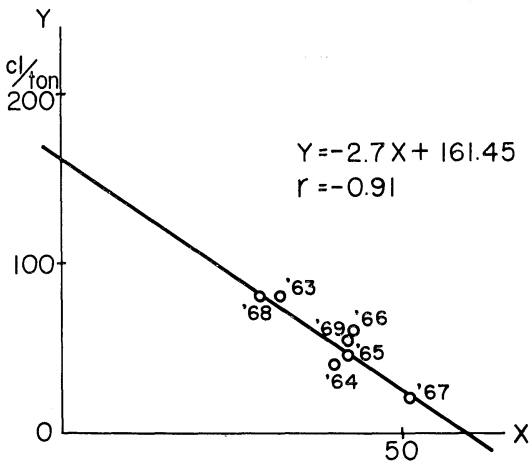


Fig. 41. Relationship between the six months mean cumulative value of the northward component of wind force at Unimak Island (X) and the difference of thermosteric anomaly between A and B (Y).

Water towards the interior of Bristol Bay is remarkable in the years when the northward component of wind in this area is not so prevalent.

Figs. 23 to 29 show the thickness, namely vertical spreading of Alaskan Stream Extension Water. It is found from these figures that the vertical spreading of this water mass is remarkable in 1968 when the strength of the northward component is weaker and then horizontal spreading towards northwest direction is stronger

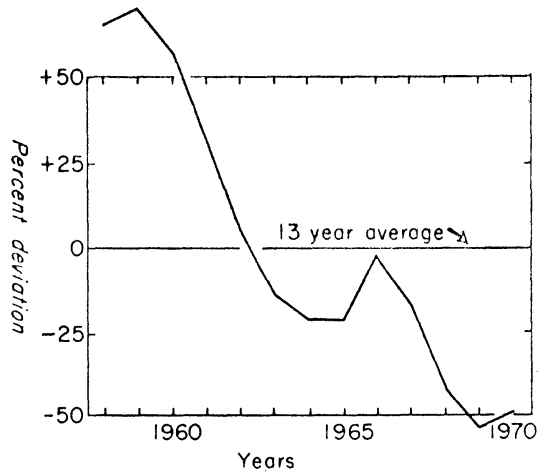


Fig. 42. The abundance of halibut aged 6 through 10 on the Polaris ground as indicated by the deviation from the average catch per unit effort from 1958 through 1970 by North American setline vessels (smoothed X 3, according to William H. HARDMAN).

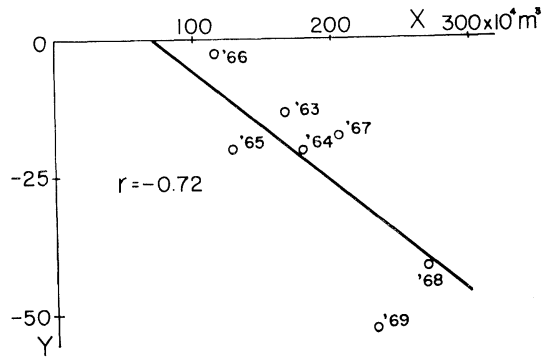


Fig. 43. Relationship between the volume of Alaskan Stream Extension Water in the triangle area (X) and the deviation of catch of halibut in Polaries fishing ground (Y).

(Figs. 2~29).

The volume of Alaskan Stream Extension Water in the triangle area is computed by a planimeter to find the strength of this water mass near the entrance of Unimak Strait (Figs. 30 and 31). The volume is maximum in 1968 and minimum in 1966. Since the volume of this water is calculated in the limited areas, the volume is not always related to the six months mean cumulative wind force and the gradient of thermosteric anomaly. The high negative correlation ($r = -0.72$) is recognized be-

tween the volumes of Alaskan Stream Extension Water in the triangle areas and the catches of halibut in the Polaris fishing ground (Figs. 30, 31, 42 and 43). Consequently, it is concluded that Alaskan Stream Extension Water affects on the formation of the fishing ground of halibut.

From the facts mentioned above, it may be concluded that Alaskan Stream Extension Water affects on the formation of the demersal fishing grounds and there is a remarkable correlation between the northward component of the six months mean cumulative wind force at Unimak Island and spreading of Alaskan Stream Extension Water.

Acknowledgements

The author is indebted to Dr. M. UDA for his helpful advices and discussions and to Miss E. TANIGUTI for her reading of the manuscript.

References

- DODIMEAD, A. J., F. FAVORITE and T. HIRANO (1963): Oceanography of the Subarctic Pacific Ocean. Bull. I.N.P.F.C., **13**, 105-119.
- FADEF, N. S. (1963): *Limanda aspera* in the eastern Bering Sea. Proc. T.I.N.R.O., 50.
- FAVORITE, Felix (1965): Alaskan Stream. Bull. I.N.P.F.C., **21**, 1-18.
- Hokkaido University (1964~1970): Data Record of Oceanographic Observations and Exploratory Fishing. **8-14**.
- ILMO, Hela (1965): Utilization of physical oceanography in the service of marine fisheries. Proc. Finnish Acad. Sci. Letters, 158-187.
- HARDMAN, William H. (1970): The size, age and sex composition of north American setline catches of Halibut in Bering Sea, 1964-1970. Int. Pac. Hal. Comm. Technical Rept., **8**, 2-11.
- HEBARD, James F. (1961): The currents in the southeastern Bering Sea. Bull. I.N.P.F.C., **5**, 9-14.
- Japan Meteorological Agency (1963~1969): Daily Weather Maps, 1646-4017.
- KIHARA, K. and M. UDA (1969): Analytical studies on the mechanism concerning the formation of demersal fishing grounds in relation to the bottom water masses in the eastern Bering Sea. Jour. Tokyo Univ. Fish., **55**(2), 83-90.
- KOTO, H. and T. MAEDA (1965): On the movement of fish shoal and the change of bottom temperature on the trawl-fishing ground of the eastern Bering Sea. Bull. Jap. Soc. Sci. Fish., **31**(10), 769-780.
- KUBO, I. (1966): Zoku suisanshigen kakuron. Koseisha Koseikaku, p. 273.
- MAEDA, T., T. FUJII and K. MASUDA (1967): Studies on the trawl fishing grounds of the eastern Bering Sea-1. Bull. Jap. Soc. Sci. Fish., **33**(8), 713-720.
- OHTANI, K. (1970): Relative Transport in the Alaskan Stream in Winter. Jour. Oceanogr. Soc. Japan, **26**(5), 271-282.
- TAIT, J. B., A. J. LEE, U. STEFÁNSSON and F. HERMANN (1967): Temperature and salinity distributions and water-masses of the region. Rapports et procès-verbaux, **157**, 38-149.
- UDA, M. (1962): Subarctic oceanography in relation to whaling and salmon fisheries. Sci. Rept. Whale Res. Inst., **16**, 105-119.
- UDA, M. (1963): Oceanography of the Subarctic Pacific Ocean. Jour. Fish. Res. Board Canada, **20**(1), 119-179.
- ZENKEVITCH, L. (1963): Biology of the sea of the U.S.S.R., 818-841.

底魚漁場形成機構に関する研究

2. 東部ベーリング海における卓越風と アラスカ統流系水の拡散について

木 原 興 平

要旨: 東部ベーリング海水は、T-S 図によりアラスカ沿岸系水、アラスカ統流系水及び北方冷水の三水塊に分類でき、このうちアラスカ統流系水が当海域の底魚漁場形成に大きな影響を与えるという前報の結果に基づき、ウニマック島における卓越風が統流系水の拡散に与える影響に関して考察した。その結果、同島における2月から7月までの積算風力値と統流系水の拡散との間には高い負相関 ($r = -0.91$) が認められた。すなわち、南風の弱勢であった1963年及び1968年は北西方向の海流は速く、統流系水の拡散も顕著であった。また、大鮎漁場内における統流系水の体積と大鮎漁獲量との間にも高い負相関 ($r = -0.72$) が認められ、同系水が大鮎漁場形成の制限因子として作用していることが判明した。

寄稿

Isoplèthes de $\sin \varphi/h^*$

M^{lle} Noriko KATAYAMA**, M^{lle} Sawa MIYASHITA*** et Kenzo TAKANO****

Nature du problème Lorsque la latitude, la vitesse angulaire de la Terre et la profondeur de l'océan sont désignées par φ , ω et h , respectivement, la quantité $2\omega \sin \varphi/h$ s'appelle, comme cela étant bien connu, le tourbillon planétaire potentiel et égale approximativement le tourbillon potentiel, si le cisaillement horizontal de la vitesse relative à la Terre est petit par rapport à $2\omega \sin \varphi$.

Elle jouerait un rôle considérable dans le mouvement de l'eau, notamment dans les couches profondes. On se rappelle, à cet égard, une étude du méandre du Gulf Stream par WARREN (1963) suivie d'autres (cf. GILL et PARKER, 1970) qui suggèrent plus ou moins l'importance du relief du fond ou du tourbillon potentiel, en tant qu'il s'agit de phénomènes de grande échelle.

Nous nous proposons de préparer les isoplèthes de $\sin \varphi/h$, qui peut être à son tour considéré comme le réciproque de la profondeur de l'océan mesurée le long de l'axe de la rotation. Cela est un premier étape préliminaire à l'étude du méandre du Kuroshivo et de la genèse de la masse d'eau froide au sud du Japon central. Alors que de nombreuses recherches synoptiques portent sur ce problème, peu nombreuse est la recherche théorique.

Isoplèthes Pour commencer nous avons dessiné des isobathes sur les cartes bathymétriques n^{os} 5257, 5490 et 5492 de l'U.S. Naval Oceanographic Office, Washington, D.C. et puis des isoplèthes de $\sin \varphi/h$ à partir de $\sin \varphi/h$ calculées sur chacune de ces isobathes. Les figures 1 et 2 illustrent les isobathes et les isoplèthes de $\sin \varphi/h$. La profondeur s'exprime en brasses

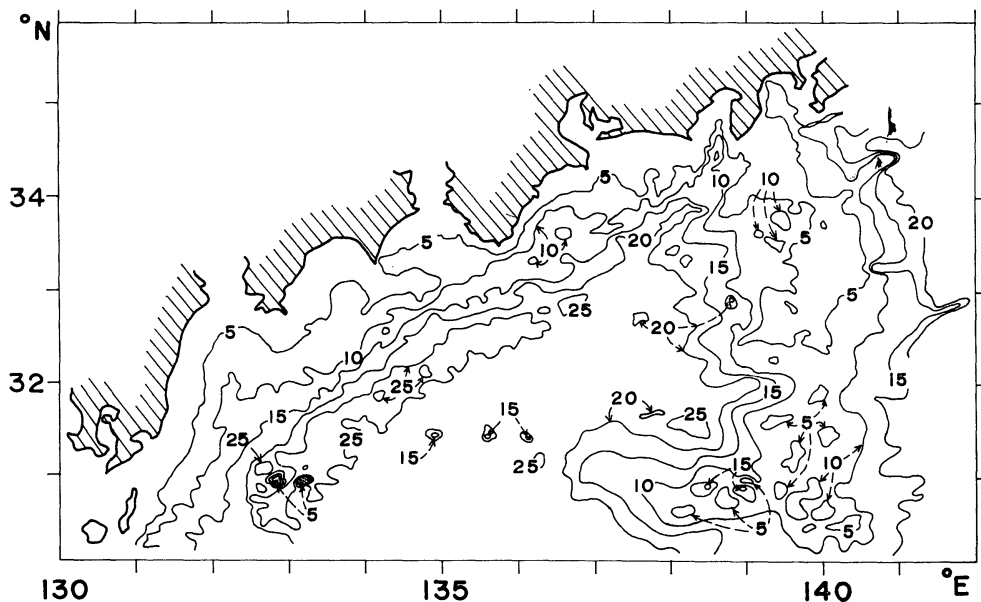


Fig. 1. Isobathes au sud du Japon (10^2 brasses).

* Manuscrit reçu le 2 février 1971

** Actuellement M^{me} H. TANAKA

*** Actuellement M^{me} M. MATSUYAMA au Centre

de Calcul de l'Université de Hôsei

**** Rikagaku Kenkyusho (Institut de Recherche Physique et Chimique), Saitama-ken

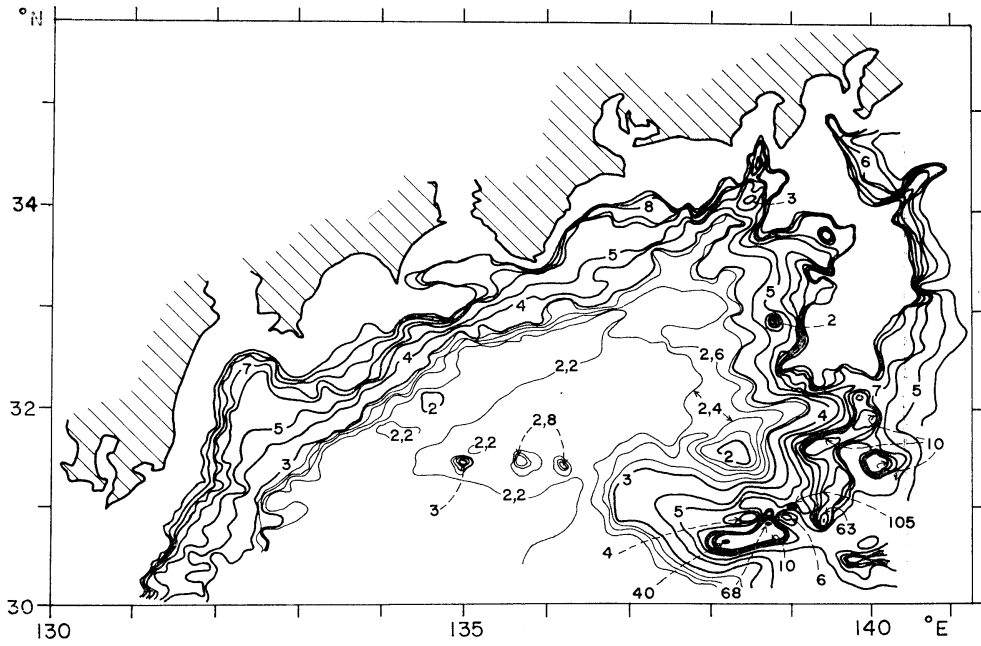


Fig. 2. Isoplèthes de $\sin \varphi/h$ (10^{-4} brasse $^{-1}$).

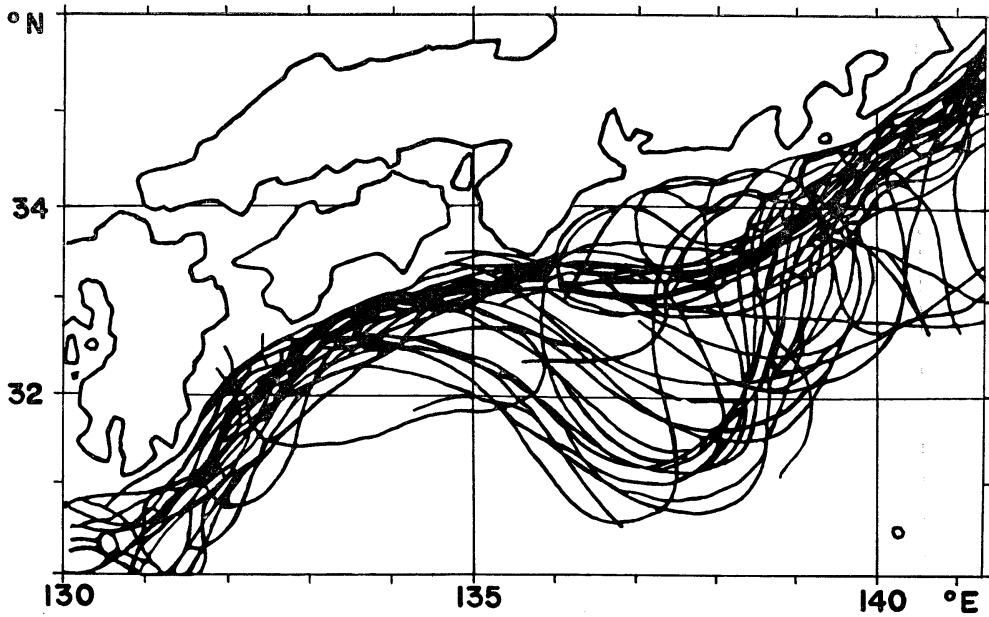


Fig. 3. Position de l'axe du Kuroshivo.

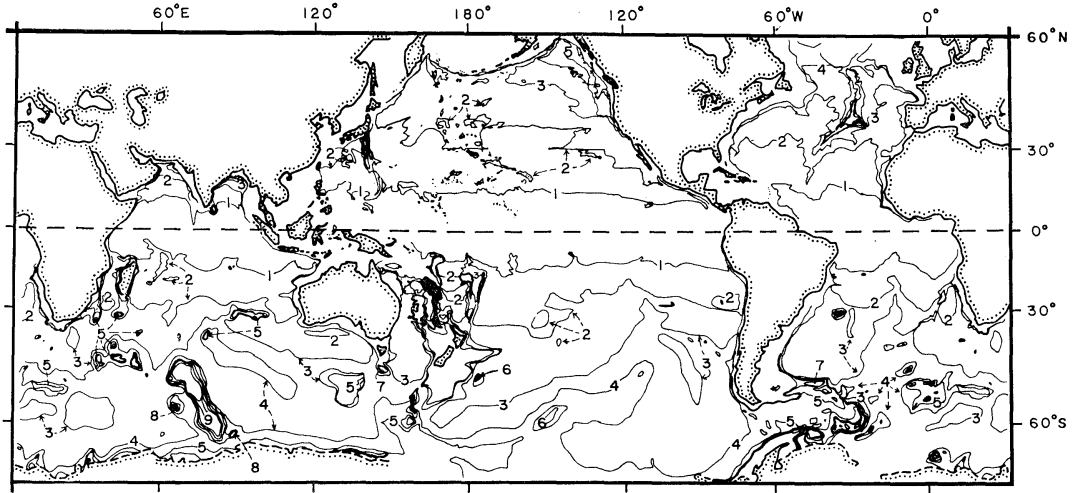


Fig. 4. Isoplèthes de $\sin \varphi/h$ dans l'océan mondial (10^{-4} brasse $^{-1}$).

(1,829 mètres). La figure 3 donne, à titre indicatif, un aperçu de la position de l'axe du Kuroshivo, variable avec le temps (MASUZAWA, 1965).

Laissant de côté la discussion d'une particularité suggestive qui pourrait apparaître de la comparaison des figures 1, 2 et 3, nous nous bornons ici à les présenter et y reviendrons dans une note prochaine consacrée à l'étude proprement dite de ce problème.

Les isoplèthes de $h/\sin \varphi$ dans l'océan mondial ont été récemment montrées par GILL et PARKER (1970). A titre de comparaison, la figure 4 représente les isoplèthes de $\sin \varphi/h$ dessinées d'une manière analogue à la figure 2 sur les cartes bathymétriques de l'U.S. Navy Hydro-

graphic Office. La vue générale est évidemment ressemblante l'une à l'autre, bien que le détail ne le soit pas partout.

Ce travail a été fait lorsque nous avons été à l'Institut de Recherche Océanique de l'Université de Tokyo.

Bibliographie

- GILL, A. E. et R. L. PARKER (1970): Contours of " $h \operatorname{cosec} \theta$ " for the world's oceans. *Deep-Sea Res.*, **17**, 823-824.
- MASUZAWA, J. (1965): 黒潮の蛇行 一本州南方の冷水塊一. *科学*, **35**, 588-593.
- WARREN, B. A. (1963): Topographic influences on the path of the Gulf Stream. *Tellus*, **15**, 167-183.

Current Techniques for Measuring the Productivity of Seaweeds*

Shun-ei ICHIMURA**

As compared with a great deal of the available information on the organic matter production by phytoplankton in the ocean, surprisingly little attention has been focused on the seaweeds. This is presumably due to the fact that the contribution of seaweeds to photosynthetic organic matter production in the ocean is comparatively small because of their habitat restricted in relatively narrow littoral zone of the ocean.

The principal primary producers in the ocean are represented by planktonic algae but on the littoral fringe the primary producer consists chiefly of seaweeds which are of great importance as a direct food stuff for fishes and other animals inhabiting in the littoral zone. Thus it is required to determine the production of seaweeds as a first step to understand fully the matter cycle in littoral ecosystem.

At present, the production of seaweeds has been mainly investigated from the viewpoint of fishery and the efforts have concentrated upon the commercial product. Some of the methods used in fishery are directly applicable to the study of the production of seaweeds but more suitable techniques are necessary to develop in this field.

The purposes of this paper are to review the current techniques which have been used for measuring the production of seaweeds and to call an attention of marine ecologists on this subject.

1. Measurement of production from changes in standing crop

Design of sampling

The outline of the study area is described on admiralty chart and detailed topographical maps are prepared by means of aerial photography or by preliminary survey¹⁴⁾.

Sampling of standing crop is usually made by the quadrat technique. The shape of the quadrat is a square or a rectangle. Sampling is normally made at random. The seaweed communities have often shown well defined zonations associated with a gradient in the environmental factors. Under such conditions transect lines are set up vertically to the shore line and quadrats are located along each line at appropriate intervals or in various depths according to community types. Belt transect can also be employed in continuous communities.

The size of the quadrat is usually 0.25 m² to 1 m² but is determined with types of community. Since the standing crop of seaweeds is very variable with locations, the number of quadrat must be such that it finds a fair statistical sample to be sufficient to obtain the average value for the whole bed or those for a district.

Sampling is usually made at appropriate intervals throughout the growing season. However, the design of sampling must take the character of community growth into consideration, since the seasonal pattern in standing crop is very variable with community types. When the number of surveys is limited, the sampling is desirable to be made near the seasonal maximum and minimum of standing crop.

Sampling techniques

Quadrats are established along transect or at random and all plants within a quadrat are cut off at the surface of bed with a knife or a

* Received February 12, 1971

Special Project Research supported by the Ministry of Education on Dynamic Status of Biosphere. This study was carried out as part of JIBP-PM.

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

sickle. This treatment is made by hand in shallow water and by divers in deep water using SCUBA. Basket quadrat is useful for collection of plants on exposed shore and littoral fringe or sub-littoral belt.

The harvested plants are kept in polythene bags and returned to the laboratory, washed with a jet of water, and separated into species. The excess water is removed from the plants with soft absorbent tissue. Individual plants are dissected into each organ such as stipes and fronds, and each component is then weighed. Weighing is made as quick as possible to avoid fresh weight errors due to evaporation losses. Standardization of the fresh weight determination is necessary before study.⁵⁾

To obtain vertical structure of seaweed community, the plants are cut out into 10 or 20 cm sections from holdfast to apex, and each component of sections is weighed. By this way, spatial distribution of each component of seaweeds is approximated. The frond area is also measured by the techniques used for land plants. The determination of the total frond area or frond area index¹⁵⁾ (total frond area in m^2/m^2 of bottom area) is a useful measure in production study.

It has been traditional to utilize wet weight as a measure of standing crop of seaweed but the dry weight and amounts of ash-free organic matter, organic carbon and organic nitrogen should be measured²⁻⁵⁾. The calculation of production is usually made based on ash-free organic matter or carbon. It may be possible to convert fresh weight to dry weight or to organic matter using conversion factors. The factors are examined from time to time because the content of water and organic matter in seaweed varies with season, age and environmental factors.

When the community consists of large algae such as *Ecklonia cava*⁸⁾ and *Macrocystis pyri-fera*¹⁵⁾, and species composition is homogeneous, it is often useful to estimate the standing crop by combining the density of plants per square meter and the average wet weight of a plant. In the field work, several large belt transects (a transect 30~100 m long by 4 to 6 m wide) are established at various depths, and the distribution of plants along the transect and the

number of adult stipes for each plant are recorded on an underwater board. The number of stipes is expressed per square meter (so-called stipe index). Individual plants at each depth are removed, returned to the laboratory, dissected into various components and weighed.

The average standing crop per square meter of bottom is calculated assuming that in a given depth the relative proportion of the morphologic components of a plant is the same. The "stipe index" for each depth is divided by the number of stipes in a mature plant from that depth, and this ratio is multiplied by the total weight of the plant to obtain the average weight of plant per square meter of bottom.

When the community consists of heterogeneous plants as in *Laminaria*, the distribution of age, weight and length are measured. The method utilized by KAIN¹¹⁾ to assess the age of *Laminaria hyperborea* by examination of a longitudinal median section of the lower stipe and holdfast is valuable.

Estimation of material loss

Increment in standing crop on seaweed bed at a definite period is shown by

$$\begin{aligned} & \text{increment in standing crop} \\ & = (\text{gross production} - \text{respiration}) - \text{losses} \\ & = \text{net production} - \text{losses} \end{aligned}$$

If the losses are negligible between two sampling times or during the growth season the increment of standing crop is equal to the net production. In seaweed communities, however, the losses of materials from the stand occur continuously and the total amount of loss is large. It seems therefore essential to make measurements of any loss for getting reliable net production.

As regard the technique for the exact determination of losses we know very little at present. The losses of materials will involve the sum of the following components; frond loss accompanied with the regeneration of new fronds, casting loss from distal frond tissue, loss of matured reproductive cells, loss by abrasive action, loss by animal grazing. Continuous renewal of tissues has been reported by many workers. The losses of fronds by regeneration are of considerable importance in computing the production of seaweed community. The maximum

life span of the frond of the giant kelp, *Macrocystis pyrifera*¹⁸⁾ is about 6 months and the average may often be only 2~3 months. The distal frond tissue of *Laminaria saccharina*¹⁹⁾ is cast continuously throughout the life of a sporophyte and the normal age of the oldest frond tissue is said to be 5 to 7 months. A noticeable decrease in standing crop by liberation of reproductive tissue has been observed in *Ascophyllum*²⁰⁾, *Fucus*¹³⁾ and *Porphyra*. It has been reported in *Laminaria*²²⁾ and *Gelidium*²¹⁾ that a large amount of material is washed away from the stand by abrasive action such as storm.

The marking method is used for the direct determination of the losses of plants. The most satisfactory marking is the attachment to the selected plants of numbered chicken- or hen-rings. Small plants are marked by small celluloid tables. A very large number of plants have to be marked in order to secure data of statistical significance. The life span of fronds can be observed by tagging individual new fronds with numbered small plastic squares. Two or more fronds per plant are always tagged. The treatment is made by divers using SCUBA.

The punching method has been used in *Laminaria*⁷⁾¹⁹⁾ for the determination of daily rate of "cast off" of old tissue from the distal frond tissue. This method is employed for the determination of the growth rate of frond. The punching is made periodically at 10 cm above the basal portion of the frond. Growth is gauged by the elongation between the punched hole and the basal portion of the frond. The plants marked by punching are also tagged with colored celluloid discs.

Calculation

The estimation of production from changes in standing crop is suitable for large algal bed where losses can be measured directly. Net production of seaweed is expressed as follows:

$$\text{Net production} = \text{increment in standing crop} \\ + \text{losses}$$

so that,

$$\text{Total net production} = (S_2 - S_1 + F_2) \\ + (S_2 - S_2 + F_3) + \dots + (S_n - S_{n-1} + F_n).$$

The mean daily net production is given by

$$\frac{S_2 - S_1 + F_2}{t_2 - t_1}, \frac{S_3 - S_2 + F_3}{t_3 - t_2}, \dots \\ \text{and } \frac{S_n - S_{n-1} + F_n}{t_n - t_{n-1}},$$

where $S_1, S_2 \dots S_n$ are the standing crop at the sampling times, $t_1, t_2 \dots t_n$; and $F_2, F_3 \dots F_n$ are the amount of losses at the sampling intervals of $t_1 - t_2, t_2 - t_3 \dots t_{n-1} - t_n$, respectively. S_n is the standing crop at the end of the growing season (t_n).

2. Measurement of photosynthesis and respiration of isolated seaweed

Some specific problems occurring in the measurement

Primary production of seaweed can be measured indirectly by the measurement of metabolic rates, photosynthesis and respiration rates. The measurement of metabolic rate of seaweed has been customarily done in closed flasks of sea water and the changes in oxygen or in carbon dioxide concentration in medium are determined. The techniques used to measure gas exchange are usually Winkler method or the manometric method, but the radioactive carbon technique has recently developed.

Since numerous factors affect the rates of metabolism, every effort is taken to prepare the experimental conditions as near as *in situ*. Besides experimental light and temperature conditions the following factors must be checked in preliminary experiments.

Because of lower diffusion rate, the renewal of gasses and nutrient at seaweed surface usually proceeds by water movement under natural conditions. The noticeable effect of a current of water has been demonstrated for the growth of *Porphyra tenera*²²⁾ and *Zostera marina* in both laboratory culture and *in situ* observation. When the plant is placed in a closed bottle, the metabolic rate may be reduced in long-term experiment through the shortage of nutrient supply and gaseous exchange.

Before study, the following factors are examined in relation to their effect on the metabolic rate of algal material; amount of samples, size of experimental bottle, length of time for incubation and rocking of apparatus. When a

large amount of materials is used in an experiment, decline in the rate of photosynthesis appears in a relatively long experimental period due to the depletion of available nutrients and carbon dioxide. It has been reported in experiments using *Gelidium cartilaginaeum*⁴⁰⁾ that the rate of photosynthesis is retarded when the amount of materials exceeds 0.6 g of dry weight in a liter of solution. Practical solution of this problem is utilize a large water volume to sample volume ratio. Experiment is also designed to prevent the settling of algal materials in the bottom of bottle and to make measurement without self-shading of materials. It is useful to place glass balls in a bottle as stirrers, the bottle being placed on a shaker.

The metabolic rate of materials appears to be affected by pretreatment. Materials kept in a laboratory for some period reduce their metabolic activity, even if they are maintained in running water. It is therefore desirable to collect materials immediately before the start of experiment.²⁵⁾²⁶⁾ Since the time of day affect the metabolic rate of seaweed, it is necessary to examine the preillumination history. It has been recommended to collect material and use it in the early afternoon³¹⁾. Whether the materials are kept under light or in the dark and how long they are kept before use should be always considered in the interpretation of the results.

When the measurement is made on discs of blade or pieces of stipe, effect of damages by cutting or punching must be considered carefully. Respiration rate increases depending on the degree of injury. The excreted substances from the cuts, especially of brown algae with thick fronds, sometimes interfere the measurement by consuming the dissolved oxygen. Before use, discs and pieces are washed to free them from exuded substances.

If the metabolic rate of plant is estimated from the results obtained on a small tissues, it may produce a considerable error. Metabolic rates vary with parts, positions and age of plant³⁰⁾, and this is also the case even in a organ. The younger parts have higher rates of metabolism. Leafy parts show higher rates than stipy parts. Reproductive parts show higher rates than vegetative parts. There is a

distinct gradient in photosynthetic rate from base to apex of a large appendage. BROWN and JONSON has calculated the metabolic rate of a whole plant of *Scytophanus australis*²⁶⁾ by summing up the overall photosynthetic oxygen evolution in the lower and upper leaves, and in the lower and upper stipes.

The result of a short-term experiment, without suitable modification to allow for any factor, cannot be expanded to daily production, seasonal production or annual production by a simple multiplication. Under natural conditions, age or stage in a life cycle of seaweed is closely related to the season and the metabolic rate shows a marked seasonal variation. Time of day may also be considered for daily production, because some algae show diurnal rhythm in metabolisms.

A correction for the photosynthetic and respiratory quotients is necessary to compare the metabolic rate expressed in terms of oxygen and that in terms of carbon. In some seaweeds, both quotients are reported not to deviate significantly from unity.

The photosynthetic products and respiratory losses are indicated by dry matter or ash-free organic matter in the study of production. The composition of $C_6H_{10}O_5$ may be applicable in seaweeds, although the chemical composition of the photosynthetic products has not been fully established in marine algae.

On surveying the literature on seaweed photosynthesis, one often encounters a difficulty in comparing the data reported by different authors because the rate of photosynthesis is expressed in reference to different units of material such as dry weight, fresh weight and unit area. At present no suitable conversion factor has been worked out to make these expression comparable with each other. Standardization of the method of expressing the rate of photosynthesis of seaweed is deemed highly relevant at present.

Preparation of material

Materials are usually collected immediately before use, preferably in the early afternoon³¹⁾. Prior to use, materials are kept in a large tank with running sea water and thoroughly washed free of adhering organisms or substances. The

amount of samples used for experiment is dependent on volume of flask. It has been recommended to utilize a large water volume to sample volume ratio. In general, this is approximately 0.1 to 1 mg of dry weight in a liter of solution. The plant is dissected into each morphological component such as stipe, blade and holdfast. Each component is further dissected into several parts such as lower stipe, upper stipe, lower blade and upper blade. When the plant is larger in size, blade and stipes are separated in segments from apex to holdfast. Experimentation should be designed to make measurement with a reasonable number of discs. The punching is to punch out a blade disk of 1 cm² to 4 cm². When the plant is of fern-like appearance with pinnate branches, the periphery of the samples are traced for a planimetry after experiment and samples are dried to constant weight at 80°.

Procedure for measuring photosynthesis and respiration

1. Oxygen method using light and dark bottles

General description, limitation and possible sources of error with this method have been given by many workers. The oxygen method is used most frequently for investigation of phytoplankton production but there are some practical difficulties in the application of this method to seaweeds. The most serious sources of error are the formation of gas bubble and the oxygen consumption by oxidation of substances exuded by samples during extended period of incubation. Colored soluble organic matter excreted from the sample, especially in the case of brown algae, also brings considerable trouble in Winkler method.

The sea water to be used is filtered twice through glass fiber filters and autoclaving can not be recommended, because it reduces the amount of total carbon dioxide and increases the pH of water. The effect of microorganisms in the filtered water is small on the measurement.

2. Measurement of gas changes by Warburg manometric technique

Warburg's technique can be used to find the changes in oxygen and carbon dioxide in water before and after the experiment. Warburg

manometer is usually used in physiological experiment but differential respirometer seems to be convenient for use in ecological experiments.

3. Determination of photosynthetic production of seaweed by half leaf method

Half leaf method has been applied to some seaweeds. CHAPMAN measured successfully the dry matter production of *Egregia laevigata*²⁷⁾ by this method. Since entire basal and terminal leaves of *E. laevigata* are similar on either side of the axis, comparable leaves are removed from both sides. A great number of discs is taken from the leaves by means of a cork borer and the discs are dried and weighed. The remaining leaves are put in a bath with running water, and placed under the light and in the dark. After incubation, the same number of discs are similarly taken from these leaves. All discs are dried and weighed. Any change in weight during the experimental period represents net photosynthesis or respiration, though some diffusion of products is suspected.

4. Measurement of metabolic rates of seaweed *in situ*

Several devices are needed for incubation chamber for *in situ* measurement. It has been recommended to use cylinders made of plexiglass or round-shape tank made of plastic in various sizes, depending on species. Several small underwater screw-motors, each with a propeller are set on the inside walls, by which the water in chamber is motion. The measurement of metabolic rates is made by either oxygen or ¹⁴C methods. The materials are held in the chambers, submerged, and kept at the respective depths from which the samples have been taken. Duration of exposure does not exceed a few hours. The daily production is calculated from the summation of the rates during short periods or from a half day-exposure multiplied by two.

Transparent and dark bags made of saran sheet may be useful to hold the seaweeds under semi-natural condition and to measure the metabolic rates. This technique, however, seems to be less reliable, if well trained divers

and good skill are not available. Practically, the transparent and black bags are filled with sea water and intact plant is inserted into the bag, and then the bag is closed tightly at the mouth. The temperature and light attenuation at each depth, where the bag has been exposed, are measured. After incubation the water sample is withdrawn from the bag and changes in oxygen concentration in the water samples are measured. The plant is kept in the bag and returned to laboratory, and then dry weight and blade area of plant are measured. It should be noted that the other biological components such as epiphytic periophyton and animals attached on the plant always contribute to the oxygen production and consumption in the bag.

5. Measurement of community production

Although a few attempts have been made to measure the community production of seaweed *in situ*, many difficulties still remain. The measurement of community production is generally made by employing the following techniques; (1) suspending paired light and dark bottles *in situ*, (2) covering part of a community with a chamber *in situ*, (3) measuring diurnal changes in oxygen content in water¹⁵⁾, and (4) estimating by mathematical model.

(1) Light and dark bottle method

This technique is frequently used to measure daily production of phytoplankton community per unit of water surface but its application to seaweed community is relatively complicated. Plant material typical of its neighbors is selected at desirable depth. It is kept in the bottle and suspended in the given depth for gas exchange measurement. The results are expressed in terms of mg O₂ or mg C per unit blade area per day or per gram dry weight per day.

In order to calculate community production, seaweed biomass and area index are measured at various levels from the surface to the bottom. These values are multiplied by the production rate per gram dry weight or per unit blade area of plant, to obtain the production rate of community per square meter of bottom.

(2) Enclosure of community

Community is enclosed with a chamber and the changes in dissolved oxygen in the enclosure

are measured. Many forms of enclosure vessel have been devised for this purpose. Cylinder, bell jar, glass-topped box and semi-spherical plastic ball have widely been used. These vessels are desirable to be equipped with stirring apparatus. A choice of form and size of vessel depend upon the situations, species of plant and types of associations.

(3) Diurnal oxygen change curve method

This technique¹⁵⁾ may be useful in the standing water or tide-pool. Water samples are taken every two or three hours from various depths at several stations marked with a anchored float within a study area and the oxygen concentrations are measured. Increases or decreases in oxygen concentration from successive sampling may indicate the rate of community photosynthesis or respiration between the sampling period at each sampling depth. Total photosynthesis and community respiration are determined graphically for each station at each depth below the surface. Correction for the diffusion between air and water, and layers is necessary.

(4) Mathematical model

Mathematical models for measuring the photosynthetic production of terrestrial plant community have been derived by many workers. Such models may be applicable to the seaweed community with some modifications. The variation of photosynthetic rate with depth is primarily determined by the vertical gradient of light intensity in the water. So that the photosynthesis-depth profile is introduced by combining the formula for photosynthesis-light curve and the light attenuation in the water. Then the total community photosynthesis is calculated by combining the photosynthesis-depth profile and the depth distribution of photosynthetic system.

The author wishes to express his cordial thanks to Professor Minoru KATADA, Tokyo University of Fisheries, for the helpful suggestion and criticism in the preparation of this manuscript.

References

- Part 1. Standing crop
1) ALEEM, A. A. (1956): Quantitative underwater

- study of benthic communities inhabiting kelp beds off California. *Science*, **123**, 183.
- 2) BAARDSETH, E. (1970): Seasonal variation in *Ascophyllum nodosum* (L.) Le Jol. in the Trondheims-fjord with respect to the absolute live and dry weight and the relative content of dry matter, ash and fruit bodies. *Bot. Mar.*, **13**, 13-22.
 - 3) BLACK, W. A. P. and E. T. DEWAR (1949): Correlation of some of the physical and chemical properties of the sea with the chemical constitution of the algae. *J. mar. biol. Ass. U.K.*, **28**, 673-699.
 - 4) BLACK, W. A. P. (1950): The seasonal variation in weight and chemical composition of the common British Laminariaceae. *J. mar. biol. Ass. U.K.*, **29**, 45-72.
 - 5) CLENDENNING, K. A. (1962): Determination of fresh weight, solid, ash and equilibrium moisture in *Macrocystis pyrifera*. *Bot. Mar.*, **4**, 203-218.
 - 6) FURUYA, K. (1960): Biochemical studies on calcareous red algae. *Bot. Mag., Tokyo*, **73**, 355-359.
 - 7) HASEGAWA, Y. (1962): An ecological study of *Laminaria angustata* KJELLMAN on the coast of Hidaka prov., Hokkaido. *Bull. Hokkaido Reg. Fish. Res. Lab.*, No. 24.
 - 8) IWAHASHI, mY. (1968): Ecological studies on *Eisenia* and *Ecklonia* in the coast of Izu Peninsula. Seasonal variation of weight of *Ecklonia cava* KJELLM., *Bull. Shizuoka Pref. Fish. Exp. Stat.*, **1**, 33-36.
 - 9) JONES, W. E. (1959): The growth and fruiting of *Gracilaria verrucosa* (Hudson) Parpenfuss. *J. mar. biol. Ass. U.K.*, **38**, 47-56.
 - 10) JONES, W. E. (1959): Experiments on some effects of certain environmental factors on *Gracilaria verrucosa* (Hudson) Parpenfuss. *J. mar. biol. Ass. U.K.*, **38**, 153-167.
 - 11) KAIN, J. M. (1963): Aspects of the biology of *Laminaria hyperborea* 11. Age, weight and length. *J. mar. biol. Ass. U.K.*, **43**, 129-151.
 - 12) McLEAN, J. H. (1962): Sublittoral ecology of kelp beds of the open coast area near Carmel, California. *Biol. Bull.*, **122**, 95-114.
 - 13) KNIGHT, M. and M. PARKE (1950): A biological study of *Fucus vesiculosus* L. and *F. serratus* L. *J. mar. biol. Ass. U.K.*, **29**, 439-514.
 - 14) McFARLANE, C. (1952): A survey of certain seaweeds of commercial importance in southwest Nova Scotia. *Canad. J. Bot.*, **30**, 78-97.
 - 15) McFARLAND, W. N. and J. PRESCOTT (1959): Standing crop, chlorophyll content and in situ metabolism of a giant kelp community in southern California. *Pub. Inst. Marine Sci. Univ. Texas*, **6**, 109-132.
 - 16) MUNDA, I. (1964): The quantity and chemical composition of *Ascophyllum nodosum* (L.) Le Jol. along the coast between the river Ölfusa and Thiorsa (Southern Iceland). *Bot. Mar.*, **7**, 76-89.
 - 17) NEUSHUL, M. and F. T. HAXO (1963): Studies on the giant kelp *Macrocystis* 1. Growth of young plants. *Am. J. Bot.*, **50**, 349-353.
 - 18) NORTH, W. J. (1961): Life-span of the fronds of the giant kelp, *Macrocystis pyrifera*. *Nature*, **190**, 1214-1215.
 - 19) PARKE, M. (1948): Studies on British Laminariaceae 1. Growth in *Laminaria saccharina* (L.) Lamour. *J. mar. biol. Ass. U.K.*, **27**, 651-709.
 - 20) PRINTZ, H. (1950): Seasonal growth and production of dry matter in *Ascophyllum nodosum* (L.) Le Jol., *Arh. Norske Vidensk-Akad.*, No. 4, 1-15.
 - 21) YAMASAKI, H. (1962): Studies on the propagation of Gelidiaceous algae. *Rep. Izu Branch Shizuoka Pref. Fish. Exp. Stat.*, No. 19.
 - 22) WALKBR, F. T. and W. D. RICHARDSON (1955): An ecological investigation of *Laminaria cloustoni* around Scotland. *J. Ecol.*, **43**, 26-38.
 - 23) WESTLAKE, D. F. (1965): Some basic data for investigations of productivity of aquatic macrophytes. pp. 231-246 in C. G. GOLDMAN (Ed), *Primary productivity in aquatic environments*. *Mem. Ist. Ital. Idrobiol.*, 18 Suppl., University of California Press. Berkeley.
- Part 2. Metabolic rate and community production
- 24) BLINKS, L. R. (1955): Photosynthesis and productivity of littoral marine algae. *J. Mar. Res.*, **14**, 363-373.
 - 25) BLINKS, L. R. and C. V. GIVAN (1961): The absence of daily photosynthetic rhythm in some littoral marine algae. *Biol. Bull.*, **121**, 230-233.
 - 26) BROWN, J. M. A. and A. JONSON (1964): Preliminary studies on the ecology and physiology of *Scythammus australis* (J. Agardh) Hk. et Harv. 1845. *Bot. Mar.*, **6**, 233-246.
 - 27) CHAPMAN, V. J. (1962): A contribution to the ecology of *Egregia laevigata* Setchell 111. Photosynthesis and respiration; Conclusion. *Bot. Mar.*, **3**, 101-122.
 - 28) IKEMORI, M. and K. NISHIDA (1966). Effects of cations on photosynthesis of brown and green algae. *Ann. Rep. Noto Mar. Lab.*, **6**, 1-8.
 - 29) IKEMORI, M. and K. NISHIDA (1967): Translocation of assimilates in *Sargassum*, and photosynthetic and respiratory activity in various parts of the fronds. *Ann. Rep. Noto Mar. Lab.*,

- 7, 7-13.
- 30) IKEMORI, M., A. NAKANO and K. NISHIDA (1968): Changes in photosynthetic and respiratory activity during the spore formation of *Padina arborescens*. Ann. Rept. Noto Mar. Lab., **8**, 1-13.
- 31) KANWISHER, J. W. (1966): Photosynthesis and respiration in some seaweeds. pp. 407-420 in H. BARNES (Ed), Some contemporary studies in marine science. George Allen and Unwin Ltd., London.
- 32) MATSUMOTO, F. (1959): Studies on the effect of environmental factors on the growth of "Nori" (*Porphyra tenera* KJELLM.), with special reference to the water current. J. Fac. Fish. Anim. Husb. Hiroshima Univ., **2**, 249-333.
- 33) NEWELL, R. C. and V. I. PYE (1968): Seasonal variations in the effect of temperature on the respiration of certain intertidal algae. J. mar. biol. Ass. U. K., **48**, 341-348.
- 34) NOZAWA, K. (1967): On the application of ^{14}C technique to the photosynthesis determination of *Porphyra*. Inf. Bull. Plankt. Japan, Commemoration number of Dr. MATSUE, pp. 175-181.
- 35) OGATA, E. and T. MATSUI (1963): Manometric studies on the respiration of a marine algae, *Porphyra tenera* 11. Influence of some growth substances, nitrogen compounds and reappraisal of influence by drying and pH. Bull. Japn. Sci. Fish., **29**, 991-995.
- 36) SARGENT, M. C. and L. W. LANTRIP (1952): Photosynthesis, growth and translocation in giant kelp. Am. J. Bot., **39**, 99-107.
- 37) SATOMI, M., S. MATSUI and M. KATADA (1967): Net production and the increment in stock of the *Porphyra* community in the culture ground. Bull. Jap. Soc. Sci. Fish., **33**, 167-175.
- 38) SATOMI, M., Y. ARUGA and K. IWAMOTO (1968): Effect of aging on the seasonal changes in photosynthetic activity of *Porphyra yezoensis* grown in the culture ground. Bull. Jap. Soc. Sci. Fish., **34**: 17-22.
- 39) SHYU, M. D., H. TOKUDA and S. ARASAKI (1967): A note on the photosynthetic rhythm of some littoral green algae, especially on that of *Enteromorpha linza*. Inf. Bull. Plankt. Japan, Commemoration number of Dr. MATSUE, pp. 207-211.
- 40) TSENG, C. K. and B. M. SWEENEY (1946): Physiological studies of *Gelidium catrilagineum* 1. Photosynthesis, with special reference to the carbon dioxide factor. Am. J. Bot., **33**, 706-715.
- 41) TSURUGA, H. and T. NITTA (1957): Biochemical investigations of the marine algae 1. Influence of temperature and emersion upon the carbon-assimilation and respiration of some algae. Naikai Reg. Fish. Res. Lab., **10**, 37-41.

シ ン ポ ジ ウ ム

第 10 回 深海研究に関するシンポジウム

X^e Symposium sur la mer profonde

日時： 昭和 45 年 12 月 8 日 9.30~17.00

場所： 日仏会館会議室

理化学研究所海洋物理研究室・日本海洋学会・

日仏海洋学会・東海大学海洋学部 共催

話 題	話 題 提 供 者	討 論 者
1. 海底地震観測の問題点……………	浅 田 敏 (東 大・理) 島 村 英 紀 (東 大・理)	堀 田 宏 (理 研)
2. 海棚並びに海山、海影の山 頂部における漸深海帯生物群……………	堀 越 増 興 (東大・資料館)	小 坂 昌 也 (東海大・海洋)
3. 北太平洋西部深層水の温度場と それから推測される流動……………	今 脇 資 郎 (京 大・理)	蓮 沼 啓 一 (東 大・理)
4. えりも海山についての諸問題……………	土 隆 一 (静 岡 大・理)	兼 岡 一 郎 (東 大・理)
5. 海洋における化合状態素の収支に 及ぼす脱窒素の影響について……………	F.A.リチャーズ (ワシントン大)	杉 浦 吉 雄 (気 象 研)
6. 世界の海中作業基地について……………	佐 々 木 忠 義 (東水大, 理研)	沼 田 貞 三 (海 中 開 発 会 社)
7. 総合討論		

1. 海底地震観測の問題点

浅田 敏* 島村 英紀*

Sur l'observation sismique au fond océanique

Toshi ASADA et Hideki SHIMAMURA

1. 海底地震観測の必要性

日本の国内では気象庁による地震の常時観測が行なわれ、その他各大学に付属する観測所、臨時観測点をも数えると、優に100点以上の地震観測点が動いていることになる。しかし、これらの観測点のすべては、当然のことながら陸上に限られている。したがって、日本の近海でのサイスミシティは世界的にみても、地球物理学上、きわめて重要な意味をもっているにもかかわらず、その震源決定の精度はきわめて悪い。

近年、震源の精度を精密にきめることの重要性は著しくふえてきており、精密な震源決定による震源分布図は、それだけでも、地球物理学を推進するための重要な武器として有効であることがあり（たとえば、大西洋海嶺におけるサイスミシティの分布）、震源分布によって、地球物理学上の重要な理論や推論と直接関係する事実を知りうるようになってきた。

日本の近海は地球物理学上、もっとも興味ある地域の一つであり、近海の海底に観測点を設けることは、震源決定の精度を向上させるのに決定的な意味をもつ。日本近海のうちで、東北日本の太平洋岸、西南日本の太平洋岸、日本海はそれぞれ地球物理学上、別々の興味を惹く地域であり、これらのそれぞれの地域で震源決定の精度をあげることは、島弧・海溝系のテクトニクスを解明する鍵を握ることになる。なお、テクトニクスと関連するが、これらの地域はともに日本の巨大破壊地震の震源地であり、巨大地震を理解し、あるいは予知するためにも海底での観測はその必要度が大きい。

日本はいくつかの島弧系からなりたっており、plateの沈みこみといわれる深発地震面に沿って深発地震も数多く発生していて、“The New Global Tectonics”を地震学の面から検証するには最適のfieldであろう。

海底で地震が観測され、観測精度が高められたとき、

日本付近の V_p , V_s , Q の分布が、はたして plate tectonics の単純なモデルで説明できるかどうか、日本海溝に微小地震がどのくらいの頻度と空間分布で発生しているか、といった将来の地球物理学を左右するような問題に明快な解答が得られることは想像に難くない。話は伊豆小笠原、あるいはマリアナ海溝についても全く同様である。

地球物理学研究のための海底地震観測の重要性は、いくら強調してもしすぎることはあり得ないが、最後に一つ付け加えておくべきことがある。それは、地球の構造として現在知られているものは地震波の研究から求められたものであるが、これはすべて陸上のデータのみに基づいている。したがって、典型的な大洋底で、測線2,000 km 程度のプロファイルをとって地下深部の構造をしらべるとは、地球物理学上もっとも必要な観測の一つである。

2. 海底地震観測のための Data Acquisition System

理想的なことをいえば、数10 km へだたった数個の地震計からなる群列型ステーションを、陸から200 km ほど海底電線でのばすことは、(永年の観測には、機器の信頼性に疑問がのこっているが) 数億円の費用(1ステーション)をかければ、すぐにでも可能である。したがって、日本付近の海底地震観測網を完成し、日本近傍の広義のサイスミシティについて十分な知識を得るためには、数10億円の費用プラス予備実験の費用を用意できれば、数年のうちに前にのべた問題には決着が付き、地球物理学は大きな、そして決定的な進歩をなしとげられるであろう。また、巨大地震の予知についても、多くの知見を得られるであろうことは容易に想像がつく。ただし、このような業務的なルーティン観測は、その観測の性質と規模からみて気象庁が運営するのが最適であろうが現実について実現できるかが唯一で最大の問題である。

このため、一つには、日本近海 of 海底地震の研究は地球物理学上、重要で急を要するもので、何年も待つわけ

* 東京大学 理学部地球物理学教室 Geophysical Institute, Faculty of Science, University of Tokyo

にはいかないこと, そしてもう一つには, 微小地震関係の重要で創造的な仕事の多くは日本においても外国においても「移動観測班」の方法(と思想)でなされたことの二つを, 研究を実際に推進するときには十分に注意すべきである。

筆者等はこのため, データの集積も早く, また費用の点からも実際のな方法として, 次の方法にとりくむことにした。それは, 記録系(センサーから記録器まで, および刻時装置などをふくむ)であるカプセルをつくり, それを機動的に運用するために, 随時適当な場所に適当な期間設置したのちに回収する方法である。これは将来, 海底電線方式をとる観測網をつくるための予備としても必要なプロセスである。ただしこの場合は, カプセル型の海底地震計の instrumentation のほか, その設置と回収についての方法と作業が, 研究の進行上きわめて重大な問題となる。

3. 海底地震計の Instrumentation

本章では海底電線方式についてはふれず, カプセル型についてのみふれる。この場合, 問題はつぎの二つに分けることができる。つまり, 地震計自体の問題とその設置と回収の問題とである。じつは, この二つの問題は絡みあっており, 別々に論じることができない面をもっている。

カプセル型の海底地震計の設置・回収法は三つに分類できる。すなわち, アンカード・ブイ方式, ポップアップ(自己沈下・自己浮上)式, および拾いあげ方式である。ただし, 三つめの拾いあげ方式はまだ実施はされておらず, 筆者等の命名によるものである。これらいずれの方式をとるにせよ, たとえば, 海底地震計にかぎらず, 海洋測器の重量と容積は, これらの方式の作業の規模や難易を大きく左右する。重量についていえば船上で2人で持ちこべる程度, つまり 60 kg 程度以下であるか,

チェーンブロックや台車を必要とするかどうかは, ある場合(天候・海況や船の大きさ)によっては, 観測の成否にさえ影響するといっても過言ではないだろう。

また, たとえば海底地震計が海底である面を下にして着地しなければならないか, または姿勢を問わないか, といったことも設置・回収法の設計に影響する。後者の場合は, アンカード・ブイ繫留法をとる場合には, 投げこみ式設置法がつかえるからである。

この章では, 以上の点をふまえながら海底地震計の本体についてのべる。陸上での地震計は, 研究の目的に応じて, 観測の対象が異なり, したがって, 観測する周波数帯域, 記録感度, ダイナミックレンジ, 最小限記録可能時間などがいろいろあるために, それぞれ適した測器を用いている。一つのユニバーサルな測器を使った例もある(SACKS, 1966)が, 大きなシステムになるのはやむを得ない。一方, 海底ではその容積, 重量, 電力消費などに制限があるために, どうしても一つの測器ですべてをカバーするわけにはいかず, 目的別の測器が必要になってくる。(第1表)

第1表で測器に要求されるほとんどすべての性能は, 形式的には同一のシステムで満すことができる。すなわち, ジンバル機構付のムービングコイル型センサー, 低雑音信号増幅器, 低速度テープレコーダー, 刻時用水晶時計である。ただし, それぞれの要素の仕様は目的に応じてことなる必要がある。たとえばセンサーの場合には, その固有周期, 感度, 上下動一成分か上下 1, 水平 2 の三成分かといったことがちがひ, テープレコーダーもその録音周波数を変える必要がある。テープレコーダーは DAR(直接アナログ録音)方式がもっとも適している場合が多いが, 長周期表面波などには, FM 方式の方が好ましいことがある。信号増幅器は交流増幅器でよいが, 雑音と消費電力には注意を要する。

ここでは測器についてあまりくわしくはのべないが,

第1表 海底地震計に求められる性能。

	観測の目的	周波数帯域	倍率または 検出下限	ダイナミック レンジ	最小観測時間
A	極微小地震	10~100 Hz	10^{-7} cm/sec	40~60 dB	5日
B	微小地震	5~20 Hz	10^{-7} cm/sec	40~60 dB	5日
C	近地深発地震*	1~10 Hz	10^{-7} cm/sec	60 dB	30日
D	近地浅発地震, 遠震	0.5~5 Hz	10^{-7} cm/sec	60 dB	30日
E	中距離人工地震	2~20 Hz	10^{-7} cm/sec	40 dB	5日
F	遠距離人工地震	1~10 Hz	10^{-7} cm/sec	40 dB	10日
G	海底表面波	2~200 sec	数十倍(100 sec)	40~60 dB	数ヶ月

* 震央距離 700 km 程度まで

第2表 海底地震計の諸元。

		海底地震計 (a)	海底地震計 (b)
センサー	固有周期	5 Hz	1 Hz
	感度	1 Vpp/cm/sec	1 Vpp/cm/sec
	成分数	1 (上下動)	上下動1, 水平動2
信号増幅器	入力抵抗	8 k Ω	8 k Ω
	Gain	90, 70, 50 dB (あるいは 80, 60, 40 dB)	80, 60 dB
テープトランスポート	消費電力	15 mW	23 mW
	リール	5 インチ [または 6 インチ]	5 インチ [または 6 インチ]
	テープ速度	1 mm/sec	0.2 mm/sec
	録音周波数	5 sec-100 Hz	25 sec-20 Hz
	記録時間	7日 [9.5日]	35日 [48日]
電源	全消費電力	420 mW (± 6 V)	430 mW (± 6 V)
	システムとしての総合ダイナミックレンジ	87 dB	67 dB
	ピーク S/N	48 dB (10 Hz)	48 dB (2 Hz)
刻時		水晶時計	水晶時計
耐圧容器	寸法	外径 187 \times 内径 147 \times 長さ 1000 (容積 29 l)	
	重量	40 kg (空中), 7.6 kg (水中, 本体のみ)	
	耐深	10,000 m 以上	

筆者等はすでに7種以上のそれぞれことなつた型式の海底地震計を製作しており、第1表のそれぞれの仕様に適した最終型と考えられる測器をまとめる段階に至つた。もちろん、最終型といっても、この3、4年間に研究的な観測を集中するためのもので、測器のための測器を追求することは経済的にも時間的にも余裕はなかつた。

第2表に、第1表にみる、A, B用途につかえる海底地震計システム(a)と、C, D, F用途につかえる同システム(b)との仕様を示す。Eの中距離(200 kmくらい)以下の人工地震の観測用には、システム(a)でもシステム(b)でもよいが、一般にはシステム(a)の方が良い結果を得られる。用途Gのためのシステムは現在できておらず、将来作る予定である。

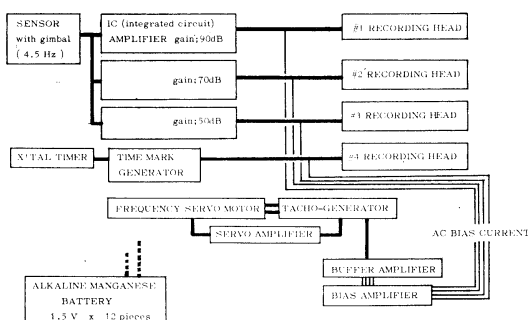
第2表にみられるように、作られた海底地震計は、第1表の目的をなるべく広くカバーするように設計された。

センサーは、信号増幅器に低雑音でしかもあまり低くない入力インピーダンスのものが製作されたので、磁気回路を小型化し、コイル巻数をふやすことによって、小型で高感度のものにすることができた。

信号増幅器は集積回路をつかつており、回路は信頼性のためにもあって簡素化されている。

テープレコーダーはDAR方式のものは交流バイアスが録音のために必要であり、FM方式のためにも、全消費電力を小さくするためにはやはり交流バイアスがあった方がよい。最近の型ではこの交流バイアスを、テープ

BLOCK DIAGRAM OF THE OCEAN BOTTOM SEISMOGRAPH



第1図 海底地震計のブロック・ダイアグラム。これは第2表のシステム(a)にあたる。電力消費を少なくするように注意が払われ、約420 mWになった。

レコーダー駆動用のマイクロモーターの周波数発電機から得ており(第1図)、このため海底地震計全体の消費電力を約2/3の420 mWに小さくすることができた。

電力消費が少ないために、電池は小さいものですみ、2週間の観測には単1型1組(12個直列)、1か月の観測には同2組のアルカリ・マンガン(充電式)乾電池でまにあわせることができる。1か月用の電池の容積は約1.0 lである。

海底地震計の instrumentation の最大の問題点はテープレコーダーのメカニカルな部分であった。DAR方式をとる低速度テープレコーダーは、すでにDIBBLE, SACKS, そして筆者等によって陸上用としては実用化さ

れているが、容積を極力小さくする制約があり、姿勢差を問わない動作をしなくてはならない海底地震計用のテープレコーダーには解決すべき点が多かった。また、もう一つの問題点は、メカニカルに動く部分の多いテープレコーダーと超高感度の振動検出器であるセンサーを一つの耐圧容器におさめることをしなければ、設置・回収に伴う作業、重量、価格、信頼性など多くの面で、別の耐圧容器におさめて信号ケーブルを張るよりは、非常に不利になることで、このためテープレコーダーからの機械的なノイズの遮断には、極度に神経をつかわなければならなかった。

DAR方式は磁気テープのパッキング密度が大きいかわりにメカニカルな面では非常にデリケートである。そしてこのことは、タフで少しくらいのショックはこたえず、姿勢差もない動作をしなくてはならない海底測器の持つべきメカニズムと、ともすれば矛盾しがちであった。たとえば、磁気テープの供給リールの軸のまさつは極力なめらかで、またその大きさは小さければ小さいほど、テープデッキのワウ・フラッターや S/N 比のためには良いのであるが、外からうける加速度や姿勢差を考えると、陸上でのテープデッキとちがって、単純に軽くして viscous なマサツを与えるだけでは、テープがたるむ、リールからはずれるといった危険をさけきれない可能性があった。

しかし、現在ではこれらメカニカルな問題は、ほぼ完全に解決することができた。たとえば供給リール軸は、供給リールの重さの影響をほとんど受けず、また海底に置かれたときの軸の方向の影響も少ない構造になっており、しかもテープレコーダーのワウ・フラッターは 0.9

%p-p (テープ速度 1 mm/sec) 程度におさえている。

また、耐圧容器の外壁に小さなヒレ(たとえば太さ 10 mm, 長さ 90 cm のロープ程度=第2図)をつけることによって、投げこみ式設置法の場合には、海底着地の姿勢を比較的良好に制御できることを発見したので、この面で将来メカニカルな性能をもっとあげることが可能であると考えている。

一方、機械的なノイズの遮断については、テープレコーダーをサスペンションで浮かせることで、1 Vp-p/cm/sec の感度の地震計の出力として 1 μ Vp-p (2-15 Hz) 程度にすることができ、これはいままでも計測した海底での地動ノイズより低い値であるので、満足すべき結果であると考えている。なお、機械的なノイズは数 Hz 以上の高い周波数帯域に多く、このため高い周波数帯域が不要の海底地震計(たとえば第2表のシステム (b)) では、約 5 Hz より高い周波数の信号をフィルターで切ることによって、サスペンションは、はるかに簡略化される。

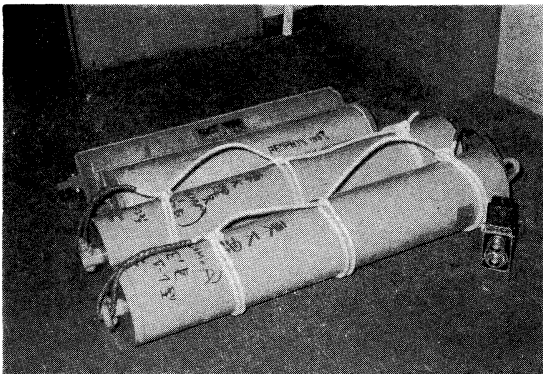
耐圧容器は海底あるいは海中でつかう測器の重量のほとんどを占める。前にのべたように、測器の重量は海での観測にとって第一義の要素であるから、耐圧容器の設計は重要である。また、耐水圧や水密性はもちろんであるが、船上での開閉が早く、確実にできることや、海底で(とくに揚取時に)なにかにひっかからないような、なめらかな外型をしていることなども、設計上、注意を要した。材質は初期のものは軟鋼を用いたが、最近では高張力アルミニウムのもを用いて、大幅に軽量化され、開閉の作業も簡単になった。また、中深海用として強化プラスチックのものもテストされている(島村・浅田, 1971)。

4. 海底地震計の設置と回収

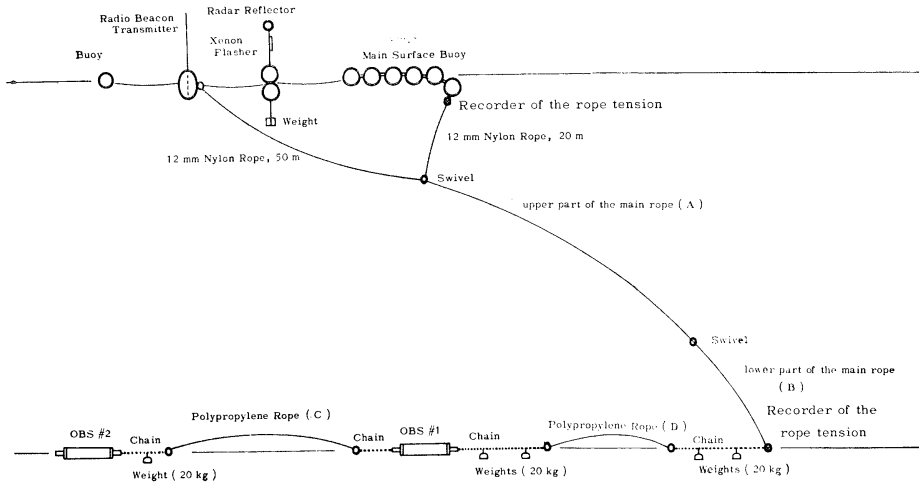
筆者等は海底地震計の設置・回収法について、いままではアンカード・ブイ方式を用いてきており、またポップアップ式にするための実験を並行して行っている。

アンカード・ブイ方式についてはその全体の構成と作業とをいかに簡単にするか、しかも従来ややもすれば経験やカンだけが頼りであった設置・繫留・回収をいかに科学的に測定、あるいは記述しながら、ブイ・テクノロジーを進めるか、に重点をおいてきた。(島村・浅田, 1970; 島村・浅田・高野, 1970; 窪内・島村・高野, 1970)

この問題は前にのべたように、測器自体の改良によって進歩する部分も大きく、測器も自作した筆者等は、その意味で有利な位置にいたといえる。



第2図 海底地震計の耐圧容器。手前二つは高張力アルミニウム製、3番目は強化プラスチック製、4番目は軟鋼製である。巻いてあるロープは着地の姿勢を制御するヒレの役を完全に果たした。



第3図 現在採用されている繫留システム。ロープ(A)は8~12mmのナイロンロープ(比重 >1)を、またロープ(B), (C), (D)には12~16mmのポリプロピレンロープ(比重 <1)を用いる。ロープ(D)はブイやメインロープから振動としてつたわってくる地震学的ノイズの遮断のために有効であり、その長さは100m以下で十分であった。

現在採用している標準的な繫留方法は第3図に示されている。このシステムのいくつかの特徴をあげると、ロープにかかる張力の時間変化がわかるロープ張力計をつけたこと、作業を簡素化し、また回収時のロープ切断の危険をへらすために錨や分離リングを用いずにチェーンと錘を使ったこと、メインブイは1個の浮力30kgの漁業用ブイ(ボンデン)を数個、ロープでつないで使い、1個だけメインブイを使ったときの破損によるシステム全体の損失を防ぎ、また直列につないだブイの沈んだ数で、船上からロープ張力を目視で知ることができること、軽量で組み立て式のレーダーレフレクター兼標識ブイを作ったこと、などである。

システムが小型化されているために、全体の容積と重量は小さい。たとえば、6,000mの海底に設置したときのすべてのロープの量は長さ7,400mにもかかわらず、2m \times 2m \times 40cm程度である。

設置は最近はもっぱら投げこみ式設置法を採用している。ブイ類を海上におろし、船を走らせながらロープをくりだしていき、最後にチェーン、錘、地震計を船べりから投下する。第3図のように地震計を2台設置するときは、1台を投下したあと、前と同様にロープをくりだしながら船が走り(この際、地震計の落下速度は1m/sec以下とゆるやかなので、ロープをくりだす作業は前と同じで危険はまったくない)、最後に、前と同じく地震計などを投下する。

地震計2台を連結するのは、特性のちがう地震計をい

れるときや、また同じ地震計でも、ある距離をはなして設置することによって、地震動の検知やノイズとの区別がはるかによくできること、地震動の到来方向を知ることができることをねらったときに筆者等が多く用いている方法である。

この2台の設置後、火薬を用いて2台の相対的距離と方向とを測定した例によると、2台の地震計の間に800mのポリプロピレンロープをいれたときに、実際の距離はその約80%の600mで、方向はまさに船の走った方向であり、地震学的に十分なデータがとれることがわかった。

回収は揚収ボンデンからはじめ、ロープをウィンチかキャプスタンでまきとる。回収に要する時間はウィンチの速度でまきとってしまうが、作業時間の分析結果によると、船の滑車を通らない大きなものを船上に揚収するためにストッパーをとって作業する時間が意外に多く、このため分離リングや錨のないこのシステムの作業時間は非常に早い方である。第3表に、筆者等が作業分析のために船上で記録している作業の時間表の例が示されている。

これは水深5,800mのマリアナ海底での記録で、東大白鳳丸にとってはじめての投げこみ式設置法であった。このため作業は慎重に行なわれたが、たとえばロープのくりだし時の船速は、その後の白鳳丸の経験では5~6ノットでもなお、まったく問題はなかった。ただし、この投下のためには、あらかじめロープを甲板上にコイル

第3表 海底地震計の設置・回収の作業時間表の例。

設置記録 (抄)

Mariana Basin A点 海底地震計: V-3型 水深5800m 白鳳丸

1971年2月4日 天候, 風向, 風速, 波浪, うねり, 気温, 湿度, 表面水温(略)

時.分.秒	作 業	備 考
0.00.00	揚収ボンデン投下, 設置作業開始	
0.00.35	ラジオブイ投下	
0.01.15	標識ブイ投下	
0.02.00	メインブイ投下	
0.10.00	12φ ナイロンロープ 600 m (1) 終了	直径 30 cm のボイデン 6 ケ SWIVEL つなぎ
0.15.50	12φ ナイロンロープ 600 m (2) 終了	SWIVEL つなぎ
0.24.45	12φ ナイロンロープ 1000 m 終了	SWIVEL つなぎ
0.32.30	12φ ナイロンロープ 800 m 終了	SWIVEL つなぎ
	200 m ごとの 8φ ナイロンロープ 17 本はじまる (この間, この表では原記録を略す)	SHACKLE つなぎ
1.01.58	8φ ナイロンロープ 200 m 17 本終了	SWIVEL つなぎ
1.06.25	12φ ポリプロピレンロープ 500 m 終了	SWIVEL つなぎ
1.08.28	16φ ポリプロピレンロープ 200 m (1) 終了	SHACKLE つなぎ
1.11.32	16φ ポリプロピレンロープ 200 m (2) 終了	
	チェーンをくりだしはじめる	30 m チェーンに 20 kg 錘 2 ケ
1.12.59	海底地震計投下, 作業終了 (地震計の投下時刻は 14 時 34 分 25 秒)	
	海底地震計着底	17 時 21 分 01 秒 (回収後, 記録を再生してよみとる)
	海底地震計の落下時間	2 時間 46 分 36 秒 (9996 秒)
	平均落下速度	58 cm/sec

回収記録 (抄)

Mariana Basin A点 海底地震計: V-3型 水深5800m 白鳳丸

1971年2月7日 天候, 風向, ... (略)

時.分.(秒は省略)	作 業	備 考
0.00.	揚収ボンデン回収	
0.03.	メインブイ回収	(まきあげ用ロープとメインロープがからまり, 手間どる)
0.05.	ロープまきあげ開始	
0.25.	12φ ナイロンロープ 600 m (1) 終了	
0.41.	12φ ナイロンロープ 600 m (2) 終了	太さ 9.4φ (ノギスによる測定)
1.02.	12φ ナイロンロープ 1000 m 終了	
1.16.	12φ ナイロンロープ 800 m 終了 (この間, この表では略す)	8φ ロープは太さ 5.3φ に(同上)
2.24.	8φ ナイロンロープ 3400 m 終了	
2.31.	12φ ポリプロピレンロープ 500 m 終了	
2.34.	16φ ポリプロピレンロープ 200 m (1) 終了	
2.36.	16φ ポリプロピレンロープ 200 m (2) 終了 チェーンまきこみ開始	
2.37.	20 kg 錘回収	錘上面にも着泥
2.39.	海底地震計を回収して甲板上に。作業終了 (揚収ボンデン回収時刻は 13 時 10 分 00 秒)	地震計の 70% が泥中にあった形跡あり

しながら点検しておく作業があった方が好ましく、このための作業時間はそう小さくはない。ただし、東大淡青丸のときは、ロープをケーブルジャッキで支えた木製ドラムからいきなりまき出して投げこみ式設置法を行なっている。

この節で設置・回収そしてブイ・テクノロジーにいくぶんの紙数を費したのは、これらのことが他の海中、海底の観測機器や作業機器と共通であることが多いからであり、今後はこれら共通の関心をもつ各分野がデータを出しあうことが好ましいと考えたからである。

第3表の着底時間は、精密なタイマーをもった自記加速度計である海底地震計の記録から知ることができる。そして、投下後の水中落下速度も、非常に早く終端速度に達するために、計算で知られる。それによると、第3図の方式の例 (Eauripik ridge, 水深 2,800 m) だと、地震計 No. 1 は 46 cm/sec, No. 2 は 72 cm/sec であった。結局、10分ほどあとから投下した No. 2 地震計が、No. 1 を追いぬいて着底したことになる。この速度は地震計自体の形状と重さのほか、ロープ類の抵抗によってきまるもので、いずれにせよ落下速度はおそく、着底のショックが地震計に悪い影響を与えることはなかった。なお、底質が軟泥の場合には、耐圧容器の容積の約80%は泥中に沈む。

地震学にとって投げこみ式設置法が問題なのは、決められた位置に設置する精度と、実際にどこに設置されたかを知る精度との二つである。しかし、前者は結果の解析時に補正することができるので多くの場合問題とならず、問題は二番目の精度にあった、しかし、これも回収時にロープをまきあげ、そのロープが張ったときの角度と方向とロープ長とから、船の位置決定の精度で位置の決定ができることがわかった。ただし、筆者等の見聞に

よれば船位決定はロランCでは不安定で、衛星航法を採用することが、地震学的にも位置の精度をあげるために好ましい。

5. 海底地震計による観測

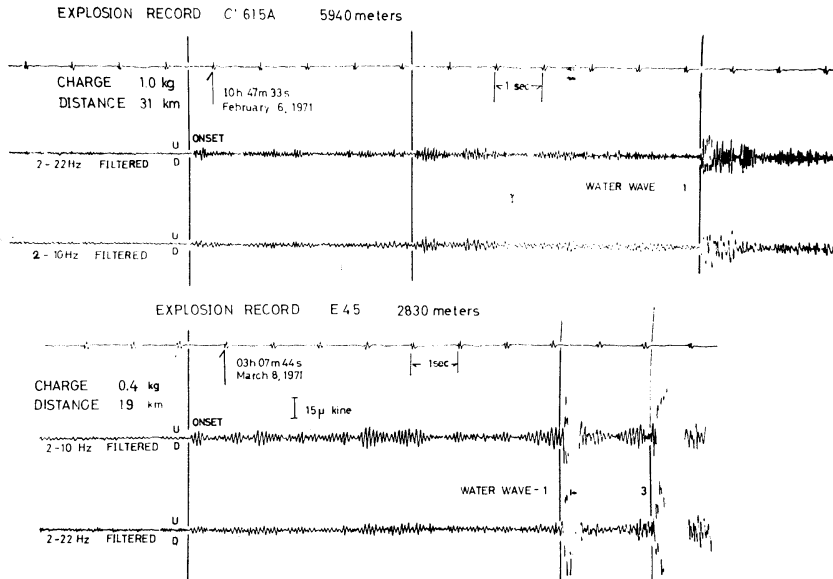
筆者等が海底地震計を使って、これまでに行なった観測の年月、海域、観測目的などは第4表は示されている。これらの地震学的な成果については別に発表するのでここではのべないが、海底地震計の能力の限度をかぎる要素の一つである海底でのノイズについて簡単にのべる。

かつて地下の核爆発探知が世界的に問題になったときに海底での観測が試みられ、おもに米国で海底のノイズが調べられた。その結果は予期に反して、海底はノイズレベルが高いことがわかった、とされている。しかし、この結果はいくつかの意味で問題がある。その一つは周波数帯域である。核爆発の探知は、周期1秒より長い周期のものが地震波として到達し、この周期はちょうど脈動の帯域にあたっている。脈動は海底で発生し、陸上深くにもつたわるものであるから、この帯域でノイズが高いのは当然である。たとえば、周期2~3秒では海底のノイズレベルは陸上の10倍にも達する例もある (MONAKHOV 私信)、しかし、1秒より周期の短い帯域では海底が陸上よりも騒がしい理由はない (同)。

筆者等の観測では、海底のノイズは陸上にくらべて、むしろ静かである。たとえば、2~15 Hz の帯域では、いままでの例では定常的なノイズレベルは $1\sim 4 \mu \text{ kine}$ (10^{-6} cm/sec) p-p であり、これは陸上では、川や道路をさげ、根岩をさがすなどして場所を非常によくえらび、あるいは坑道の中などでやっと達成される値であり、海底地形や海流を選ばないで設置した海底の方が静かであることを裏づけている。ただし、1,000 m 以浅の海底で

第4表 筆者等の海底地震計による観測。

年月	海域 (深度)	主な観測目的	地震計数	船名
1969.7	鳥取沖 (1140 m)	海底微小・極微小地震	1	清風丸
1969.11	新島沖 (820-1140 m)	同上	3	淡青丸
1969.11	大島沖 (800 m)	投げこみ式設置法のテスト	2	淡青丸
1970.7	甌列島沖 (100 m)	海底微小・極微小地震	3	淡青丸
1970.8	大島~八丈島沖 (800-1740 m)	同上	5	淡青丸
1970.9	小笠原諸島沖 (500-1000 m)	同上	4	凌風丸
1971.2	マリアナ海盆 (5800 m)	人工地震観測 (スパン 150 km)	4	白鳳丸
1971.3	オーリピック海嶺 (2800 m)	同上 (スパン 60 km)	3	白鳳丸
1971.6	四国南方沖 (400 m)	海底微小・極微小地震	3	凌風丸
1971.6	小笠原海溝東部 (5900 m)	同上	5	白鳳丸
1971.7	千島海溝東部 (6000 m)	同上	2	白鳳丸



第4図 海底地震計で得られた人工地震記録の例。上は Mariana 海盆で、下は Eauripik 海嶺での例である。海底地震計はハイドロホンの5~10倍もの距離で同程度の記録がとれることがわかった。onset は地動の初動, water wave 1 は水中音波の直達波である。

は船舶のノイズを拾うし、また繫留装置がブイやロープから来るノイズを遮断できない設計になっているときは、やはりノイズが高くなる。そうでないかぎり、海底でのノイズは天候や海況にほとんどよらず、時間的にも定常である。海底での底層流は一般には定常でなく、流速も数 cm/sec 以上のことは珍らしくない(高野健三私信)ので、底層流は筆者等の海底地震計と繫留装置のように流れに対して抵抗が小さいものでは地震的ノイズの原因にはなりにくいと一応考えられる。なお今後、海底地震計のテープレコーダーを流用してつくった流速計(鳥村・高野・窪内, 1970)などと同時に観測してデータをあつめたい。

海底でのノイズのスペクトルについて筆者等はまだ十分のデータをもっていないが、このように海底は1秒以下の帯域では陸上より静かであり、また、もっと周期の短い、微小地震、極微小地震の帯域では、もっと静かなようである。

本論文発表以前の最後の観測である Mariana 海盆と Eauripik 海嶺での人工地震観測であった。これらの結果についてふれる。Mariana での実験は将来大洋底で1,500~2,000 km の測線をはり、人工地震でマントル深部までの構造を測定するための予備実験の意味ももっていた。

これら2回の実験の結果はきわめて満足すべきもの

で、0.4 kg の火薬量で 20 km 以上、1 kg の火薬量で 50 km 以上の地点で明瞭に地動の初動を記録することができた。陸上では 1 kg の火薬爆発が 50 km もへだたった地点で観測できるなどということは、想像もつかないことである。またこれは、海で従来行なわれていた二船法やラジオソノブイによるハイドロホン観測とくらべてもすぐれたものであった。従来わが国で行なわれた二船法によるハイドロホン記録からみると、海底地震計は約5倍以上の距離で同様の記録がとれ、しかも実験に要する費用は、はるかに安価である*。海底地震計による人工地震観測はしたがって今後非常に有望であり、筆者等はさらに、火薬以外の大型エアガンやスパーカーをつかう海底地震計観測を計画している。

なお第4図は筆者等の海底地震計によって得られた人工地震の記録である。

6. 今後の問題

いまや、海洋底拡大説の検証、プレートテクトニクスの地震学的研究、またそれらを総合しての地震予知の研

* ハイドロホン観測の不利な点は周囲のノイズが高いだけではなく、 R_1 といわれる海底1回反射波が記録上大きく出て、地殻内をつたわった波の記録にとってノイズとなる点にもある。 R_1 は海底地震計には本質的に出ない。

究のために、海底地震計による地震観測と人工地震観測は、他のあらゆる海底地球物理学的観測にもまして、その実行がいそがれるべきであろう。

すでにカプセル型の地震計の instrumentation については問題はほとんど解決され、あとはその幾分の洗練と量産のみといえる。

しかし、もっとも大きな残された問題は設置と回収にある。筆者等の海底地震計はアンカード・ブイ方式をとって、ほとんど無事故で観測を行ってきたが、アンカード・ブイ方式がすべてに理想的であると考えているわけでは決していない。

従来ブイや測器の流失の事故が比較的多かった（高野健三、安井正私信）アンカード・ブイ方式をとったにもかかわらず、事故が少なかったのは、あるいは幸運であったかもしれない。

微小地震観測や爆破地震学的観測など、1~2週間でも十分な観測では、現行のアンカード・ブイ方式でも流失等の事故の生じる可能性は少ないだろう。しかし、第1表に示してある、海溝近くでの深発地震の観測では少なくとも1~2か月の観測期間が望ましく、また大洋底での海底表面波観測にいたっては数か月の観測が必要なので、アンカード・ブイ方式に「不慮の事故」は考えられないとしても、ジャックルなど金属の腐食や紫外線・温度サイクルによるプラスチック・ブイの老化がおきる事故が起らないともかぎらない。また、深海に多点の観測点をおく場合には、繫留装置が小型化され作業が簡単化されたとはいっても、多点分のロープ量や作業量はある程度以上、大きくならざるを得ない。

このため、一つの方法はポップアップ方式を採用することであり、もう一つは、拾いあげ方式を採用することである。ポップアップ方式にはいろいろのバリエーションがあり、本体に錘と深海ブイが連結され、船から投下して着底し、ある時間後、または船からの超音波呼出し信号によって錘を切りはなしして本体が浮上する型式のほか、アンカード・ブイ方式そのまま、表面ブイのみ数百m沈めたもの（Honeywell社）なども実用化されている。ただし、後者のシステムはアンカード・ブイ方式よりもっと大きくなり、作業量も大きくなり、ポップアップ式の効用を減殺していることは否めない。

要するにポップアップ式を採用場合には、浮力の大きい深海ブイ、信頼性ある錘切りはなし装置、浮上後の発見のための標識装置、および必要によっては、海底であるいは浮上中に船で受信するための超音波発信装置などの instrumentation が問題になる。このため筆者等は関

心を同じくする他の分野の研究者と、これらの instrumentation について共同で研究を行ないつつある。

従来ポップアップ式について、とかく否定的にいわれがちだったのは、いろいろな装置が“直列”であるための総合的な信頼性の不足と、海面上に“見えない”という心理的な面が多かった、と筆者等は考えており、開発のための費用は多少かかるが、装置じたいはそう高価なものにならなくてもすむ、と考えている。ただし、地震計の場合には深海ブイがノイズを与えないような工夫が必要である（島村・浅田、1971）。

拾いあげ方式の予定は、深海底に2台の地震計（あるいは1台の地震計と錘）を長さ2~5kmのポリプロピレンロープでつなぎ、そのロープ長に近い間隔で設置する。海面上にはなにも出さない。この設置は投げこみ式設置で行なえるはずである。

地震計の間のロープは、ポリプロピレンのために、海底より浮いていることになる。そして、その長さは数kmもあり、張っている方向がわかっているから、船は天測による程度の精度で、この二つの地震計の間を直角に通ることは十分に可能であり、したがって何らかの方法でこのロープをひっかけて回収することも工夫できるであろう。筆者等はかりにこれを拾いあげ方式と名づけた。

この方式による海底測器の設置はその装置と費用とがもっとも小さくてすむのが最大の長特長であり、また長期設置しても海表面近くのものがないために、運動による傷みや腐食の問題が少なく、その面でもすぐれている。この拾いあげ方式を実行するにあたっての問題は instrument よりも船の作業の面であり、将来なるべく早い機会に実用化したいと考えている。

なお、この方式の要点はポリプロピレンロープが海底をはっているのではなく、水中に浮いていることで、このために回収作業は底質によらず、非常に簡単でしかも確実にすることが期待される。しかしなお、作業を encourage し、船側や研究者が安心感を得るために、地震計に超音波信号発振器をそなえるべきかもしれない。

筆者等が1969年に海底地震計による観測をはじめていらい、短期間に比較的多くの経験をつむことができたのは、気象庁清風丸、同凌風丸、東大淡青丸、同白鳳丸の船の方々のおかげであり、また上記の諸船に乗船の機会を与えて下さったの方々のおかげであることを記し感謝の意を表したい。また、設置・繫留・回収については理化学研究所高野健三氏に多くの教示をうけた。あわせて

謝意を表したい。なお、本論の研究の一部は文部省試験研究費によった。

文 献

- 島村英紀・浅田 敏・高野健三 (1970): 海底での極微小地震観測. うみ (日仏海洋学会誌), 8(1), 6-12.
- 島村英紀・浅田 敏 (1970): 海底地震計とブイ・テクノロジー. うみ, 8(2), 113-116.
- 島村英紀・浅田 敏 (1971): 海底地震計による島弧・海溝系の研究. 島弧と縁海, 東海大学出版会, 187-200.
- 島村英紀・浅田 敏 (1971): 耐圧ケース材としてのFRP樹脂. うみ, 8(4), 246-249.
- 島村英紀・高野健三・窪内洋子 (1970): 磁気テープ方式による流速計, 日本海洋学会 1970 年春季大会発表, 同予稿集, 61.
- 窪内洋子・島村英紀・高野健三 (1970): 簡易張力計. うみ, 8(1), 13-17.
- SACKS, I. S. (1966): A Broad-Band Large Dynamic Range Seismograph, The Earth beneath the Continents, American Geophysical Union, 543-553.

討 論

討論者 堀田 宏 (理研)

世界中の地震の空間的な震源分布を見ると、直ちに地震の大部分は海洋域で起っていることがわかる。また、それらの大部分は太平洋の周辺に多く存在する島弧-海溝系と各大洋のほぼ中央部を連ねて存在する中央大洋海嶺の頂上部付近に集中している事も大きな特徴となっていることがわかる。したがって、地震現象についての説明は本来、海洋域での地震観測を基礎とすべきである。地震現象の解明ばかりではなく、海が地球の約7割を占める事を考えれば地球の本質を探究するためには海洋域での地球科学の研究の蓄積が不可欠である事は明らかである。

海洋域における地球科学研究の重要性の認識の上において、第2次世界大戦後の各国の海洋域に関する重力、地磁気、海底地形、堆積層の分布、地殻構造等の地球物理学、地質学的調査研究の進歩は著しい。これらの主に海洋域における研究の進歩と地震学の成果(陸上での観測資料による)から地球上の諸活動をかなり統一的に説明し得るものとして、いわゆる“The New Global Tectonics”なる概念が生れたのである。この概念はま

た、海洋域での地震観測の必要性、重要性を強調するものである。

海洋域における地震学の研究は前述の地球物理学の諸分野の研究に比べて立ち遅れていると言わざるを得ない。重力、地磁気、海底地形、堆積層分布等に関する測定は船に固定、または船から曳航される計測器によって、同時に、平行して、連続的に行なわれるものであって、能率が良い。また、船を停止して行なわなくてはならない地殻構造、地殻熱流量の測定や、堆積物の採集もそれに要する時間は精々数時間である。これに対して、自然地震の観測は数日から1ヶ月以上の長期間にわたって固定された位置で行なわれる必要がある。この事が他の諸分野に比して海洋域での地震観測を立ち遅れさせた理由の一つと言えよう。他には、前述の先進的な諸分野の測定は実際に海洋域に出て行なわれなければならないのに反し、海洋域で発生した地震の研究は陸上での観測によっても或る程度までは進め得た事もある。

海洋域での観測において、海面付近に長時間にわたって固定点を保持する事は非常に困難であり、たとえ固定点を保持できても海況によっては観測を中断して退避せざるを得ない事になる。ところが、海底に計測器を設置して観測を行なう場合には、海況に左右されないで(極く浅い海底を除いて)長期間にわたって固定点を保持できる事になる。しかし、この方法においてはいかにして測定資料を回収するかと言う事が重大な問題となる。測定資料を陸上あるいは船舶等に直接送る方法としてはケーブルによるもの、音波によるもの、電波によるもの、そしてこれらのいくつかを組み合わせたもの等が考えられる。これらの直接伝送方式に対しては、記録器を計測器と共に置き測定資料は一旦この記録器に収め、一定時間後記録器を回収するか、あるいは一定距離内に入った観測船に伝送させて回収する方式がある。講演者らは主に研究費の制限から記録器回収の方式を採用している。この方式での最大の問題点は講演者らが強調する様に記録器の回収率をいかにして高くするかと言う事である。いかに測定器が完全に作動しても、記録が回収されなくては零である。回収率を高めるための設置法、繫留法、回収法に関する講演者らの実験、研究の積み重ねは高く評価されよう。

海底地震計を用いる観測は単に自然地震を対象とするにとどまらない。海底地震計は人工地震による地殻構造の研究にも非常に有用である事が示されている。海洋域における地殻構造の調査は従来、ハイドロホン海面近くに置く“2船式”で主に進められて来た。この方式の

利点は観測者が直接記録を監視し、適切に爆破点間隔や火薬量を操作する事が出来ることにある。しかし、この方式では非常に限られた海域に或る期間、2隻の船を派遣しなければならず、多額の費用と多数の人員を要する点で困難さが増している。海底地震計を用いる場合には、本質点には数名の人員が1隻の船に乗って行なえるわけで非常に有利であると言える。この点ではソノラジオブイ方式でも同様である。ソビエトでは以前から長期航海中に行なわれる地殻構造の調査は海底地震計とソノラジオブイを用いる“1船式”を活用しており、火薬爆発による屈折波の測定でハイドロホンを用いるよりも海底地震計の方がより検知能力に優れている事を報告している。更に屈折法による地殻構造の調査で海底地震計を利用して有利な事は海水の存在の影響が少なく、十分に細かい爆破点間隔を与えれば海底付近の詳しい構造も知り得る事である。海面付近に置かれたハイドロホンによる測定では、それが深海域である程、厚い海水層の存在で海底付近の細かい構造はマスクされて情報が得られないと言う事になる（もっとも、この屈折法におけるハイドロホン方式の欠点はエアガン等によるサイスミックプロファイラーで補なわれているが）。講演者は地殻構

造調査における海底地震計の優れた点として水中音波が本来観測されない事を指摘している。しかし、地殻構造調査のためには爆発点と観測点の相対位置を知る事は非常に大切な事であり、水中音波の測定は重要な事である。将来、わが国でも衛星航法が実用化されて、数100mの精度で船位が決定され得る様になるまでは、圧力検知型のハイドロホンによる水中音波の測定は必要である事を指摘したい。そのためには海底地震計に何らかの方式でハイドロホンを接続しなければならないであろう。

最後に、僅かな日時と費用で充分な性能と機動能力を備えた海底地震計を開発し、活発な観測、研究活動を続けておられる講演者に敬意を表したい。

一般討論

座長 飯沼龍門（気象庁）

早川（東海大・海洋）海底地震計をおくのに最小限度どの位の距離におけば意味があるか。また、一箇所にとどの位の時間がよいのか。

浅田（東大・理）今のところ、海底地震計の数をましてゆくことが先決問題となる。また、観測には一箇所ですら1か月位は必要である。

2. 海棚並びに海山、海膨の山頂部における 漸深海帯生物群

堀 越 増 興*

Bathyal Fauna on the Deep-Sea Shelf and on the Top of the Rise and Seamount

Masuoki HORIKOSHI

1. Introduction

Along the Pacific coast of the northeastern part of the Japanese main island, Honshū, there is a broad, deep-sea terrace (IWABUCHI, 1968) which was named by NASU (1964) the Japanese Pacific Sea-shelf. It slopes very gently from depths of about 1,000 m down to depths of nearly 3,000 m. At the outer edge of this sea-shelf, the inclination of the sea floor changes abruptly, sloping down rapidly towards the bottom of the Japan Trench with depths greater than 7,000 m. On the opposite, or eastern side, the slope of the trench is less steep than the other, reaching up to the edge of the ocean floor of the Pacific, which is rather flat at depths around 5,500 m.

The author and collaborated biologists have taken opportunities for deep-sea trawling in these areas since 1959 on board the R. V. Ryōfū Maru (Japan Meteorological Agency: Cruises JEDS-2 and 4: SUEHIRO *et al.*, 1960, 1962; HARADA and NARITA, 1964) and the R. V. Hakuho Maru (Ocean Research Inst., Univ. Tokyo: Cruises KH-67-2: unpublished; and KH-69-2: HORIKOSHI *et al.*, in preparation.)

On the ocean floor in the western Pacific, there stands a good number of seamounts, guyots and rises, distantly apart from any larger land masses as well as from each other. Many of them rise from the abyssal depths of 5,000~6,000 m, and reach to depths of 2,000~3,000 m. The author also tried trawling in

several places of such topographies (Ryōfū Maru: JEDS-4: HORIKOSHI and HARADA, 1963; Hakuho Maru: KH-67-5: unpublished). Through these deep-sea trawlings, it was revealed that a peculiar fauna found on the top of such mountainous topographies is different from the typical abyssal fauna found on the surrounding ocean floor. This isolated fauna on the top of each seamount is thought to be comparable to the fauna found on the Japanese Pacific Sea-shelf, which is considered to belong to the lower part of the bathyal zone.

2. Benthic fauna on the Japanese Pacific Sea-shelf

Among the benthic communities found on the Japanese Pacific Sea-shelf, there are some different facies, which may probably be related to the sedimentary and topographical situations of the occupied station. For example, a proto-branchiate bivalve, *Portlandiella beringii* (DALL), is quite common in a muddy-bottom community (Sta. G), while, in other, perhaps topographically more or less higher place, a maldanid polychaete, living in a slender tube covered with coarse sand grains, is abundant, and is associated with an epibiotic caprellid amphipod (Stas. D and F). A rather flat, sandy-mud bottom is dominated by a burrowing ophiuroidean species of the genus *Amphiura*. So many tips of arms of this species protruded from the sea bed were also photographed by a deep-sea camera (KH-69-2: Stas. 11-4 and 16-3: NAKAI *et al.*, and HORIKOSHI in prepa-

* 東京大学総合研究資料館 The University Museum, University of Tokyo

ration). However, the benthic fauna as a whole on this sea-shelf does not show any particular difference by locality over its entire area. An asteroid species, *Ctenodiscus crispatus* (RETZIUS), is found very ubiquitously on the Sea-shelf, ranging from 615 m to 2,540 m, and a pycnogonid, *Colossendeis colossea* WATSON, is also a similar example (620~2,530 m).

A peculiar feature of this fauna is the presence of red-coloured arthropods, including many crustaceans and a few pycnogonids. The occurrences of red macruran shrimps are not only well known among the bathypelagic plankton, but also very prominent in the benthic domain. In addition to shrimps, red-coloured species are found among anomuran and brachyuran decapods, and also among

gammaridean amphipods. Even a caprellid amphipod species collected is partly coloured with reddish pigment. *Colossendeis colossea*, a pycnogonid, is a very spectacular animal among trawl samples for its gigantic, slender body tinted with vermillion.

On the level floor of the Pacific Ocean, spreading eastwards from the Sea-shelf and Japan Trench at the abyssal depths of about 5,500 m, the fauna is quite different as none of the above-mentioned animals have been collected. A peculiar protobranchiate bivalve, *Spinula oceanica* FILATOVA, is characteristically dominant (Stas. T, U and V; cf. FILATOVA, 1958, 1959), and asteroideans of the family Porcellanasteridae, which are said to be peculiar to the abyssal depths (MADSEN, 1961), frequently

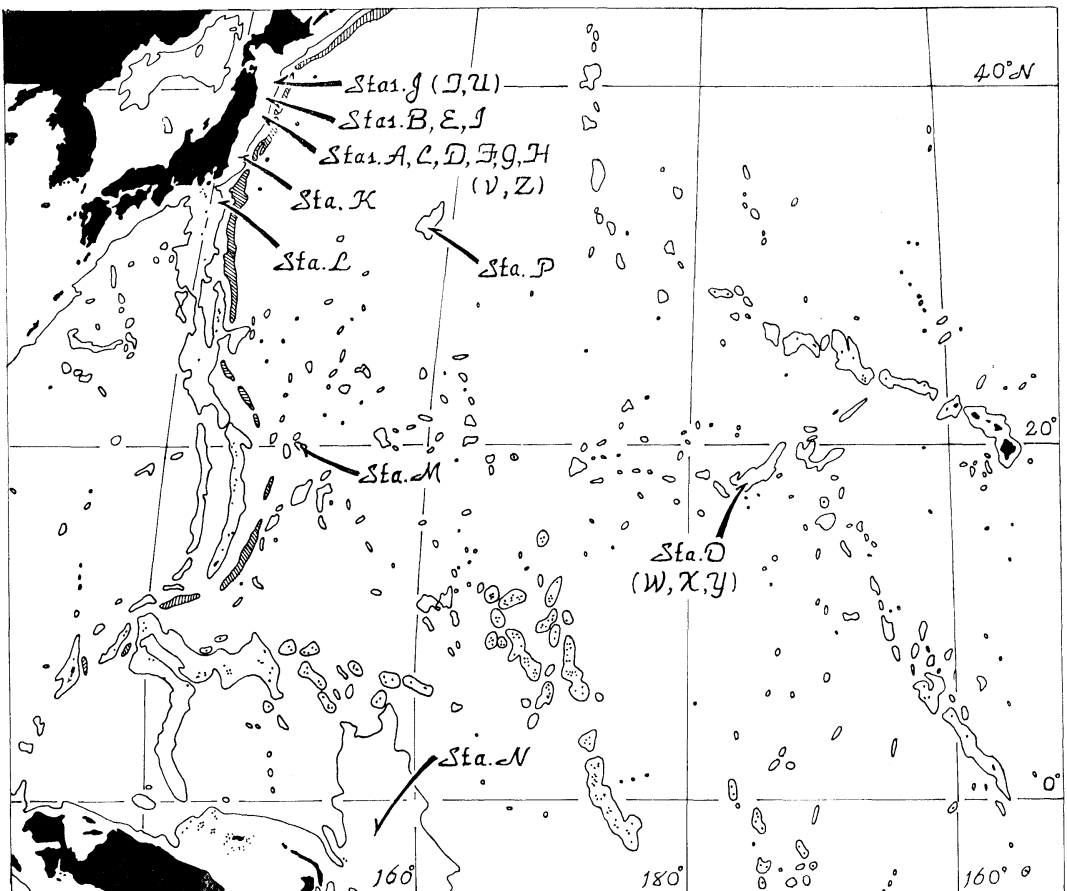


Fig. 1. Distribution of seamounts, guyots and rises in the western Pacific, indicated by contour lines of 3,000 m. Hatched areas are more than 6,000 m deep. For the stations, see Table 1. (Contours from "Pacific Ocean: Bathymetric chart of 1:25,000,000, Moscow, 1965")

concurrent with this bivalve. Within the Japan Trench, still other fauna can be recognized (Sta. Z). This hadal (ultra-abyssal) fauna is characterized by some animals like "*Galathea-themum*" (an actinarian with a letherly sheath), *Macellicephala* (polychaete), *Storthyngula* (isopod crustacean) and *Elpidia* (elaspod holothurian), all of which are known not only from the neighbouring Kuril Trench but also the Philippine and other trenches in the Pacific (BRUUN, 1957; WOLFF, 1960; BELAYEV, 1966). The genus *Spinula* is present, but represented by a different species, *S. vityazi* FILATOVA, instead of *S. cceanica*. [*S. vityazi* is also widely found in the Kuril-Kamchatka Trench (FILATOVA, 1964), while the third species, *S. bogorovi* FILATOVA, which is morphologically very similar to *S. vityazi*, is recorded from the Ryūkyū Trench, an isolated trench off the Ryūkyū Islands (FILATOVA, 1958). From the stand point of the biological oceanography, the Japan Trench and the Kuril-Kamchatka Trench are considered not to be separate trenches.]

3. Lower limit of bathyal zone

Returning to the fauna on the Japanese Pacific Sea-shelf, it is now obvious that this fauna is not only distinct from the hadal fauna in the Japan Trench but also dissimilar to the abyssal fauna on the ocean floor of the Pacific. EKMAN, in his famous book "Tiergeographie des Meeres" (1935, 1953), took a depth of 1,000 m somewhat "arbitrarily" for the boundary between the bathyal (=archibenthal) and the abyssal zones. His view seems to have exerted much influence on the recognition of the boundary depth, and eminent authors of oceanography and deep-sea biology such as SVERDRUP *et al.* (1942) and N. B. MARSHALL (1954) gave the depth of 1,000 m without any further discussion.

On the other hand, BRUUN (1955, 1957) had somewhat different opinion. He sought the boundary depth in relation to the depth of the isotherm of 4°C. In the Atlantic, he recognized it at 2,000 m, but he still suggested 1,000~1,500 m for the Pacific and the Indian Ocean. According to this opinion, there must be found 2 different faunas, bathyal and abyssal, in the upper and the lower halves of the Japanese

Pacific Sea-shelf. However, as mentioned before, only an inseparable single fauna is actually found over the entire area of the Sea-shelf from 600 m to 2,500 m. Bruun's opinion can not also be followed from the vertical distribution of the water temperature. As one of the major activities of JEDS (Japanese Expedition of Deep Seas), our physical oceanographers made intensive hydrographic observations in this area, finding that 4°C isotherm is situated at the depth of about 500 m (MASUZAWA, 1962; see Fig. 2).

In the 1950's, marine biologists of the Soviet Union advocated their opinion that the upper limit of the abyssal zone is found at the depth of 600 m (ZENKEVITCH and BIRSTEIN, 1955), although the "abyssal" zone of their definition at that time was subdivided into the upper and lower parts, bordering at the depth of 2,000 m. After an extensive research on Porcellanasteridae of the materials of the Galathea and other expeditions, MADSEN (1961: 198) discussed at some length about the zonation within the deep-sea system, and he recognized the boundary depth between the bathyal and the abyssal zones at 2,500~3,000 m. PÉRÈS (1961: 97) also found a radical change of fauna between 3,000 and 4,000 m, and proposed the separation of the bathyal and abyssal zones at these depths. Meanwhile, VINOGRADOVA (1958, 1962a, b) published her study on the number of species found at each depth, and pointed out the presence of a prominent gap of the faunas at the depth of 3,000 m. She indicated this depth to be the boundary between the bathyal and abyssal zones throughout the world oceans, recognizing narrow transitional zones around it, and subsequently, the recent opinion of Russian biologists generally adopt this scheme of zonation (ZENKEVITCH, 1963).

The author, handling the materials collected at a few trawling stations of two different cruises of deep-sea research (JEDS-2 and 4), tentatively indicated that the fauna on the Japanese Pacific Sea-shelf can be recognized as bathyal rather than abyssal, and its lower limit would be around 3,000 m. (HORIKOSHI, 1962a: 710). The subsequent additions of materials from 2 cruises of Hakuho Maru (KH-67-2: Stas. 4, 5 and 6; KH-69-2: Stas.

3, 9, 11 and 13) support this opinion. A general view of Table 1 reveals that red-coloured arthropods, which are characteristically well known from the bathyal depths in the pelagic domain, are ubiquitous in this area and numerically important in the collection of some stations. The occurrence of red crustaceans in the depths less than 2,000 m, and their absence in the waters deeper than that depth, were mentioned also by ZENKEVITCH and BIRSTEIN (1955). In addition to this, such common animals of the sea-shelf as *Ctenodiscus crispatus*, *Ceramaster japonicus* (SLADEN), *Solaster borealis* (FISHER), *Colossendeis colossea* and *Ascorhynchus japonicus* IVES are known from depths of few hundreds meters in other Japanese waters (*vide* OSHIMA and HAYASHI, 1965; UTINOMI, 1965; OKUTANI, 1969). On the other hand, *Spinula cceanica*, which is so common in the abyssal depths on the ocean floor, has so far not been collected on the Sea-shelf. An abyssal asteroidean of Porcellanasteridae was collected only one station which is situated on the very edge of the Sea-shelf (Sta. J). This belongs to the genus *Eremicaster*, which is extraordinarily eurybathic among abyssal porcellanasterids, extending its range up to the depth of 1,600 m (MADSEN, 1961). Moreover, animals usually inhabiting deeper waters tend to be found in such localities as those on the edge of a shelf-like topography and on the top of a narrow ridge or sea-mount (HORIKOSHI, 1960, 1962b). *Bassogigas* sp. (*grandis* type), a blind, white-coloured fish of a gigantic size (130 cm), collected at Sta. I would be another example of the vertical displacement of deeper water animals.

As already mentioned above, the fauna on the Sea-shelf does not show any radical change of fauna such as to indicate a separation of the bathyal and the abyssal zones. However, it might be possible to recognize a difference of minor, or secondary importance around a depth of 1,000 m, and to subdivide the bathyal zone into the shallower- and the deeper parts. Two dominant forms at the 2 stations along the 600 m contour (Stas. A and B), *Paradalopsis (coccinata* URITA?) and *Sebastolobus (macrochir* GÜNTHER?), were not found from the other station. The molluscan fauna also seems to

show some difference in the shallower and the deeper parts of this area. It would be possible to correlate such differences to either of the following 2 environmental conditions or both: (1) the difference in the topography that the inclination of the sea floor between 500 and 1,000 m is less gentle than that of 1,000~3,000 m (IWABUCHI, 1968), and (2) the occurrence of the intermediate water in the shallower part of this area (MASUZAWA, 1962). The questions of the recognition and the causes of these subdivisions within the bathyal zone are however still open, since the present number of sampling is so scanty and more detailed taxonomical study of each group should be completed.

4. Bathyal fauna on the top of isolated seamount and rise

In other regions besides in the east of the northeastern part of Japanese main island, Honshû, the bathyal fauna containing red arthropods is found in similar depths. At Sta. K in the offshore part of the Sea of Kashima (east of Tokyo), the benthic fauna is roughly identical to that of the Japanese Pacific Sea-shelf. At a station on the Izu-Eonin Ridge (Sta. L), a very rich fauna was trawled. Among the catch, a caridean shrimp of deep red colour was contained in a great number, together with *Stereomastis* (eryonid lobster), *Colossendeis colossea*, and several red-coloured anomurans including *Parapagurus*, a hermit crab symbiotic with *Epizoanthus paguriphilus* VERRILL (HORIKOSHI and HARADA, 1963).

More or less similar fauna including red crustaceans can be found even on the top of the seamount, guyot and rise. These submarine mountains are surrounded by a large expanse of abyssal depths of the ocean floor (5,000~6,000 m), and rise from it up to the depth of 2,000~3,000 m. On the Shatsky Rise (Sta. P), some specimens of a vermilion-coloured hermit crab were the only representatives of the red-coloured crustaceans. However, on the flat top of a seamount in the east of Mariana Islands (Sta. M) and on the similarly flat top of the Mid-Pacific Mountain Range (Sta. O), there were collected a good number of red crus-

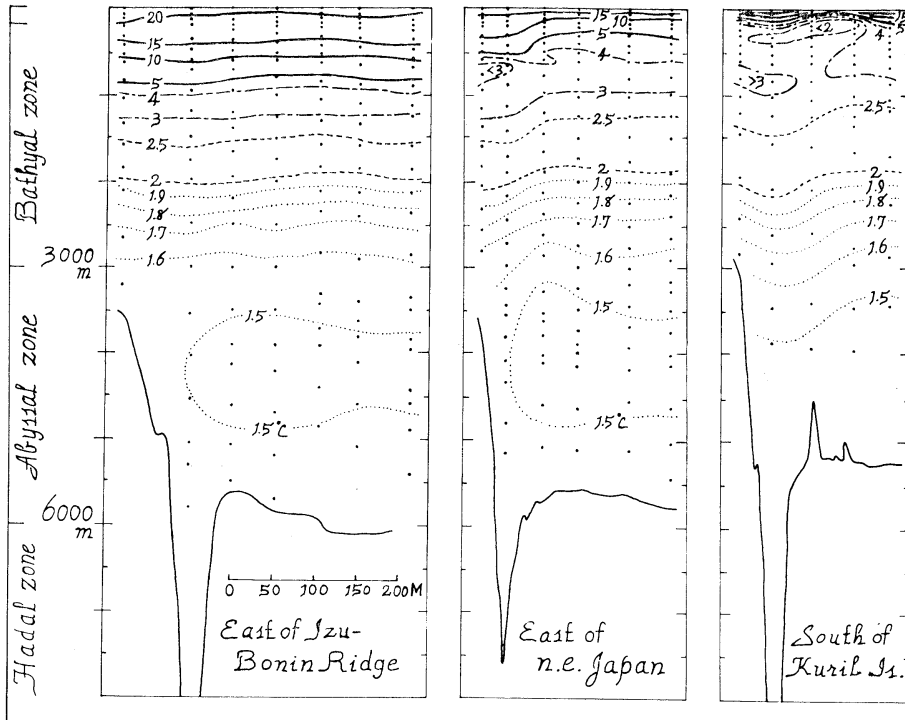


Fig. 2. Vertical distribution of water temperature in the west part of the western Pacific. Note the difference in temperature regime in the bathyal and the abyssal depths. (Prepared from MASUZAWA, 1962: figs. 2a and 6).

taceans. Among them, numerous individuals of some shrimp species were seen, and it is interesting to note that they show a very similar species composition on the tops of these 2 far distant seamounts, mainly consisting of 2 species belonging Nematocarinidae and Aristaeinae. On the other hand, in the abyssal depths of the ocean floor surrounding the last mentioned Mid-Pacific Mountain Range (Stas. X and Y), a typical abyssal fauna with *Spinula* and porcellanasterid asteroideans, as well as in the east of the northeastern part of the Japanese main island, Honshû. In this locality in the mid Pacific, the species of *Spinula* was *S. calcar* (DALL) instead of *S. oceanica*, as had been expected from the distribution map by FILATOVA (1958). The porcellanasterids were mainly *Stylacaster* with a few individual of *Hyphaster*. The porcellanasterids collected in the bathyal depths at the stations enumerated just above all belong to the genus *Eremicaster*, as in the case of the Japanese Pacific Sea shelf. [A blind fish of dull white colour, *Typhronus*

nasus GÜNTHER was collected from this locality and this is the first records of the species from the mid-Pacific (cf. NIELSEN, 1966: p. 46, f. 10)]

5. Concluding remarks

From what mentioned above, it can be concluded as follows: (1) the bathyal faunas with red arthropods is found not only on the Sea-shelf or the continental slope along the Japanese coast, but also widely distributed on the top of isolated sea-mounts and rises in the southwestern and central parts of the western Pacific, and (2) the lower limit of this bathyal fauna would be around 3,000 m also in these regions.

In the west part of the western Pacific, the depth of the 4°C isotherm is different by places (Fig. 2). The depth is 1,000 m in the east of Izu-Bonin Ridge, about 500 m in the east of Honshû, and only a few hundreds meters in the south of the Kuril Islands. However, it is interesting to know that, throughout these 3 localities, the temperature continues to decrease

Table 1. Occurrence of red crustaceans mainly in bathyal depths, and occurrences of porcellanasterid sea stars and spinulid bivalves mainly in abyssal and hadal depths.
Numbers of individuals collected in a haul are indicated in parentheses.

Zone	BATHYAL DEPTHS										Off Sea of Kashima
	Japanese Pacific Sea-shelf (Of. N. E. JAPAN)										
Locality	A	B	C	D	E	F	G	H	I	J	K
Station	KH-69-2: Sta. 3	KH-69-2: Sta. 13	KH-67-2: Sta. 4	KH-67-2: Sta. 5	KH-69-2: Sta. 11	JEDS-1: Sta. E 1	KH-67-2: Sta. 6	JEDS-2: Sta. S	KH-69-2: Sta. 9	JEDS-6: Sta. G 203	KH-67-5: Sta. 1
Cruise: Sta.	38°44.5'N, 142°28.6'E	39°39.0'N, 142°20.7'E	38°51.2'N, 142°46.3'E	38°49.0'N, 143°03.0'E	39°36.2'N, 142°59.2'E	38°03'N, 142°53'E	38°47.0'N, 143°14.5'E	37°55'N, 143°25'E	39°43.2'N, 143°38.2'E	40°22.0'N, 143°44.0'E	36°19.8'N, 141°40.0'E
Position	615-620	620-640	1270-1280	1590-1630	1650-1660	1650-1690	2090-2120	2230	2530-2540	2270-2970	1690
Depth (m)	caprellid (common)										
Reddish arthropods	<i>Pandalopsis coccinata</i> (36) <i>Stereomastis</i> (2)										
Porcellanasterid sea star	<i>Pandalopsis coccinata</i> (27) <i>Colossendeis colossea</i> (8)										
Spinulid bivalve	<i>Ctenodiscus crispatus</i> (745) <i>Sebastolobus</i> (47) <i>Ceramaster japonicus</i> (83) <i>Solaster</i> (2 spp.?) (17)										
Others	<i>Ctenodiscus crispatus</i> (56) <i>Sebastolobus</i> (156) <i>Ceramaster japonicus</i> (87) <i>Solaster</i> (many)										
	<i>Ctenodiscus crispatus</i> (11) <i>Rudicapes verrillii</i> (1) <i>Solaster</i> (2)										
	<i>Ctenodiscus crispatus</i> (16) <i>Portlandiella heringii</i> (common) <i>Turionaria</i> (common)										
	<i>Ctenodiscus crispatus</i> (5) <i>Portlandiella heringii</i> (4) <i>Ascorhynchus japonicus</i> (93) <i>Bassogigas</i> sp. (1)										

Zone	ABYSSAL DEPTHS										HADAL DEPTH
	E. of N. E. JAPAN										
Locality	S. of Mid-Pacific Mountain Range										E. of N. E. JAPAN
Station	M	N	O	P	T	U	V	W	X	Y	Z
Cruise: Sta.	KH-67-5: Sta. 11	KH-67-5: Sta. 19	KH-67-5: Sta. 41	JEDS-5: Sta. 41	JEDS-6: Sta. G 206	JEDS-6: Sta. G 207	JEDS-4: Sta. E 6	KH-67-5: Sta. 40	KH-67-5: Sta. 52	KH-67-5: Sta. 39	JEDS-4: Sta. E 2
Position	20°06.9'N, 150°10.0'E	01°59.6'S, 157°12.3'E	17°33.4'N, 176°15.4'W	33°57'N, 159°00'E	40°51.5'N, 145°59.1'E	40°30.5'N, 148°54.0'E	38°06'N, 148°01'E	17°16.9'N, 176°18.2'W	18°17.0'N, 172°31.4'W	16°40.9'N, 176°21.2'W	38°00'N, 144°05'E
Depth (m)	1280-1380	1610	3200	3115-3170	5320-5340	5515-5520	5650-5660	4400	5100	5150	6700-7340
Reddish arthropods	<i>Colossendeis colossea</i> (1) <i>Pandalidae</i> (abund.) <i>Stereomastis</i> (16) <i>Parapagurus</i> (13)										
Spinulid bivalve	<i>Nematocarcinidae</i> (9) <i>Aristaeinae</i> (12) <i>Stereomastis</i> (1) <i>Parapagurus</i> (8)										
Others	<i>Nematocarcinidae</i> (6) <i>Aristaeinae</i> (12) <i>Parapagurus</i> (8)										
	<i>Eremnicaster</i> (1)										
	<i>Eremnicaster</i> (3) <i>Sylacaster</i> (1)										
	<i>Eremnicaster</i> (18) <i>Spinula oceanica</i> (18)										
	<i>Eremnicaster</i> (1) <i>Spinula oceanica</i> (18)										
	teeth of <i>Carcharodon megalodon</i> and other sharks (abundant) <i>Synalicates</i>										
	<i>Benthosaurus bathypterois</i> (1) <i>Ipnops</i>										
	<i>Deltocephalus</i> (common) <i>Manidopsis</i> (1)										
	<i>Spinula vitreus</i> (6) <i>Sporhyngia</i> (91) <i>Gulathreutemium</i> (4) <i>Elphida</i> (1) <i>Macellicephalo</i> (5)										

downwards from the surface until the depth of 3,000 m (1.6°C), and the water deeper than this depth looks to be rather homogeneous, showing practically no temperature difference except a slight minimum value found around the depth of 4,000 m (See Fig. 2, prepared from MASUZAWA, 1962: figs. 2a and 6). The same patterns of vertical distribution are found also for the salinity and the oxygen content, and it is suggested that 2 water masses, the "deep water" and the "deepest water", can be recognized above and below the depth of 3,000 m (MASUZAWA, 1962). The direction of the current is said to be also different in these 2 water masses (MASUZAWA, 1962; NAN'NITI and AKAMATSU, 1966). It would not be difficult to suppose that such difference in water mass (including that of current direction) exerts decisive influence to the biological zonation.

The problems of the provenance and recruitment of the bathyal communities on isolated seamounts and rises surrounded by the abyssal ones on the ocean floor is interesting one, but it should be answered after more comprehensive field surveys and more detailed taxonomical studies would be done.

Acknowledgements

Thanks are due to Dr. T. OKUTANI (Tokai Regional Fisher. Res. Lab.) who kindly read the manuscript.

References

- BELYAEV, G. M. (1966): Bottom fauna of the ultraabyssal depths of the world ocean. 248 pp. Akademii Nauka Moskwa (in Russian with Engl. title and contents)
- BRUN, A. F. (1955): The ecological zonation of the deep sea. Proc. UNESCO Symp. Phys. Oceanogr. Tokyo, 160-168.
- BRUN, A. F. (1957): Deep sea and abyssal depths. Treat. Mar. Ecol. Palaeoecol., Geol. Soc. Amer. Mem., 67(1): 641-672.
- EKMAN, S. (1935): Tiergeographie des Meeres. xii+542 pp., Akademische Verlags, Leipzig.
- EKMAN, S. (1953): Zoogeography of the sea. xiv+417 pp., Sidgwick & Jackson, London.
- FILATOVA, Z. A. (1958): Über einige neue Arten doppelschaligen Mollusken des Nord-Westlichen Teiles des Stillen Ozeans. Trudy Inst. Okeanol., 27, 208-218. (in Russ.)
- FILATOVA, Z. A. (1959): Bivalve molluscs of the abyssal zone of the north-western Pacific. 15th Intern. Congr. Zool., Sect. III, Pap. 32, (2 pp.)
- FILATOVA, Z. A. (1964): A new species of bivalve molluscs from the ultraabyssal of the Pacific. Zool. Jour., 43, 1866-1868. (in Russ. with Eng. rés.)
- HARADA, E. and T. NARITA (1964): Ecological aspects of the research of bottom animals of the deep-sea with reference to the collections of JEDS-6. La Meer, 1(2), 62-66.
- HORIKOSHI, M. (1960): A topographical approach to a study of the benthic communities on the submarine ridge, Sé-no-umi, in Sagami Bay. Sci. Rep. Yokosuka City Mus., (5), 6-8.
- HORIKOSHI, M. (1962a): Bird's eye view of the studies of the benthos in Japan. Jour. Oceanogr. Soc. Jap., 20th Anniv. vol., 707-723. (in Jap.)
- HORIKOSHI, M. (1962b): Distribution of benthic organisms and their remains at the entrance of Tokyo Bay, in relation to submarine topography, sediments and hydrography. Nat. Sci. Rep. Ochanomizu U., 13(2), 47-122.
- HORIKOSHI, M. (1970): Quantitative studies on the smaller macrobenthos inhabiting various topographical environments around the Sagami Bank in the deep-sea system of Sagami Bay. Jour. Oceanogr. Soc. Jap., 26(3), 159-182.
- HORIKOSHI, M.: Biological notes on bottom photographs. Prelim. Rep. Hakuhô Maru Cruise KH-69-2, (in preparation).
- HORIKOSHI, M., S. GAMÔ, M. IMAJIMA and S. KOSUGE: Studies on the deep-sea benthos in the bathyal zone on the Japanese Pacific Shelf. Prelim. Rep. Hakuhô Maru Cruise KH-69-2, (in preparation).
- HORIKOSHI, M. and E. HARADA (1963): Deep-sea benthos [colour photo]. Reports of JEDS, (4), JEDS Contrib. No. 49.
- IWABUCHI, Y. (1968): Topography of trenches east of the Japanese Islands. Jour. Geol. Soc. Jap., 74(1), 37-46. (in Jap. with Eng. rés.)
- MADSEN, F. J. (1961): On the zoogeography and origin of the abyssal fauna in view of the knowledge of the Porcellanasteridae. Galathea Rep., 4, 177-218.
- MARSHALL, N. B. (1954): Aspects of deep-sea biology. 380 pp., Hutchinson, London.
- MASUZAWA, J. (1962): The deep water in the western boundary of the North Pacific. J. Oceanogr. Soc. Jap., 20th Anniv. vol., 279-285.
- NAKAI, T., H. HASUMOTO, H. OTOBE, C. IGARASHI and S. TANAKA: Deep-sea photography. Pre-

- lim. Rep. Hakuho Maru Cruise KH-69-2, Ocean Res. Inst. Univ. Tokyo (in preparation).
- NAN'NITI, T. and H. AKAMATSU (1966): Deep current observations in the Pacific Ocean near the Japan Trench. *J. Oceanogr. Soc. Jap.*, **22** (4), 154-160.
- NASU, N. (1964): The provenance of the coarse sediments on the continental shelves and the trench slopes of the Japanese Pacific coast. *Papers in Mar. Geol.* (MacMillan), 65-101.
- NIELSEN, J. G. (1965): On the genus *Acanthonus* and *Typhlonus* (Pisces, Brotulidae). *Galathea Rep.*, **8**, 33-47.
- OKUTANI, T. (1969): Synopsis of bathyal and abyssal megaloinvertebrates from Sagami Bay and the South off Boso Peninsula trawled by the R/V Soyo-Maru. *Bull. Tokai Regional Fishr. Res. Lab.*, (57), 1-44.
- OSHIMA, H. and R. Hayashi (1965): Asteroidea. *New illustrated encyclopedia of the fauna of Japan* (Hokuryū-kan), **3**, 45-63. (in Jap.)
- PÉRÈS, J. M. (1961): *Océanographie biologique et biologie marine*. vol. 1. La vie benthique. viii + 541 pp., Presses Universitaires de France, Paris.
- SUYEHIRO, Y., E. IWAI, M. ISHINO and M. HORIKOSHI (1960): Benthic animals. (in SUYEHIRO and others (1960): Notes on the sampling gears and the animals collected on the Second Cruise of the Japanese Expedition of Deep Seas (JEDS-2)). *Oceanogr. Mag.*, **11**(2), 187-200 (188-192).
- SUYEHIRO, Y., Y. OKADA, M. HORIKOSHI and E. IWAI (1962): A brief note on the benthic animals on the Fourth Cruise of the Japanese Expedition of Deep Seas (JEDS-4). *Oceanogr. Mag.*, **13**(2), 149-153.
- SVERDRUP, H. U., M. W. Johnson and R. H. FLEMING (1942): *The oceans: Their physics, chemistry and general biology*. xi (+2)+1087 pp., Prentice Hall, Engle-Wood Cliffs, N. J.
- UTINOMI, F. (1965): Pycnogonida. *New illustrated encyclopedia of the fauna of Japan* (Hokuryū-kan), **2**, 333-338. (in Jap.)
- VINOGRADOVA, N. G. (1958): Vertical distribution of the deep-sea bottom fauna in the ocean. *Trudy Inst. Okeanol.*, **27**, 87-122 (in Russ.)
- VINOGRADOVA, N. G. (1962a): Vertical zonation in the distribution of deep-sea benthic fauna in the ocean. *Deep-Sea Res.*, **8**, 245-250.
- VINOGRADOVA, N. G. (1962b): Some problems of the study of deep-sea bottom fauna. *Jour. Oceanogr. Soc. Jap.*, 20th Anniv. vol., 724-741.
- WOLFF, T. (1960): The hadal community: an introduction. *Deep-Sea Res.*, **6**, 95-124.

ZENKEVITCH, L. (1963): *Biology of the seas of the U.S.S.R.* 955 pp., George Allen and Unwin, London.

ZENKEVITCH, L. A. and J. A. BIRSTEIN (1955): Studies of the deep-water fauna and related problems. *Vestnik Moskovskogo Universiteta*, (4-5), 231-242 (in Russ.). (Eng. transl. in *Deep-Sea Res.*, 1956, **4**(1), 54-64.)

討 論

討論者 小坂昌也 (東海大・海洋)

深海ベントスについての調査研究は、第2次世界大戦後欧米諸国を中心として急激な進歩発展をとげた。しかし、浅海ベントスの知見に比較し、深海ベントスについては、未だきわめて不十分な知見しかえられておらず、今後の調査研究にまつところが非常に多い。

ここでは、浅海・深海をとわず、ベントス研究における普遍的な問題点と深海ベントスの特殊性に基づく問題点について、二、三の例をあげて検討する。

ベントス採集用具として使用されているものは、大きく分類すると grab type と有歯の dredge type と beam trawl の3種になる。HOLME (1964) は epifauna や shallow-burrowing fauna に対し、grab type を定量的採集用具、dredge type や beam trawl を定性的採集用具と区分している。しかし、定量的採集用具とされている grab は、1回の採泥面積が少なく、採集物の主体は meiobenthos と macrobenthos であり、大型で移動力の大きい megalobenthos はほとんど採集されない。

一方、beam trawl は平坦な砂泥地で使用され、主採集物は megalobenthos である。採集物の定量的表示のために必要な用具の採集効率や正確な曳網距離を知るとは困難であり、現存量の推定値もかなり誤差を伴っているとみられる。dredge は一応どのような地形・底質の場所でも使用されるが、beam trawl と同様採集物の定量化が困難である。

したがって、現状では単一の採集用具による採集物からは、その地点に分布生息している全ベントスの種類すら明らかにすることは出来ず、少なくとも grab type と beam trawl あるいは dredge を併用することが望ましい。さらに、beam trawl, dredge については、採集物の正確な定量化を行なうために技術的改善が必要とされる。

採集物については、フルイ分け、選別後多くの場合各種群、あるいは各種毎に個体数・湿重量などの数値がもとめられている。これらの値を使用して、ベントス群集

の類型化、群集構造の解析や各群集の現存量の季節・年変化の実態および海域の類型化などについて多くの有益な知見が集積されてきた。しかし、ベントス群集について、今後さらに群集生態学や生産生態学的立場から研究を進展させるためには、かなりの困難が予想されるが、群集構成種のうち、重要種については食性を中心とする生活史を解明し、さらにベントス群集の生産速度の測定や生産過程を明らかにするために必要な資料の収集に努力すべきであろう。

深海動物の起源については、いまだ定説はなく、学者間で意見の相違がみられる。しかし、深海動物は浅海で発生した動物のうち、進化の過程で深海の環境にしたいに適応したものが移住していったと考えられている。そこで、この問題については、現在の深海動物の祖先型が地質時代のどの時代にどのように移住したか、また、深海底がいつ形成され、その後いかなる地史的变化をたどったかということが明らかにされなければならない。したがって、現生の深海動物を対象とする分類学、生態学などの研究とともに対象海域の地史的研究を同時に進めることが必要である。

一般討論

座長 宇野 寛(東水大)

宇田(東海大・海洋) 海山の頂上とその周囲の太平洋底とでベントスの生物量に違いがあるか。また、その食餌はなにか。

堀越(東大資料館) 海山の頂上の方が周囲よりも生物量が多いような印象をうける。ただし、トロール採集では定量的でないので将来採泥器による調査を行ないたい。

い。

宇田 海山上のベントスは中央太平洋から日本近海へと漸変するか。

堀越 従来、採集を行なう機会が僅かしか与えられていなかったので不明である。将来の調査を期待したい。

宇田 深海ベントスは日本海と東支那海側、太平洋側と大いに異なるか。

堀越 日本海側では種類が少なく固有種もほとんどないといわれているが、これも現在までに採集の機会がなく詳細は不明である。

宇田 太平洋 3,000 m 深くらいところで、深海ベントス、赤エビの分布などが上下ではっきり違ってくるのか。

堀越 山頂とふもとの平坦部でははっきり違うが、その途中の斜面でどのような変化をみせるかは、斜面における採集の困難と採集地点の僅少なことがあって現在は不明である。

雷永(埼玉大) 深海底又は超深海底棲生物が水温、水圧、光などの物理的環境によってどのような適応性があるのか、又は特殊な形態的特徴をもつようになるのか、といった研究はなされているのか。

堀越 光については暗黒であるためにめくらのものが非常に多い。水圧についてはある種のバクテリアは高圧でないと増殖しない。ほかの生物については現在では知られていないが、陸上で浅海生物の加圧実験からは深海帯、超深海帯での圧力では影響があるのではなからうか。(堀越増興(1970): 深海底の生物—その環境と生物帯. 海洋科学, 2(2), 131-136 参照)。

3. 北太平洋西部深層水の温度場と それから推測される流動

今 脇 資 郎*

Distribution de la température et le mouvement de l'eau dans les couches profondes au Pacifique de l'ouest

Shiro IMAWAKI

1. はじめに

人類が帆船を駆って大洋に進出して以来、表層および中層の循環についての情報は比較的豊富に蓄積されており、その大洋全体に亘っての大まかな像は少くとも現象的にはほぼ把握されている。しかしながら体積において大洋の圧倒的な部分を占めている深層および底層の循環については、人々の関心を引く問題ではあったが、観測の困難さ等の故に、最近まで現象的にも確かなことはほとんど知られていなかった。その様な中で 1958 年 STOMMEL によって提出された、少くとも理論的には非常に美しい大洋全体に亘る深層循環のモデルは、深層水の循環に関する研究に強い刺激を与えたことは確かなようである。

それ以後、日本においても JEDS 観測を中心にして主に北太平洋の西岸近くの深層水の流動を見極めようとする多くの試みがなされて来た。そこで、まず北太平洋の深層水の流動に関するこれまでのいくつかの研究を簡単にみた後、北太平洋西部深層水の流動について、筆者が過去十数年間の観測データをもとに考察して得た中間的な成果を紹介する。

2. 北太平洋の深層水および底層水の流動に関するこれまでの研究

よく知られているように STOMMEL (1958) および STOMMEL and ARONS (1960) は、主サーモクラインの維持機構として上層から下層への熱伝導と流速の上向き成分による熱移流との平衡を考え、この海洋全体に分布している下層の流動に関する sink と局所的に存在する source を結ぶ機構として内部領域における地衡流と

それを補完する西岸における境界流とからなる系を考えて、上層からの source が存在しない北太平洋では、南太平洋から西岸境界流によって南西隅に運ばれた水が、内部領域全体に亘っての反時計回りの循環と南北から互に $30^{\circ} \pm 10^{\circ} \text{N}$ に向って流れる西岸境界流とによって上層に供給されるとした。なお、これらの「流れ」は流速を海底から上層と下層の境界面まで鉛直方向に積分した流量を表現しているが、この境界面として彼等は平均的に深さ 2,000 m ないし 3,000 m をとっている。

彼等のこのモデルの比較的容易な検証の一つは、彼等の言う様な西岸境界流が実際の海洋に存在しているかどうかということであるが、これとほぼ期を同じくして始められた JEDS 観測の最初の成果をもとにして、MASUZAWA (1960) は北太平洋の 40°N 以北全域に対して風応力の渦度から求められた内部領域の 40°N 線上の緯度方向の流れと西岸の境界流との流量を等しいとする、水収支の方法を仮説的に適用し、西岸境界流での 0-レベルとして深さ 1,520 m を得、その上層には南向き下層には北向きの境界流が存在すると結論している。更に MASUZAWA (1962) は JEDS-2, 3 および 4 の観測結果を総合し、仮に西岸境界流の中層に流速の緯度方向の成分が 0 になる層があると仮定すれば、それ以深の地衡流としての境界流は 30°N から 40°N に亘ってすべて北向きであるとしている。又、NITANI (1963) は西岸近く (日本近海ではそれが海溝の上になるが) にとられた隣接する二つの観測点が同一の流線を形成しているという仮定のもとに、物理量の分布を考察し深さ 3,000 m から 7,000 m に亘る海溝の中およびその真上での流型として、 38°N を境に南北から互に向い合う流れを推測している。他に FUKUOKA (1962) は主として南極周辺の深層水の source を溶在酸素量の分布をもとにして追求した論文の中で、北太平洋の深さ 2,000 m での溶在酸素量

* 京都大学理学部地球物理学教室 Geophysical Institute, Faculty of Science, Kyoto University

の大まかな分布を示し、それが一般的に北向きに減少し、かつ北太平洋の西半分の方が東半分よりも酸素量が高いことを指摘して時計回りの循環を推測している。

これらとは別に WOOSTER and VOLKMANN (1960) は太平洋の底層水の循環を調べるために深さ 5,000 m での水温分布を示し、水温が上層の高温水との混合と海底からの熱流とによって流下方向に上昇するという仮定から温度の増大している方向を流れの方向と考え、深さ 5,000 m における循環として南太平洋から北太平洋へそして北太平洋では時計回りという流型を推論している。しかし、彼等は太平洋の北部海盆の中では、底層水の成分の変化は比較的小さくて循環の性質は明瞭ではなく又深さ 4,000 m では水温の増加はないとしている。その後、KNAUSS (1962) は太平洋の海底から深さ 2,000 ないし 2,500 m に亘る水はすべて南極収斂線の南からの水であるという従来の説を確認した後、深さ 5,000 m での水温分布から北太平洋東部には反時計回りの循環があると推論したほかは WOOSTER 等と同じ結論を示した。更に彼は深さ 4,500 m での水温分布ではアリューシャン列島の南岸沿いに、3,500 m ではそこを含めて北太平洋の西部と北部および中央部全体に低水温の領域があることを指摘し、これらが下層の水の上昇によって起るらしいと推測している。

このような物理量の分布から流動を推測する方法とは別に、釣合い浮子による深層流の直接測定を行なって来た NAN'NITI and AKAMATSU (1966) はその成果から日本海溝に沿っての深さ 2,000 m から 3,000 m に南向きに流れる深層流が存在すると結論し、更にこれと北向きに流れていると言われている底層流とを結合させてその各々に STOMMEL 等 (1958) の流型を適用し、底層水 (深さ 4,000 m ~ 5,000 m) は西岸を北行して頂点で上昇し、深層水 (深さ 2,000 m ~ 3,000 m) は内部領域で反時計回りに循環し西岸で南行する境界流を持つという循環系を提示している。

以上、みてきた様に種々の試みがなされて来ているとはいえ、北太平洋の深層水の流動についてはいまだに確定的な結論は出ていないと言える。

3. 北太平洋西部深層水の温度場とそれから推測される流動

通例中層での 0-レベルを境にしてその下層の流れを深層流と呼ぶ傾向が強いが、深層流という言葉は流動の機構の差異をもとにして他と区別するために使うのであれば、特に西岸境界近くでは必ずしも 0-レベルをもっ

て表層流と深層流の境界とする必要はない。それ故、ここでは暫定的な区分ではあるが予想されるその流動の機構をもとにして、主として風成循環が卓越していると思われる表層水 (深さ 0 m ~ 1,500 m) と、その流動が海底地形の影響を強く受けていると思われる底層水 (北太平洋では深さ 5,000 m 以深、これは後に述べるように水温の水平分布における上層との差異からも上層とその流動を異にしていると思われる) とを除いた、主サーモクラインの下に位置する水 (深さ 2,000 m ~ 4,000 m) を深層水と呼び、これを中心に考察する。なお、流動を問題にするには少くともその海盆全体に亘っての考察が必要であるが、今回は種々の事情により北太平洋の西半分に限定し主に西岸近くの流動に注目する。

ところで、たとえば WOOSTER 等も指摘しているように、深層の流動を追求するには大きく分けて、(1) 流速の直接測定、(2) 物理量の分布からの推論、(3) トレーサーをもとにした推論、の三つの方法があるが、ここでは (2) のうちの主として水温および密度の分布から流動を推測する。それは現在ではまだ (1) の直接測定には種々の困難な問題があるからということのほか、それを行なう際に広い大洋のどこで測定すればよいのかという指標を得るために少いながらも程度の情報が既に得られている (2) の方法が有効であると思われるからということ、流動の機構を問題にする際にはこれらが必要となるからということによる。なお水平運動を問題にする場合、観測の困難さとかそれだけで地衡流の計算ができるということもあってなのか、一般に一つ又は数個の鉛直断面での物理量の分布を議論することが多い様であるが、その鉛直変化を問題にする場合でも、水平分布を考察するのは不可欠のことである。そして、深層においてはほぼ保存的な物理量と見做されている水温の水平分布から流動の型が推察され、密度の水平分布が定常的に存在しているならばそれに連関した流動の少くとも鉛直方向の変化が求められる。

過去 19 年間に種々の観測船によって行なわれた観測 (Appendix 1 参照) の資料を集積し、この程度の深さでは水温の時間的な変化は空間的な分布に比較して小さいとして (このことについては次節を参照)、深さ 2,000 m, 3,000 m および 4,000 m での水温分布を求めると各々 Fig. 1 の (a), (b) および (c) の様になる。比較のために深さ 5,000 m でのそれを (d) に示す。図中斜線の部分は主に CSK Atlas, Vol. 4 (1970) をもとにして描かれたその深さでの陸地に相当する領域であり、白丸は観測点である。又、左上隅の数値の対比は現場温度 T と

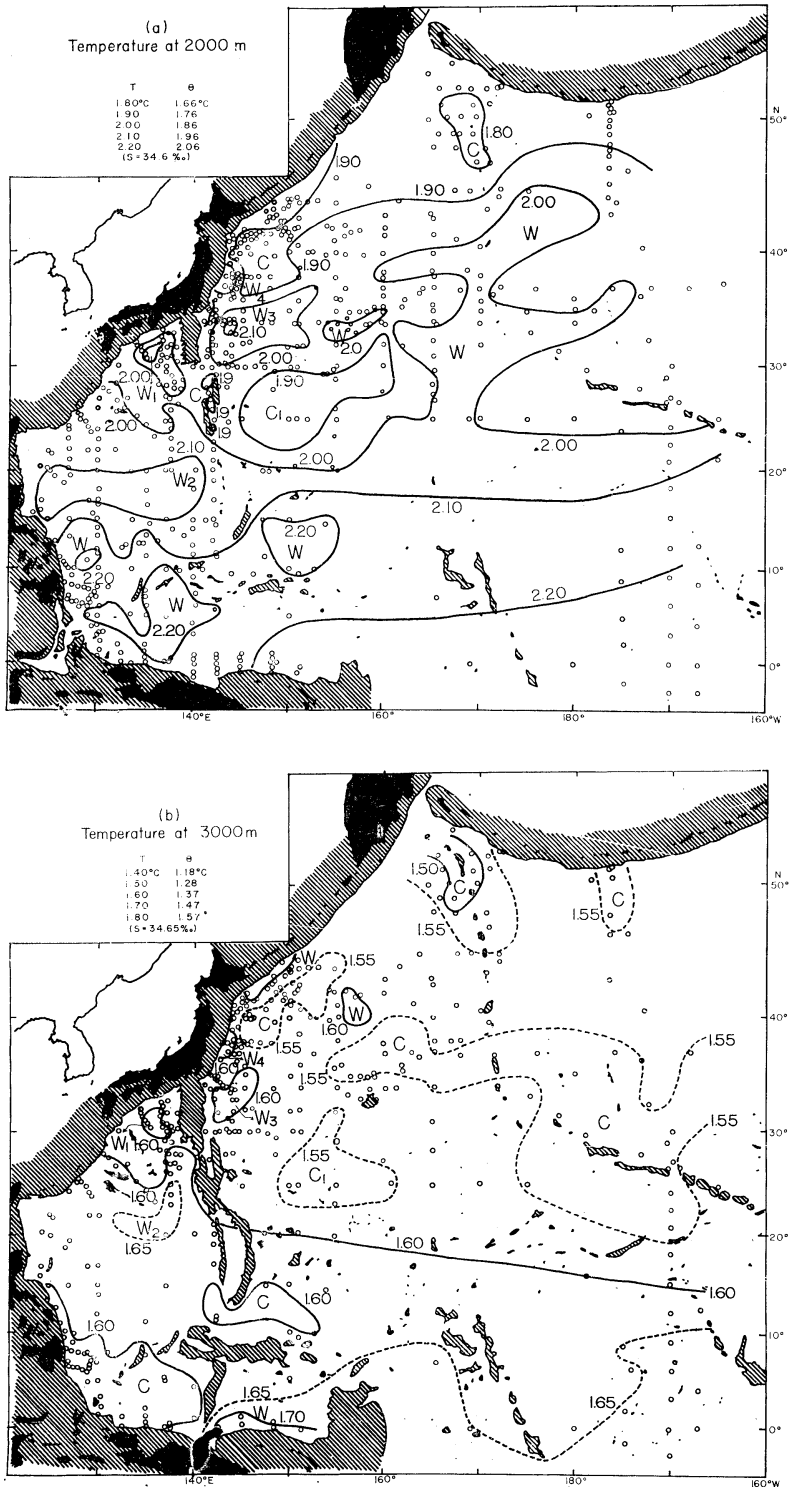
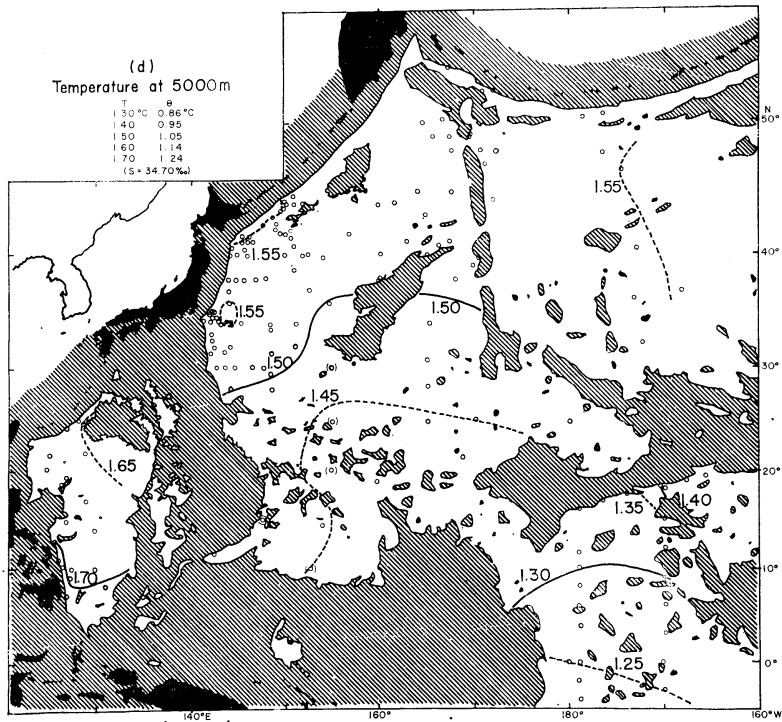
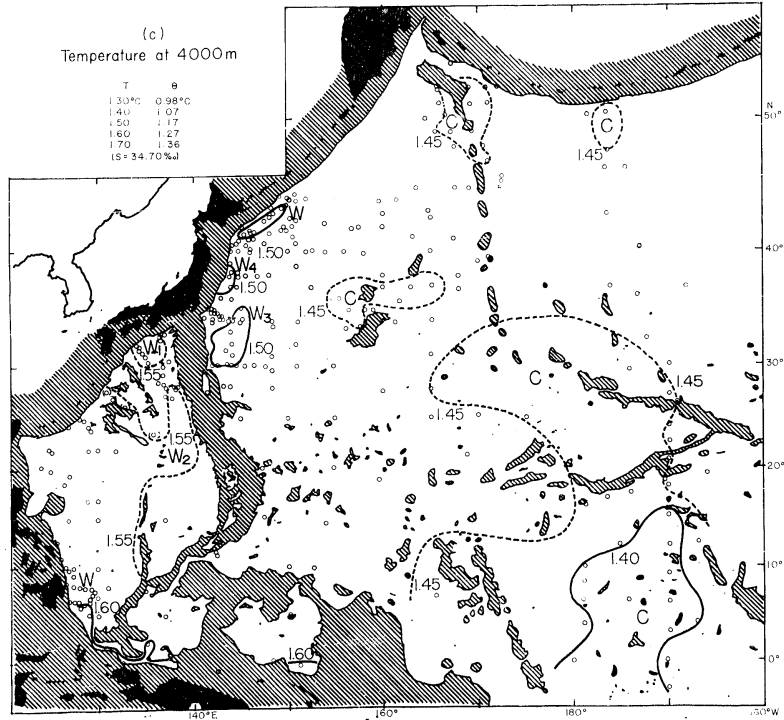


Fig. 1. Horizontal distributions of *in situ* temperature (in °C) at depths



of (a) 2,000 m, (b) 3,000 m, (c) 4,000 m and (d) 5,000 m.

FOPONOFF (1962) の多項式から求められたそのポテンシャル温度 t を示している。なお、この領域では塩分 S の分布による θ への影響は無視できる。

まず、北太平洋西部全域に亘っての温度場の一般的な傾向を見ると、深さ 2,000 m と 3,000 m では赤道から極に向って水温は下降しており、4,000 m ではほぼ一様、5,000 m では逆に赤道から北西向きに単調に上昇している。これらの 4,000 m と 5,000 m での水温分布の傾向は既に WOOSTER 等の指摘したところである。又、深さ 2,000 m および 3,000 m では、各々温度 2°C および 1.55°C 前後の水が亜熱帯から亜寒帯にかけての広い領域に広がっており、 20°N 付近での温度勾配と対照をなしている。日本南方から赤道に至る伊豆・小笠原・マリアナ海嶺は、深さ 2,000 m では「列島」、3,000 m では「半島」程度の存在としてあるが、少なくとも水温分布に対しては決定的な影響は与えていない。しかし、深さ 4,000 m では南端を残して北から南まで一続きとなり、それ以西をフィリピン海盆として孤絶させ、水温分布にも 0.1°C 程度の上昇をもたらしている。これは ICHIYE (1960) の海嶺と水温分布との関係についての指摘を確認するものである。

さて、西岸近くの水温分布をもっと細かく見ると、伊豆・小笠原海嶺を狭んで存在する深層水の温度場の基本的な構造が窺われる。すなわち、図に示されている四つの warm water W_1 , W_2 , W_3 および W_4 (深さ 2,000 m から 4,000 m) と一つの cold water C_1 (深さ 2,000 m から 3,000 m) である。周囲との温度差はそれ程大

くはないが、これらが十数年間の平均として各層に現れていることからその存在は確かなものと思われ、何か西岸近くの流動の型を暗示しているように思われる。これらを深さ 2,000 m での塩分分布 (Fig. 2) と対比すると、 W_2 を除く他の warm water には低塩分が、cold water には高塩分が各々ほぼ対応し、密度に対する影響としては温度、塩分共に同じ傾向で変化しており、密度分布にも同じ構造のあることが認められる。もっともここには示さなかったが、深さ 3,000 m および 4,000 m の塩分については分布の程度が測定誤差に近くになっているためあってもか、あまり明瞭ではない。ところで warm water W_1 はたとえば CSK Atlas, Vol. 1~4 の深さ 300 m から 1,000 m での水温の水平分布にも現われており、又上記の Atlas にはあまりはっきりとは現われていないが、 W_3 も従来から表層水に存在していることが知られており、これらが表層水、特に黒潮と密接に関連していることが予想される。

これらのほかにもう一つの顕著な cold water としてカムチャッカ半島の南東に存在する海嶺上のそれが挙げられる。後に掲げる溶在酸素量の分布 (Fig. 4) 等からみて下層からの水の上昇によるものかと考えられるが詳細は不明である。

以上、主として深層水の温度場のもつ構造をみて来たが、既に述べたようにその深さ方向の変化で最も特徴的なことは、西岸の近くを除き水温のほぼ一様な深さ 4,000 m 付近を境にして、その上層と下層とで水平分布が大きく異なっているということである。図にも現われているように深さ 5,000 m では海底があちこちで露出しており、この層の水はなかば水路と化した海底を何か這うように流動しているのではないかとと思われる。それ故、始めに述べたようにこれを底層水として深層水と区別し、その流動も深層水のそれとは異なっていると考えるのが適当であると思われる。

次に深さ 2,000 m から 4,000 m に亘っての全体的な密度の分布を表現するものとして、4,000 db 面を基準にした 2,000 db 面の力学的深度のアノマリー ΔD の分布を求めると Fig. 3 の様になる。予想される様にはほぼ上述の分布と一致して、warm water では比容が大きくなって二つの等圧面間隔が開き、cold water ではその逆で狭まっている。ところで、これは流動が地衡流であるとした場合の baroclinic mode を表現するものであり、上に述べた様に深さ 4,000 m を境にしてその上層と下層とで流動が基本的に異なっていると見做して 4,000 db 面を 0-レベルとすれば、2,000 db 面の力学的高低図にな

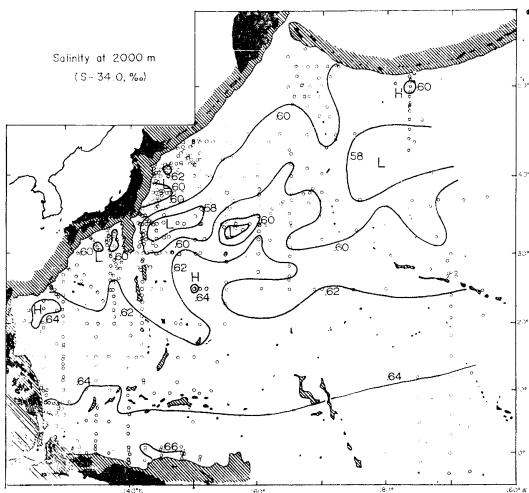


Fig. 2. Horizontal distribution of the salinity (S-34.0, in ‰) at the depth of 2,000 m.

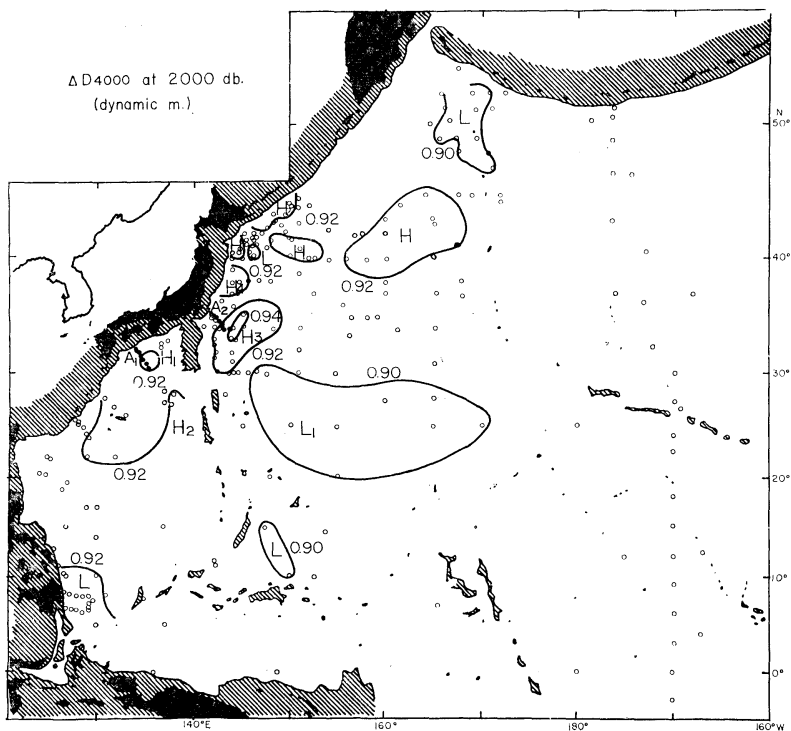


Fig. 3. Chart of the dynamic depth anomalies (in dynamic meter) of the 2,000 db surface referred to the 4,000 db surface.

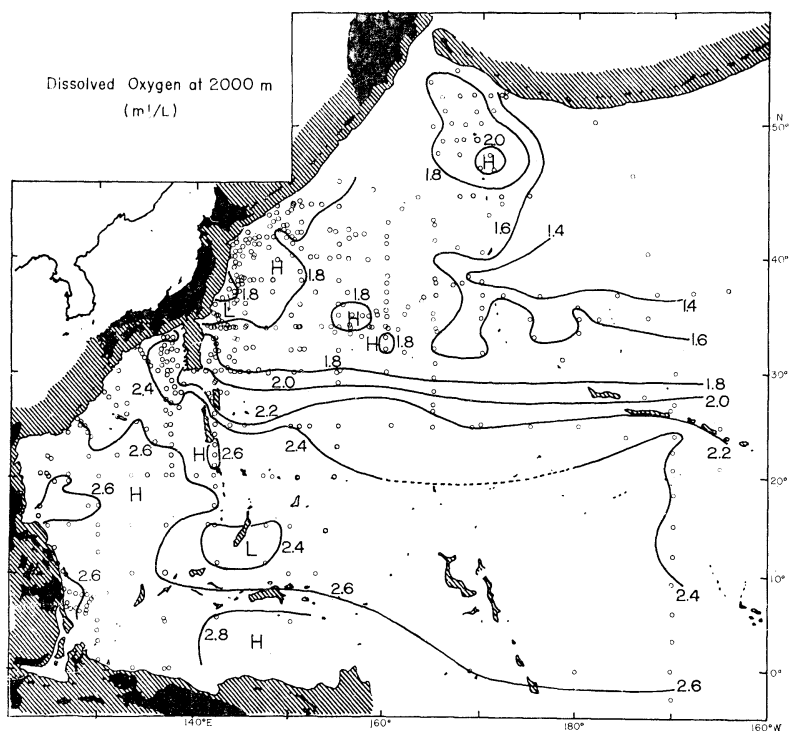


Fig. 4. Horizontal distribution of the dissolved oxygen (in m^3/L) at the depth of 2,000 m.

る。それによると H_1 , H_3 を中心とした右回り, L_1 を中心とした左回りの流動が予想され, 少なくともこの深さでは, 南方起源と考えられている水は単純に伊豆・マリアナ海嶺に沿って北上しているのではなく, かなり複雑な動きをしていることが窺われる。

ところで, 溶在酸素量は一般に水が水面から潜った後海中に滞在している時間が長くなる程多く消費され濃度が低くなるので広義のトレーサーと考えられるが, 深さ 2,000 m での溶在酸素量の分布 (Fig. 4) をみると 2.6 ml/l の等量線が赤道付近からフィリピン海盆の中に大きく伸びており, 南太平洋から来た水は伊豆・マリアナ海嶺に沿って直接北上するのではなく, 一度フィリピン海盆に入っているのではないと思われる。そして蓮沼が指摘する様に, 20°N~30°N にかけて東西に伸びるかなりはっきりとした溶在酸素量のフロント様のものが見られ, この両側の水の間にある種の差異の存在することが予想される。更に, AD 分布の L_1 を考慮してこのフロントの南側で東向き北側で西向きの流れがあると考えことも可能である。又, 潮岬南方および八丈島 (33°N, 140°E) 南東方に見られる舌状の分布は, 各々上記の H_1 および H_3 を中心とする右回りの流れの方向と矛盾しない。

4,000 db 面を 0-レベルとする根拠は必ずしも確実ではないので推測の域を出ないが, 少なくとも深さ 2,000 m 層については, 赤道を越えた後一度フィリピン海盆に侵入し, Fig. 1 に示されている W_1 あるいは W_2 を右回りに巡った後, 20°N から 30°N の間で伊豆・小笠原海嶺を越え, C_1 を左回りに巡って東行した後再び西行してか, あるいは直接に W_3 を右回りに巡って北上するという流動が予想される。

4. 水温の時間変化と空間分布

前節では深層における水温の時間的な変化は空間的な分布に比べて小さいとして処理し温度場の基本的な構造を得たが, はたしてこれらが実体として存在しているのか, それとも水温の時間変化とサンプリングの組合せによって生じた虚像に過ぎないのかということに次を確かめる。

まず, 非常に抽象化された問題設定として, 観測された水温値のばらつきを, 本質的に海洋全体に亘って一様な水温の時間変化に因るものであるとする立場と, 基本的に空間分布に因るものであるとする立場との二つの相対立する立場を設定する。時間変化として季節変化をとるのは必ずしも適当ではないが, 経年変化について統計

Month	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Total
Area I		7	5		4	2	2						31
2	15	6		1		1	1					2	28
3	4	1	4	1				4			1	2	17
4							3	1					4
6		9	1		2		3	12	8	4			39
7		15	5	10	6	1	8	13	7	9	13		87
8	12	11	13		6	6	1	20	3	1	7	1	81
9		10					2	5	1				18
10							1	7					8
12		2		3	9	1	3	5	8	7			38
13	5	16	15	3	14	7	28	11	27	7	1		134
14	6	17		5	9		21	5	4	3	2		72
15				1	2		14	13			4		34
18	2	3		2	14		28	6	7			1	63
19		8		1	9	1	12	1	7				39
20		1					2	3	4				10
Total	44	106	43	27	75	21	132	112	76	28	31	6	701

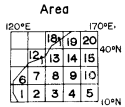


Table 1. Time-space distribution of 2,000 m temperature data used in Section 3 (Figs. 5 to 8). The division of areas is shown on the righthand side.

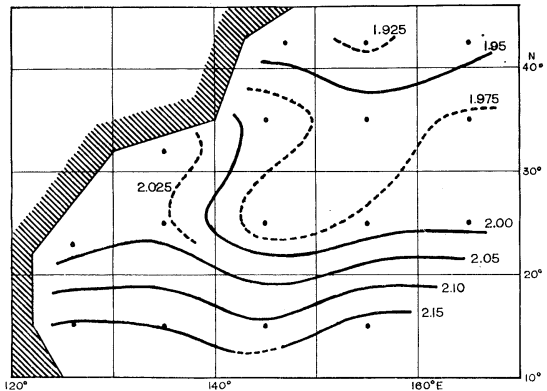


Fig. 5. Space distribution of the temperature at 2,000 m depth averaged at each area shown in Table 1, neglecting the time variations of data.

的に考えるには資料が余りにも少いので, まず月又は季節変化を問題にし, その後に経年変化についてある程度考察する。そこで, 過去16年間に観測された深さ2,000 m での水温値 (Appendix 1 参照) を時間と空間とで各々区分して (Table 1) 平均値をとる。その際, 時間変化を本質的とする立場に立てば空間的な分布は問題にしえないので対象領域全体を無差別に扱わねばならず, 逆に空間分布を本質的とする立場に立てば時間的な変化は問題にしえないので集められた全期間のものを無差別に扱わねばならない。そうして求められた空間分布 (Fig. 5) には前節で得られた水温分布の大まかな型が現れている。さて, こうして得られた時間変化 (Fig. 6a) と空間分布 (Fig. 7a) をみると, 一見両者共にもっともらしい変化と分布をしているように見える。しかし, 空間分布を本質的とする立場に立って空間分布とサンプリングの時間を組合せることによって上の様な時間変化がある程度再

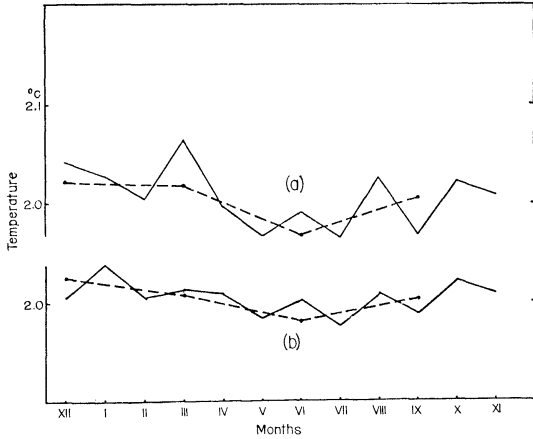


Fig. 6. (a) Monthly (a solid line) and seasonal (a broken line) variations of 2,000 m temperature obtained by neglecting the spatial variations, and (b) corresponding variations derived from combining the space distribution (Fig. 7a) with the time-space distribution of data (Table 1).

現することができる (Fig. 6b) のに対し、逆に時間変化を本質的とする立場に立って時間変化とサンプリングの場所を組合せることによって空間分布を再現することはできない (Fig. 7b)。それ故、時間変化は見掛上のものであり、空間分布の方がより本質的であるということが結論される*。そして、経年変化についてもその「時間変化」は空間分布とサンプリングの組合せによってほぼ再現される (Fig. 8)。それ故、前節で得られた温度場の基本的な構造はサンプリングに関連した虚像ではないということが結論される。

以上の統計的な推論とは別に、前節の平均的な像に対比させるための瞬間的な像として、warm water W_1 および W_3 の一部を横断している Atlantis II (1965年) の二つの観測断面 (Fig. 3 に黒丸でその測点を示す) をとり、2,000 db から 4,000 db までの 500 db おきの二つ

* この間の平均値の算出法を示せば、領域番号 i 、月番号 j によって構成されるユニットを (i, j) とし、そこでの観測回数を n_{ij} 、個々の観測値を θ_{ijk} とすると

$$\bar{\theta}_{ij} = \sum_k \theta_{ijk} / n_{ij}$$

Fig. 6a: $\bar{\theta}_j = \sum_i n_{ij} \bar{\theta}_{ij} / \sum_i n_{ij}$

Fig. 7a (Fig. 6): $\bar{\theta}_i = \sum_j n_{ij} \bar{\theta}_{ij} / \sum_j n_{ij}$

Fig. 6b: $\bar{\theta}'_j = \sum_i n_{ij} \bar{\theta}'_{ij} / \sum_i n_{ij}$

Fig. 7b: $\bar{\theta}'_i = \sum_j n_{ij} \bar{\theta}'_{ij} / \sum_j n_{ij}$

となる。

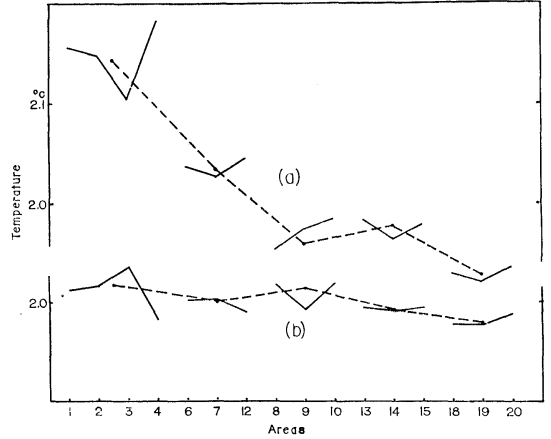


Fig. 7. (a) Space distribution of 2,000 m temperature obtained by neglecting the time variations, and (b) corresponding variations derived from combining the monthly variations (Fig. 6a) with the time-space distribution of data (Table 1).

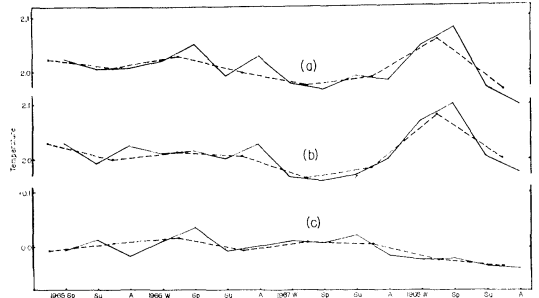


Fig. 8. (a) quarterly (a solid line) and half-yearly (a broken line) variations of 2,000 m temperature from 1965 to 1968 obtained by neglecting the spatial variations, (b) corresponding variations derived from combining the space distribution (Fig. 7a) with the time-space distribution of data (Table 1), and (c) the differences of those variations (a minus b).

の等圧面間の力学的深度のアノマリー $\Delta D = \int_{P_0}^{P_0+500} \frac{\partial \rho}{\partial p}$ の水平分布 (Fig. 9) を見ると、前節の平均的な分布に対応して鉛直方向にほぼ同一の形をしている。このことは前節で得られた深層水の温度場あるいは密度場が単に平均的ではなく瞬間的にも存在しており、かなり定常的なものであるということを支持している。

5. まとめ

最後にこれまで述べて来たことを要約すると次のようになる。

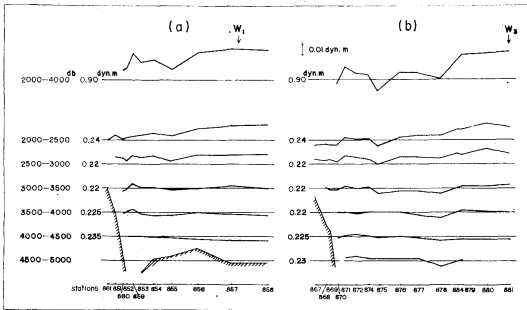


Fig. 9. Horizontal distributions of dynamic depth anomalies (in dynamic meter) between each two isobaric surfaces at intervals of 500 db (lower) and 2,000 db (upper) taken along the Atlantis II sections (a) A_1 and (b) A_2 , which are indicated by serial black spots in Fig. 3.

(1) JEDS, CSK を中心とした過去 19 年間の資料を集積して求めた北太平洋西部深、底層水の水温分布の全体的な特徴として、水温がほぼ一様である深さ 4,000 m を境に、その上層(深さ 2,000~3,000 m)には赤道から極向きの減少、その下層(深さ 5,000 m)には北西向きの増加が見られ、海底地形を考慮するとこれら両層の流動には基本的な差異があるのではないと思われる。

(2) その西岸近くの深層水の温度場には深さ 2,000 m から 4,000 m に亘って、四つの warm water と一つの cold water からなる基本的な構造が存在する。このことは、少なくとも 2,000 m 層では密度分布にも現われている。これらのうちで、潮岬沖および犬吠崎沖の warm water は表層水(黒潮)にも存在している。

(3) (1) を根拠に選ばれた 4,000 db 面に準拠した 2,000 db 面の力学的高低図はほぼ温度場の基本的な構造に対応しており、2,000 m 層の西岸近くでのかかなり複雑な流動を窺わせる。

(4) 深さ 2,000 m での溶在酸素量の分布には、赤道からフィリピン海盆の中深く侵入する高濃度の等量線、 20°N ~ 30°N にかけて東西に伸びるフロント、および潮岬南方と八丈島南東方の舌状分布等が存在する。

(5) これらをもとに 2,000 m 層の西岸近くの流動を推測すると、赤道を越えた深層水は単純に伊豆・マリアナ海嶺に沿って北上しているのではなくて、一度フィリピン海盆に侵入し、潮岬沖の又は更にその南の warm water を巡った後、 20°N から 30°N の間でその海嶺を越えて東行し、再び西行してか、あるいは直接に犬吠崎沖の warm water を巡って北上しているのではないと思われる。

(6) 以上は十数年間の観測資料について時間変化を

無視して行なわれたが、水温に関する統計的な推論によって少なくとも 1,000 km 程度のスケールの空間分布に対しては時間変化は本質的には影響しないことが確認される。又、Atlantis II の二つの断面は上記二つの warm water が単なる平均的なものではなく瞬間的にも存在しているということを示している。

深層水に関する資料は最近増々蓄積されつつあるとはいえ、いまだ全体的な流動を把握するには不十分であり、精度の高い組織的な観測の行なわれることが切望される。

Appendix 1. Sources of data

Expedition and/or ship	Dates
Capricorn/Horizon	1 Dec. 1952
Transpac/Spencer F. Baird	7 Sep.-16 Nov. 1953
Norpac/Satsuma	6-22 Aug. 1955
Norpac/Ryofu Maru	15-26 Aug. 1955
Norpac/Tenyo Maru	9 Aug.-5 Sep. 1955
Norpac/Umitaka Maru	21 Sep.-19 Oct. 1955
Chinook/Spencer F. Baird	30 Jul.-9 Aug. 1956
Equapac/Satsuma	30 Jul.-17 Aug. 1956
Equapac/Stranger	23 Aug.-20 Sep. 1956
Takuyo	7-15 Jul. 1958
Umitaka Maru	9-15 Nov. 1958
Ryofu Maru	28-31 Jul., 20 Aug. -6 Sep. 1958
Takuyo	8-20 Mar. 1959
JEDS-2/Ryofu Maru	10-25 Sep. 1959
JEDS-3/Ryofu Maru	13-31 May 1960
Ryofu Maru	25 Oct.-4 Nov. 1960
JEDS-4/Ryofu Maru	11 May-23 Jun. 1961
Monsoon/Argo	25 Sep. 1960, 13 -28 Apr. 1962
*Takuyo	9-11 May 1962
JFDS-5/Ryofu Maru	12 May-26 Jun. 1962
Lusiad/Argo	28 May 1962
Proa/Spencer F. Baird	6 Jul. 1962
*Takuyo	20-30 Aug. 1962
JEDS-6/Ryofu Maru	9-27 May 1963
JEDS-7/Takuyo	7-22 Jul. 1963
JEDS-8/Ryofu Maru	24 Apr.-27 May 1964
*JEDS-9/Takuyo	6-14 Sep. 1964
JEDS-10/Ryofu Maru	25 Apr.-22 May 1965
CSK(2)/Takuyo	25 Jul.-7 Sep. 1965
CSK(4)/Umitaka Maru	7-17 Aug. 1965
CSK(5)/Shinyo Maru	9-21 Jul. 1965
CSK(10)/Ryofu Maru	7 Jul.-3 Aug. 1965
CSK(14)/Kofu Maru	22-28 Jul. 1965
CSK(20)/Atlantis II	4 Aug.-23 Sep. 1965
**CSK(22)/Yang Ming	10 Aug.-13 Oct. 1965
**CSK(23)/U.M. Shokalsky	16 Jul.-18 Aug. 1965
**CSK(25)/Uliana Gromova	20 Jul.-3 Sep. 1965
Station Victor/Bering Strait, Chautauqua & Winnebago	7 Dec. 1964, 8 Jan. -16 Jul. 1966

CSK(28)/Ryofu Maru	4-28 Feb. 1966
CSK(29)/Kofu Maru	12-20 Feb. 1966
CSK(33)/Oshoro Maru	30 Nov. 1965 -25 Jan. 1966
CSK(34)/George B. Kelez	1 Feb.-6 Apr. 1966
CSK(35)/Chautauqua	22-27 Jan. 1966
*Boreas/Argo	27 Jan.-1 Apr. 1966
**CSK(40)/U.M. Schokalsky	12 Dec. 1965 -31 Mar. 1966
**CSK(41)/G. Nevelskoy	27 Jan.-29 Apr. 1966
CSK(43)/Vityaz	17 Dec. 1965 -15 Apr. 1966
*Zetes	10 Apr.-20 Jun. 1966
CSK(50)/Takuyo	1 Jul.-13 Sep. 1966
CSK(52)/Kofu Maru	30 Jun.-10 Jul. 1966
CSK(56)/Shinyo Maru	9 Jul.-11 Aug. 1966
CSK(59)/Ryofu Maru	13-17 Sep. 1966
CSK(63)/Koyo Maru	18-31 Aug. 1966
CSK(71)/Bering Strait	8-14 Jul. 1966
**CSK(73)/G. Nevelskoy	13 Jul.-17 Sep. 1966
**CSK(75)/U.M. Schokalsky	20 Jul.-23 Aug. 1966
CSK(79)/Tansei Maru	30 Jul. 1966
CSK(82)/Ryofu Maru	11 Jan.-24 Feb. 1967
CSK(87)/Oshoro Maru	15 Jan.-1 Feb. 1967
CSK(91)/Bering Strait	14-18 Jan. 1967
**CSK(93)/Uliana Gromova	5-25 Feb. 1967
**CSK(95)/U.M. Schokalsky	8 Feb.-4 Mar. 1967
CSK(97)/Ryofu Maru	5-11 Jun. 1967
*CSK(98)/Kofu Maru	17-19 May 1967
*Nova/Argo	18 Jun.-2 Jul. 1967
CSK(105)/Takuyo	12 Jul.-30 Aug. 1967
CSK(107)/Kofu Maru	17 Jul.-18 Aug. 1967
CSK(111)/Hakuho Maru	6-20 Sep. 1967
CSK(112)/Kagoshima Maru	8 Aug.-3 Sep. 1967
**CSK(121)/U.M. Schokalsky	28 Apr.-3 Jun. 1967
**CSK(123)/G. Nevelskoy	21 Aug.-26 Nov. 1967
CSK(131)/Umitaka Maru	1 Nov. 1967 -23 Feb. 1968
CSK(150)/Hakuho Maru	12 Dec. 1967 -25 Jan. 1968
CSK(155)/Ryofu Maru	13 Jan.-22 Mar. 1968
CSK(160)/Oshoro Maru	5 Jan.-2 Feb. 1968
*Circe	7-9 Apr. 1968
CSK(172)/Hakuho Maru	15 May-8 Jun. 1968
CSK(176)/Takuyo	19 Jul.-6 Sep. 1968
*Hakuho Maru cruise KH 68-3	20 Jul.-8 Aug. 1968
CSK(183)/Kagoshima Maru	15-26 Aug. 1968
**CSK(202)/Researcher I	20 Apr.-19 Jul. 1968
*Hakuho Maru cruise KH 68-4	14 Nov. 1968 -3 Mar. 1969
*CSK(211)/Ryofu Maru	14 Jan.-24 Mar. 1969
*CSK(223)/Ryofu Maru	26 Apr.-30 May 1969
*CSK(255)/Takuyo	2-19 Oct. 1969
*Ryofu Maru	4-6 Sep. 1970

The symbol * indicates the data used only in Section 2 (Figs. 1 to 4), and the symbol ** indicates the data some of which are used only in Section 3 (Table 1 and Figs. 5 to 8).

文 献

- Provisional CSK Atlas, For summer 1965 (1967) and Vol. 2 winter 1965-66 (1968): Japanese Oceanographic Data Center.
- CSK Atlas, Vol. 3 summer 1966 (1969) and Vol. 4 winter 1967 (1970): Japanese Oceanographic Data Center.
- Fofonoff, N. P. (1962): Physical properties of sea-water, in *The Sea*, Vol. 1, pp. 3-30.
- Fukuoka, J. (1962): Abyssal circulation in the Atlantic near the poles and abyssal circulation in the Pacific and other oceans in relation to the former. *Jour. Oceanogr. Soc. Japan*, **18**(1), 5-12.
- ICHIYE, T. (1960): On the deep water in the western North Pacific. *Oceanogr. Mag.*, **11**(2), 99-110.
- KNAUSS, J.A. (1962): On some aspects of the deep circulation of the Pacific. *Jour. Geophys. Res.*, **67**(10), 3943-3954.
- MASUZAWA, J. (1960): Western boundary currents and vertical motions in the subarctic North Pacific Ocean. *Jour. Oceanogr. Soc. Japan*, **16**(2), 69-73.
- MASUZAWA, J. (1962): The deep water in the western boundary of the North Pacific. *Jour. Oceanogr. Soc. Japan*, 20th Anniversary Vol., 279-285.
- NAN'NITI, T. and H. AKAMATSU (1966): Deep Current Observations in the Pacific Ocean near the Japan Trench. *Jour. Oceanogr. Soc. Japan*, **22**(4), 154-160.
- NITANI, H. (1963): On the analysis of deep sea in the region of the Kurile-Kamchatka, Japanese and Izu-Bonin Trench. *Jour. Oceanogr. Soc. Japan*, **19**(2), 82-92.
- STOMMEL, H. (1958): The abyssal circulation. *Deep-Sea Res.*, **5**(1), 80-82.
- STOMMEL, H. and A. B. ARONS (1960): On the abyssal circulation of the world ocean-II. An idealized model of the circulation pattern and amplitude in oceanic basins. *Deep-Sea Res.*, **6**(3), 217-233.
- STOMMEL, H., A. B. ARONS and A. J. FALLER (1958): Some examples of stationary planetary flow patterns in bounded basins. *Tellus*, **10**(2), 179-187.
- WOOSTER, W. S. and G. H. VOLKMANN (1960): Indications of deep Pacific circulation from the distribution of properties at five kilometers. *Jour. Geophys. Res.*, **65**(4), 1239-1249.

討 論

討論者 蓮沼啓一 (東大・理)

特性の分布から海水の運動を推察するという方法は非常に古くから用いられて来たものであり、また現在われわれの持っている海面下の海水循環の模式も大部分特性分布から間接的にひき出されたものである。いわゆる流れの“実測”と言われるものが、かなり短い時間内での海水の運動しか追跡出来ていないのに対し、特性分布は長時間の平均的な流動の様子を示す点で一つの有効な手段となり得る。

ただし、この方法は特性分布の差異から海水の流動を知ろうとするため、北太平洋の深層のように極めて一般的な特性分布をしているところにこの方法を用いることにはかなりの困難がともなわざるを得ないと考えられる。大西洋とちがって系統的深海観測の少ないことも大きな障害とならざるを得ない。したがって、この議論でも特性分布にかなり差の見られる2,000 m 深に議論が集中する結果となっている。2,000 m 以深の海水の運動を知るには実測、および時間の指標を持った特性の分布を調べることが要求される。今一つこの方法の困難は特性の分布と流れとの関係がはっきりしない点にある。北太平洋赤道域での表層水に関して isanosteric surface 上での特性分布と geostrophic flow との関係が TSUCHIYA (1968)によってたんねんに論じられた。この結果によると、特性分布と流れの関係は複雑で、ある場合には特性分布の gradient が流れに対応しており、またある場合には同じ特性でも tongue が流れに対応している。酸素量について見てもある場合は明らかに流下に減少しているが、またある場合は流下に増大している。TSUCHIYA (1968) の場合 isanosteric surface 上での特性分布について議論がなされているけれども本研究では一定深度での特性の分布が示されているので、その議論は一層複雑となろう。たとえば、2,000 m 深での酸素分布を見ると、25°N から 30°N にかけてかなりはっきりとした gradient が認められるが、これがはたして isanosteric surface 上でも認められるものであるのか否かがはっきりしない。なぜなら、この深さでの thermosteric anomaly は 40 cl/t 前後であって、酸素量は δr 50 cl/t から 35 cl/t の間で 15 ml/l から 3.5 ml/l 程度まで増大し、わずかの密度変化に応じて著しく酸素量が変化するからである。水温、塩分の分布を見ると貧酸素分布側に軽い水(高い δr 値)が対応し、豊酸素分布には重い水が対応している。したがって、この酸素分布に見られる傾度は

isanosteric surface 上では認められないものかも知れない。そして、むしろこの酸素傾度は密度傾度の存在を示唆するのもかも知れない。BARKLEY (1968) による σ_t 27.7 の面 (δr 41 cl/t 約 2,000 m 深)の深度図によると、25°N 付近にほとんど太平洋を横断するこの面の ridging が認められる。この面の作る ridge の南面は東行流の、北面は西行流の存在をそれぞれ示す。4,000 db に対する 2,000 db 面の力学高低図はこれを裏づける様に思われる。 δr 80 cl/t の面でも同じ様な ridging がやや低い緯度(20°N 付近)で認められる (REID, 1968; figs 22, 23)。2,000 m 深の 10 度ます目での平均温度場にも 20°N 付近に温度傾度が認められるが、これらの傾度と深層水の循環との関係は興味あるものとなるだろう。

33°N 付近、伊豆海嶺の東西に 4,000 m 深まで一貫して暖水の存在することが示されたことは紀州沖の“冷水塊”とあわせ考えると興味深い。それは、この暖水部が冷水部に比べはるかに恒常的な特徴であると考えられるからである。黒潮反流を理解する上にも一つの重要な手がかりとなると考えられる。

文 献

- BARKLEY, R.A. (1968): Oceanographic Atlas of the Pacific Ocean. p. 20, 156 Figs. Univ. of Hawaii Press.
 REID, J. L. Jr. (1965): Intermediate waters of the Pacific Ocean. Johns Hopk. Oceanogr. Stud., 2, 85 p.
 TSUCHIYA, Mizuki (1968): Upper waters of the Intertropical Pacific Ocean. Johns Hopk. Oceanogr. Stud., 4, 50 p.

一 般 討 論

座長 南日俊夫 (気象研)

宇田 (東海大・海洋) O₂ の 4,000 m, 5,000 m の分布図を作ったか。4,000 db を基準にとったが、2,000 m 深より 4,000 m 深の方が南からの北上流が強いようだが。水深 2,000 m では北低南高が、5,000 m では北高南低となり、Antarctic からの底層水北上の影響が強く現われてもよい。

吉村 (気象庁) 最近機会があって、北太平洋西部の 4,000 m 深度面のポテンシャル温度の分布を調べたところ、フィリピン海盆の中で、西側と東側とが逆の傾向を示していた。すなわち、東側では南が低いのに西側では北が低くなっていた。また、琉球海溝水とミンダナオ海溝水の比較からも同じ傾向が示された。資料が非常に少ないため今後とも検討していただかなければならないと

思っているが、もしかするとフィリピン海盆内では、4,000 m 深付近の水は反時計回りの循環を行なっているのではないかと考えている。

国司(京大・理) 質問ではなくてコメントだが、蓮沼

さんも指摘されたように、深層の状態が表面の現象のベースとして大きく影響していることが考えられ、金も時間もかかって大変だが、できるだけチャンスをつかまえて深層の研究を盛んにすることが重要であると考えられる。

4. えりも海山についての諸問題

土 隆 一*

Problèmes relatifs au Mont Erimo

Ryuichi TSUCHI

要旨: 1969年の白鳳丸による再調査の結果、えりも海山(3,678 m)について、より多くの知見が加えられた。山頂NW側3,800 m深からドレッジにより主としてTrachy-basalt, Trachyteが採取されたが、分析の結果はハワイのアルカリ岩類の分化系列に類似するという。このことはえりも海山が海盆に生じた火山と考えてよい。海山の地形は、山体の傾斜がNW側は約14°, NE側は約9°, 頂部にNE-SW性のridgeとそのNW側に緩斜面を、SE側に4,000 m深に平坦面を有し、Guyotと考えるよりも、一部波蝕されたかつての火山島が沈降したものとした方がよさそうである。また、海溝側に傾いているように見える。

以上のことから、前回採集された石灰岩は裾礁ではなかろうか。そうすると、石灰岩の時代は頂部の火山岩の年代とかなり近いと考えられるわけで、石灰岩に含まれる化石貝類 *Nerinea (Plesio-plygmatis)* から推定した地質時代(白亜紀後期)は、火山岩から得られたK-Ar年代約 8×10^7 年B.P.によく一致する。

えりも海山頂部の深さが、他の白亜紀後期のGuyotなどに比べて2,000 m近くも深いのは、形成後の日本海溝の沈降で説明できる。古地磁気の結果からはえりも海山の南方からの移動が推論されているが、貝化石から見ると、このような熱帯要素は白亜紀後期に北日本からは知られないので、現在のところでは、えりも海山は南方から移動し、海溝に引きずりこまれていると考えた方がよい。

討 論

討論者 兼岡一郎(東大・理)

えりも海山のK-Ar年代及びその沈降

1. K-Ar年代

えりも海山からドレッジされた岩石についてのK-Ar年代の結果の一部は、既に発表されている(OZIMA *et al.*, 1970a)。

大洋底からドレッジされた岩石は、ある程度以上古いものである(たとえば10 m. y. 以上)、一般に海水の影響によりかなり変質している。K-Ar法による年代測定の場合、約13億年の半減期を以て壊変する ^{40}K から

生じる ^{40}Ar の量が年代と共に増加することを利用して、岩石試料中のK含有量、 ^{40}Ar の量を測定して年代を求める。この場合、岩石試料が噴出した時には、大気成分以外のArは完全に失われるものとし、 ^{40}Ar が蓄積しはじめてから現在まで、その蓄積されたArはその蓄積された場所から逃げないとの仮定を要する。これらの仮定は、通常の火山岩の場合は充分満足されている。しかし、深海底中に噴出した岩石の中には、水圧のため岩石が噴出した時にマグマ中に含まれていたArを完全には逃がさず、過剰アルゴン(excess argon)として岩石中にとどまるため、見かけの岩石のK-Ar年代は実際の噴出年代より古くなることがある。(NOBLE and NAUGHTON, 1968; DALRYMPLE and MOORE, 1968; FUNKHOUSER *et al.*, 1968)。しかし、これらはマグマが海水と接触し

* 静岡大学理学部 Faculty of Science, Shizuoka University

Table 1. K-Ar ages of dredged submarine rocks from the Erimo Seamount.

Sample	Locality	Rock name	(Ar ⁴⁰)rad (moles/gm)	(Ar ⁴⁰)air (%) (Ar ⁴⁰)tot	(K) (%)	Age ¹⁾ (m.y.)
G205-1-202 (whole rock)	40°54'N, 144°50'E	Olivine-titanaugite basalt	1.980×10^{-10}	18.4	1.36 ± 0.01	80.1 ± 1.6*
G205-1-202 (plagioclase)	40°54'N, 144°50'E	Olivine-titanaugite basalt	1.243×10^{-10}	55.4	0.870 ± 0.008	78.7 ± 1.9*
G205-1-202 (felsic part except for plagioclase)	40°54'N, 144°50'E	Olivine-titanaugite basalt	1.881×10^{-10}	34.9	1.34 ± 0.03	78.2 ± 1.6
G205-1-01 (whole rock)	40°54'N, 144°50'E	Olivine-titanaugite basalt	9.526×10^{-11}	46.1	0.708 ± 0.002	74.3 ± 1.7*
G205-1-11 (whole rock)	40°54'N, 144°50'E	Olivine-titanaugite basalt	1.182×10^{-10}	36.1	0.868 ± 0.016	75.1 ± 1.6*
G205-2-19 (whole rock)	40°54'N, 144°50'E	Olivine-augite basalt	9.137×10^{-11}	49.5	0.959 ± 0.025	52.8 ± 1.3*
JT 18-20 (whole rock)	40°57'N, 144°54'E	Trachy andesite	2.969×10^{-10}	31.6	2.03 ± 0.02	80.7 ± 1.7

1) $\lambda_e = 0.585 \times 10^{-10} \text{ yr}^{-1}$, $\lambda_\beta = 4.72 \times 10^{-10} \text{ yr}^{-1}$, $K^{40}/K = 1.19 \times 10^{-4} \text{ moles/mole}$.

* These results are reported in the paper by OZIMA, KANEOKA and ARAMAKI (1970a).

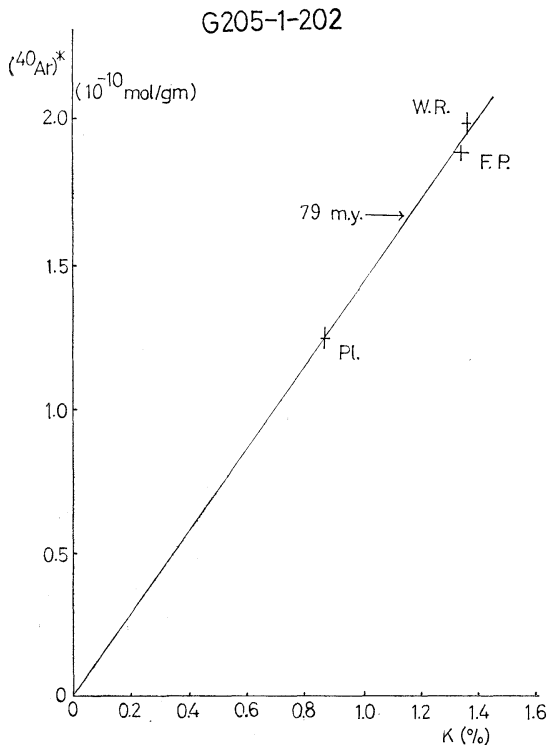


Fig. 1. Radiogenic ⁴⁰Ar versus K content plot.

W.R.: whole rock, Pl.: plagioclase,
F.P.: felsic part except for plagioclase.

て急冷したことにより Ar が逃げられないためと考えられ、ガラス含有量が 50% 以下のものであれば過剰アルゴンの存在は無視出来ると思われる。(OZIMA *et al.*,

1970b)。岩石の変質は、Ar の散逸を生じるため見かけの岩石の年代を若くする。故に変質のすすんだ岩石を試料とした場合は、その岩石の噴出の minimum age を示すと考えるのが妥当である。

えりも海山頂上付近よりドレッジされた岩石は年代の古い割には比較的新鮮で、ドレッジされた岩石は断層などにより新しい露面が現われた部分からのものと考えられる。K-Ar 年代測定結果を表にまとめると、Table 1 のようになる。結果は G205-2-19 の試料を除いていずれも 70~80 m.y. を示している。又、同一岩石から分離された斜長石やその他の部分に対する値から、K-Ar 法における isochron をひいてみると Fig. 1 のようになり、G205-1-202 の試料についての年代は約 79 m.y. となる。各点がほぼ同一 isochron 上にのり、更に頂点を通ることは、過剰アルゴンの存在はほとんど無視することができ、変質による Ar 損失の影響も少ないことが予想される。更に異なった試料に対する K-Ar 年代がほぼ一致することも、その岩石片の比較的新鮮な事実と共に Ar 損失の影響が少ないことを示す。又各試料のガラス含有量はいずれも 30% 以下で、過剰アルゴンの影響は無視できると考えてよい。G205-2-19 の試料のみが他に比してかなり低い値を示すのは、この岩石の変質による Ar 損失のためと考えられ、顕微鏡観察もそのことを示している。以上のことより、えりも海山の頂上付近を構成している岩石の K-Ar 年代は約 80 m.y. と考えるのが妥当である。現在までに得られている北西太平洋底の海山頂上付近よりドレッジされた岩石の年代はいずれも 70~90 m.y. 前

後の値を示すことから、これらは北西太平洋底における海山を生じた火成活動の最後の時期を示すと考えられよう。

2. 北西太平洋底における海山の沈降

大洋底、海山等からドレッジされた岩石中では、水圧のためにある深さで深では顕著な空隙を生じないことが予想され、実際に Hawaii 沖からドレッジされた岩石について、空隙率、空隙の直径等が深さと共に急速に減少する例が知られている (MOORE, 1965)。この空隙率の減少が水圧の変化によるだけと考えられる場合には、ある深さ(たとえば約 2,000m)以深では、顕著な空隙が生じない筈である。しかし、実際には、えりも海山よりドレッジされた岩石(水深約 4,000 m)等においても顕著な空隙が見い出され、特に日本海溝沿いの大洋側の海山からドレッジされたものにその例が多い。それらの岩石が普通の basalt, andesite 等に比してかなり大きな粘性をもち、かつ急速な冷却を受けた場合には、かなり深い場所でも、空隙の多い岩石が生じ得る可能性がある (BONATTI, 1967)。又、マグマ中の揮発成分含有量にも影響される。しかし、日本海溝沿いの海山よりドレッジされた岩石のガラス含有率がいずれも 30% 以下であることから、これらの岩石が特に急冷されたものとも考えられず、かつ日本海溝沿いの海山のみが、他の大洋地域に比べて特に粘性が大きく、揮発成分の多い岩石を噴出したと考えるははっきりした根拠もない。

一方、上記の現象は岩石の生じた場所の水圧が低く(すなわち浅い場所)、その後その岩石の存在する場所が現在の深さになったためと考えることができる。岩石自体が生じた場所より移動していないことが確かならば、その岩石が生じた場所自体が沈降したと考えるのが妥当である。この仮説をもとに、その場所で生じたと考えられる岩石について、北西太平洋底の海山よりドレッジされた岩石の空隙率と沈降量との関係を調べた。MOORE が Hawaii 沖よりドレッジされた岩石についてそのドレッジされた深さと空隙率の関係を観察した結果を用い、空隙率からその岩石の生じた深さ d_0 を推定し、実際にドレッジされた深さ d との差を以てその場所の沈降量と仮定し、沈降量とドレッジされた場所の海溝軸からの距離の関係を示すと Fig. 2 のようになる。この際、空隙率は、溶岩の噴出条件にもよるが、最大値が圧力に規定されると考えられる。この仮定に立つと、襟裳海山頂上よりドレッジされた岩石のうち空隙率の最大のものは、その生成された場所がほぼ海面上であったことを示し、沈

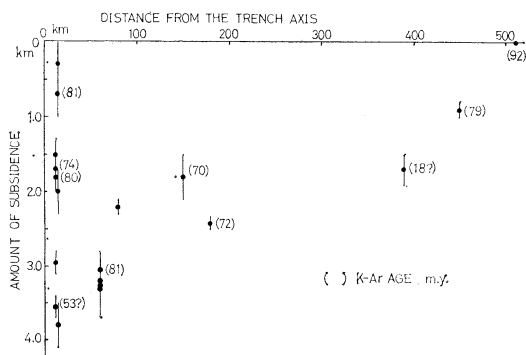


Fig. 2. The relationship between the amount of subsidence and the distance from the trench axis. The figures in the parentheses indicate the K-Ar ages of the dredged submarine rocks respectively.

降量は約 4,000 m に達する。これは、化石から推定された結果とも一致する (TSUCHI and KAGAMI, 1967)。又、Fig. 2 に見られるとおり、海山の沈降量は海溝軸から離れるに従って小さくなる傾向がある。しかし、年代に関しては、系統的な変化は見い出されていない。

以上の結果を要約すると、えりも海山付近は約 80 m y. 前までは火山活動があったことを示し、海山形成後現在までに約 4,000 m 沈降した可能性がある。この年代及び海山の沈降は、えりも海山ばかりでなく、北西太平洋の他の山についても同様の傾向がある。

文 献

- BONATTI, E. (1967): Mechanism of deep-sea volcanism in the South Pacific, in 'Researches in Geochemistry' Vol. 2, ed. by P. ABELSON, 453-491, John Wiley & Sons.
- DALRYMPLE, G. B. and J. G. MOORE (1968): Argon-40: excess in submarine pillow basalts from Kilauea volcano, Hawaii. *Science*, **161**, 1132-1135.
- FUNKHOUSER, J. G., B. E. FISHER and E. BONATTI (1968): Excess argon in deep sea rocks. *Earth Planet. Sci. Letters*, **5**, 95-100.
- MOORE, J. G. (1965): Petrology of deep-sea basalt near Hawaii. *Amer. Jour. Sci.*, **263**, 40-52.
- NOBLE, C. S. and J. J. NAUGHTON (1968): Deep ocean basalts: Inert gas content and uncertainties in age dating. *Science*, **612**, 265-267.
- OZIMA, M., I. KANEOKA and S. ARAMAKI (1970a): K-Ar ages of submarine basalts dredged from seamounts in the Western Pacific area and discussion of oceanic crust. *Earth Planet. Sci. Letters*, **8**, 237-249.
- OZIMA, M., I. KANEOKA and S. ARAMAKI (1970b): Reply to the comments by D. E. FISHER. *Earth*

Planet. Sci. Letters, 9, 311-312.

TSUCHI, R. and H. KAGAMI (1967): Discovery of Nerineid Gastropoda from seamount Chlocoe (Erimo) at the junction of Japan and Kuril-Kamchatka trenches. Rec. Ocean. Works Japan, 9, 1-5.

一般討論

座長 加賀美英雄 (東大海洋研)

青木 (東海大・海洋) 伊豆-小笠原-マリアナ弧での火成活動を検討すると、海洋底拡大説に基づく火成岩成因論は否定される。海洋底拡大説を支持するデータはいまどこにもない。この説を考えること自体がナンセンスであり、意味がない。地球物理学者は海洋底拡大説を再検討すべきである。最近、ペロウソフが「海洋底拡大説に反対する」(1970)という大論文を書いているから、謙虚に学ぶべきだ。

5. 海洋における化合状窒素の収支に及ぼす 脱窒素の影響について

F. A. リチャーズ

Comments on the Effects of Denitrification on the Budget of Combined Nitrogen in the Ocean*

Francis A. RICHARDS**

1. Introduction

Two *in situ* biochemical processes, nitrogen fixation and denitrification, can alter the total combined nitrogen in the ocean and increase or decrease the bank of nitrogen compounds. The budget of combined nitrogen depends on these processes plus the addition or removal of nitrogen compounds across the boundaries. If a steady state is to be maintained, the additive and subtractive processes must in the long term equal each other. Various means have been used to assess the additions of nitrogen compounds to the ocean by river inflow and direct precipitation on the sea surface, and geochemists and geologists have made estimates of the rates of removal of nitrogen compounds by burial in marine sediments. This paper is concerned primarily with the *in situ* biochemical changes and will emphasize the loss of nitrogen compounds by denitrification.

In the main body of the oceans, the nitrogen

cycle (reviewed by VACCARO, 1965) consists primarily of exchanges among organically combined nitrogen and nitrate, nitrite, and ammonia. In the oxygenated system, nitrate is the most stable form. Nitrite and ammonia are transients, and the great majority of inorganically combined nitrogen is in the form of nitrate. Generally, in oxygenated seawater, the major losses of combined nitrogen are incurred by the sinking of particulate matter, so that the sediments represent a major sink for nitrogen compounds. However, we are concerned with special marine environments in which the oxygen content is low or nil. Under these conditions, denitrification can take place, and where it does, it represents another sink for nitrogen compounds.

2. Conditions for denitrification in the ocean

In this paper, the biochemical process by which nitrate or nitrite ions are converted to free nitrogen will be called denitrification. It is evident that the conversion of nitrate to free nitrogen is a stepwise process. The first step, the reduction of nitrate to nitrite, is properly called nitrate reduction and can produce un-

* Contribution No. 579 from the Department of Oceanography, University of Washington, Seattle.

** Department of Oceanography, University of Washington.

usually high concentrations of nitrite ions. These nitrite accumulations are readily identified as a "secondary" or deeper nitrite maximum, and they permit a definite assessment of the extent of this process. The second step, the reduction of nitrite to free N_2 , is less easily quantified. The biogenic product, N_2 , is chemically identical to the much larger concentrations of N_2 always present in seawater from the solution of air. The amount of nitrogen produced in a seawater sample by even the maximum expectable amount of denitrification is close to the analytical uncertainty in gasometric and gas chromatographic nitrogen determinations. RICHARDS and BENSON (1961) attempted to determine the excess nitrogen thus produced in two anoxic marine environments using mass spectrometrically measured N_2 : Ar ratios and comparing the observed ratios with the ratios expected from the solution of air.

Another way of detecting and assessing the effects of denitrification is by comparing the observed NO_3^- and NO_2^- concentrations with the amounts of these ions one would expect had there been no denitrification. Various methods that will be discussed later have been used to estimate this latter quantity. Generally, they have been based on the amount of phosphate or on the apparent oxygen utilization (AOU).

3. Nitrate reduction

It is clear that low oxygen concentrations are a necessary condition for both nitrate reduction and denitrification. The exact oxygen levels at which these processes can take place cannot be stated, and they probably differ with other environmental parameters, such as the nitrate concentration itself (MCKINNEY and CONWAY, 1957). Nitrate reduction in the eastern tropical North Pacific is reflected in a nitrite maximum at 200- to 500-m depths. CLINE and RICHARDS (in prep.) found that in this region nitrite values greater than $0.1 \mu\text{g-atoms/liter}$ of NO_2^- -N occurred only in waters containing less than $2 \mu\text{g-atoms/liter}$ of dissolved oxygen, except in four random cases out of 210 observations. However, it should also be noted that very low nitrite values sometimes

occurred at very low oxygen concentrations.

4. Denitrification

Studies of dissimilatory nitrate reduction by the bacterium *Pseudomonas perfectomarinus* suggest that the presence of even small quantities of nitrate should suppress the conversion of NO to N_2O in the series of reactions in which $NO_3^- \rightarrow NO_2^- \rightarrow NO \rightarrow N_2O \rightarrow N_2$ (PAYNE and RILEY, 1963). Oceanographic and other experimental evidence, such as that of GOERING and CLINE (1970), indicates that denitrification can proceed in the presence of substantial concentrations of nitrate. Circumstantial evidence for this is given by RICHARDS and BROENKOW (in press), who found evidence of nitrate reduction and denitrification in Darwin Bay in the Galapagos Islands. In the time between two sets of observations in this semistagnant flooded caldera, there was a depth-for-depth disappearance of NO_3^- -N and appearance of NO_2^- -N in a 1:1 atomic ratio. However, in the deeper part of the system there was a loss of NO_3^- -N with no corresponding increase in NO_2^- . This is interpreted as a loss of combined nitrogen to N_2 via denitrification (there was no corresponding increase in NH_3), but the minimum NO_3^- -N concentrations were greater than $7 \mu\text{g atoms/liter}$ in the denitrification zone.

5. Oceanic sites of nitrate reduction and denitrification

Dissolved oxygen concentrations in most of the world ocean are too high to expect the biochemical reduction of nitrogen compounds to proceed. It is possible that anoxic or nearly anoxic particulate microcosms exist and that these processes take place in them. This may be the explanation for the reports of denitrification taking place in sewage treatment plants in which the bulk liquids contain as much as 10% oxygen saturations. However, the open ocean contains no comparable concentrations of particulate and aggregated material, so the functioning of these processes in anoxic particulate microcosms in the open ocean where the bulk oxygen concentration is high can probably be dismissed as quantitatively unimportant to

the oceanic budget of combined nitrogen.

Our studies lead us to conclude that nitrate reduction and denitrification in the water column become important only where the dissolved oxygen concentration is less than 1 or 2 μg -atoms/liter. Recent analytical improvements in the determination of dissolved oxygen (BROENKOW and CLINE, 1966) have permitted an improved definition of the distribution of oxygen in oxygen-deficient regions (Fig. 1). Comparisons of oxygen concentrations so determined with a) the secondary nitrite maximum and b) an estimate of the intensity of denitrification in the eastern tropical North Pacific are the bases for the above conclusion.

There are various marine sites in which the environmental conditions may permit nitrate reduction, denitrification, or both. Anoxic basins and fjords invariably have a stratum or strata in which oxygen concentrations are sufficiently low for these processes to take place. All the sulfide-bearing marine environments in direct communication with the ocean that have been reported in the literature have been reviewed by BROENKOW (1969). The largest such systems are the Black Sea and the Cariaco Trench. Anoxic and sulfide-bearing waters are relatively common in fjords in Nor-

way and British Columbia, Canada, and sulfides have been observed in the Gulf of Cariaco, Venezuela; Golfo Dulce, Costa Rica; Darwin Bay in the Galapagos Islands; and in Kaoe Bay in Indonesia. These systems frequently are marked by abnormally high nitrite concentrations just above the sulfide layer, or, occasionally, just below a sulfide layer at intermediate depths (RICHARDS, 1965). The systems may flush periodically or sporadically, or their circulation may be so weak that they remain anoxic permanently. The truly anoxic and sulfide-bearing systems reviewed by Broenkow are, except for the Black Sea and the Cariaco Trench, negligibly small in relation to the world ocean and their effect on the oceanic budget of nitrogen compounds can be assumed to be negligible. The estimates of the amounts of combined nitrogen lost by denitrification in the Black Sea and the Cariaco Trench will corroborate this assumption.

As will be shown, there are open ocean areas in which the balance between circulatory replenishment and biochemical consumption of dissolved oxygen results in sufficiently low oxygen concentrations for nitrate reduction and

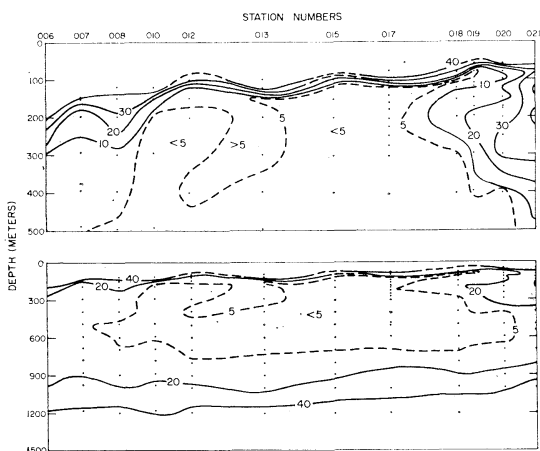


Fig. 1. Dissolved oxygen distribution (μg -atoms/liter) in a section extending south from the tip of Baja California, from GOERING *et al.* (in press). Station locations are shown in Fig. 3. Concentrations were determined by the colorimetric method of BROENKOW and CLINE (1969).

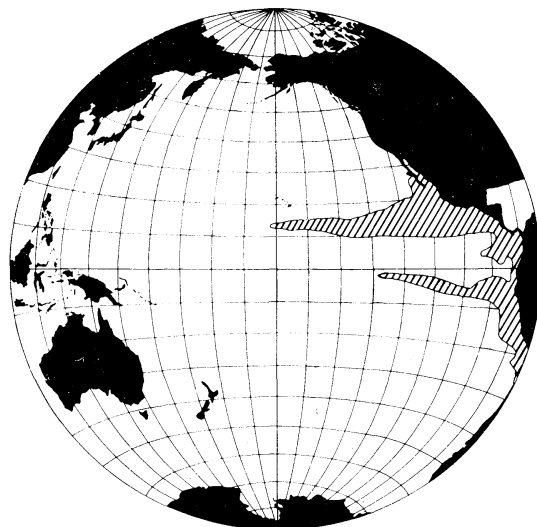


Fig. 2. The oxygen-deficient zones of the eastern tropical Pacific Ocean. Dissolved oxygen concentrations in the shaded area are less than 0.25 ml/liter on the 125 cl/ton surface, which is at approximately 400 m in the area. From REID (1965).

denitrification to take place. Because of their large size and because their circulation is more vigorous than it is in basins and fjords, nitrogen reduction is extensive in these areas and will be shown to be a significant factor in the budget of nitrogen compounds in the ocean. The major areas in this category are the oxygen-deficient zones extending westward from the Pacific coasts of Central and South America (Fig. 2). This oxygen-poor zone should be defined operationally, for the purposes of this paper, as the waters in which the oxygen tension is sufficiently low for denitrification to take place. It cannot be so defined, and CLINE and RICHARDS (in prep.) have defined it as the waters in which the oxygen concentrations, as determined by the Winkler titration, are less than 0.15 ml/liter or, if determined by the colorimetric method of BROENKOW and CLINE (1969), are less than 0.005 ml/liter. The area in the eastern tropical North Pacific in which oxygen concentrations determined by the Winkler methods fall below 0.25 ml/liter is shown in Fig. 2. GEORING *et al.* (in press) assumed that denitrification was the only important respiratory process in a layer 200 m thick in this area, giving a volume of $1.4 \times 10^{15} \text{m}^3$ in which denitrification is probably important.

6. Annual amounts of denitrification

Using a variety of techniques, GEORING *et al.* (in press) and CLINE and RICHARDS (in prep.) have made estimates of the annual rates of denitrification in some of the principal sites where denitrification may be a quantitatively important process. The methods and results are summarized below.

The Black Sea estimates by GOERING et al. (in press):—

The upper surface of the sulfide layer in the Black Sea lies in depths of between 125 and 250 m. At all greater depths, sulfides are present and oxidized forms of nitrogen are absent. Relatively small amounts of new water are mixed into the sulfide layer, and during the course of mixing, denitrification removes all the nitrate and the small quantities of nitrite introduced with the new water.

In one estimate, it was assumed that the new

water mixing into the anoxic strata is one-half the inflow of salt water through the Bosphorus, estimated by ZENKOVICH (1966) to be 202 km³/year. It was further assumed that the new water contains 5 μg-atoms/liter of NO₃⁻-N, all of which is converted to N₂ by denitrification:

Inflow: 202 km³/year

Assumed to mix into anoxic layer:

101 km³/year

NO₃⁻-N in the inflow (5 μg-atoms/liter)

= 70 × 10⁶ g/km³

Amount of denitrification

= 70 × 10⁶ × 101 g/year

= 7 × 10⁹ g/year.

The second estimate is based on the assumption that 3,000 km³ of relatively saline water rise into the surface layer from the anoxic zone each year (ZENKOVICH, 1966). This volume of anoxic water would therefore be replaced by "new" saline water, also assumed to contain 5 μg-atoms/liter of NO₃⁻-N that is lost to denitrification. This leads to an estimated 2 × 10¹⁴ g of combined nitrogen lost to denitrification annually.

The Cariaco Trench estimate by GOERING et al. (in press):—

This estimate is based on the same kind of circulation model assumed for the Black Sea, *i.e.*, new water is mixed into the anoxic zone and the nitrate and nitrite contents of the new water are lost by denitrification. The estimates for the Black Sea were based on arbitrary assumptions regarding the mixing of the new water introduced through the Bosphorus into the anoxic zone. In the case of the Cariaco Trench, the residence times of the phosphate and of the water in the basin below sill depth were estimated according to the model described by REDFIELD, KETCHUM, and RICHARDS (1963). However, their estimates were made on the basis of a square centimeter of surface; Goering *et al.* based their estimate on the entire surface and volume of the Cariaco Trench.

The volume of the Cariaco Trench below sill depth is $5.2 \times 10^{12} \text{m}^3$, and its average reactive phosphorus content is 2.5 μg-atoms/liter, or the total amount is 1.3×10^{16} μg-atoms. According to REDFIELD *et al.* (1963), phosphate is supplied to the anoxic layer at a rate of 1.3×10^{14} μg-

atoms/year, so the residence time of the phosphate is 100 years. However, the residence time of the water is less (otherwise the phosphate would not accumulate to concentrations higher than those at sill depth) and is given by the expression

$$T_W = (N_L - N_I) T_N / N_L,$$

in which T_W is the residence time for the water, T_N is the residence time for the phosphate, and N_L and N_I are the average phosphate concentrations in the upper and lower strata of the basin. In the case of the Cariaco Trench, $N_I = 0.74 \mu\text{g-atoms/liter}$, $N_L = 2.50 \mu\text{g-atoms/liter}$ and $T_N = 100$ years, so $T_W = 70$ years. The annual addition (inflow) of new water can then be estimated from the expression

$$\begin{aligned} \text{Inflow} &= \text{Volume/Residence time} \\ &= 5.2 \times 10^{12} \text{m}^3 / 70 \text{ years} \\ &= 7.4 \times 10^{10} \text{m}^3 / \text{year}. \end{aligned}$$

The average nitrate concentration in the inflow can be taken to be $10 \mu\text{g-atoms/liter}$, and if it is all subjected to denitrification, the annual loss of combined nitrogen would be $1 \times 10^{10} \text{g}$ of nitrogen.

The eastern tropical North Pacific:—

Lobes of water sufficiently poor in oxygen to permit denitrification extend westward from the American coasts, centered at about 12°N and 12°S latitudes (Fig. 2). The lobes are separated by the equatorial current system, and at their maximum development contain less than

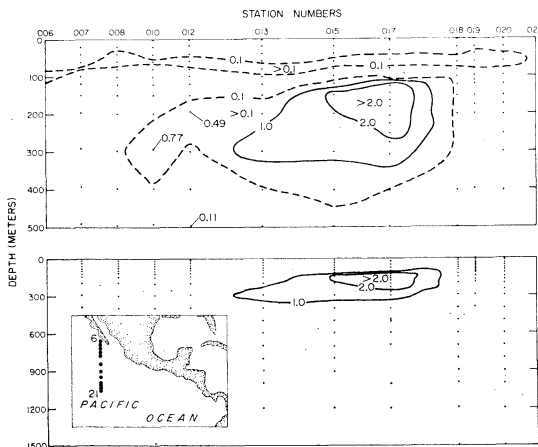


Fig. 3. Nitrite-nitrogen distribution ($\mu\text{g-atoms/liter}$) in a section south from the tip of Baja California. From GOERING *et al.* (in press).

$10 \mu\text{g-atoms/liter}$ of dissolved oxygen from around 100 m to nearly 500 m. (Figs. 1, 2). They are characterized by a secondary nitrite maximum, first described by BRANDHORST (1959), and by nitrate deficiencies (THOMAS, 1966; FIADEIRO and STRICKLAND, 1968) that indicate they are the sites of nitrate reduction and denitrification. The present discussion will be concerned primarily with the zone that lies north of the equator.

The nature of the secondary nitrite maximum is shown in Fig. 3, from GOERING *et al.* (in press). Although the nitrite accumulation that is shown represents an intermediate step in the loss of combined nitrogen, the nitrogen is not yet so lost and presumably, if mixed with oxygen-rich water, would be biochemically reoxidized to nitrate or, if it enters the photic zone, could presumably be used in phytoplankton assimilation.

GOERING *et al.* and CLINE and RICHARDS have estimated the losses of combined nitrogen occasioned by denitrification in the oxygen-deficient zone north of the equator, using different and essentially independent methods.

In the method of GOERING *et al.*, the deficit of combined nitrogen was estimated in a hydrographic section extending south from the tip of Baja California to approximately 10°N latitude

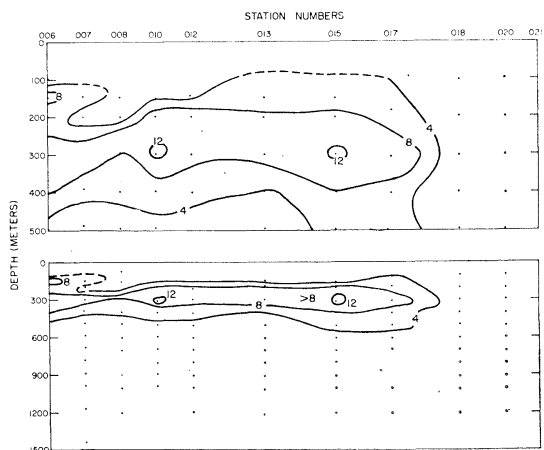


Fig. 4. Nitrate anomaly (δN) in $\mu\text{g-atoms/liter}$ in a section extending south from the tip of Baja California, as computed by GOERING *et al.* (in press), the source of the figure. Station locations are shown in Fig. 3.

(Fig. 4). Several ways have been used to estimate the deficit. Although good linear relationships between phosphate and nitrate concentrations may exist over extensive oceanic areas and depths, they are not always linear, the curves may not intersect the origin, and the slopes may vary. The problem is to make the best possible estimate of the amount of nitrate that was in the water before the onset of nitrate reduction and denitrification. THOMAS (1966) used a simple model assuming that the nitrate should be a linear function of the phosphate. This does not account for the possible presence of preformed nutrients (REDFIELD, 1942) nor for the possible nonproportional release of phosphorus and nitrogen compounds during the decomposition of organic matter. It also depends heavily on the reliability of the phosphate data. To overcome some of these difficulties, particularly the reliance on phosphate data, GOERING *et al.* prepared oxygen vs. nitrate diagrams for given σ_t intervals at stations outside the area of denitrification but in the same general oceanic area. These were then used to estimate the "unaltered" nitrate concentration, *i.e.*, the nitrate concentration before the onset of denitrification, as a function of σ_t . If we call this quantity $(\text{NO}_3^-)_{\text{exp}}$, then the nitrate anomaly, δN , becomes

$$\delta N = (\text{NO}_3^-)_{\text{exp}} - (\text{NO}_3^-)_{\text{obs}} - (\text{NO}_2^-)_{\text{obs}}$$

$(\text{NO}_3^-)_{\text{obs}}$ and $(\text{NO}_2^-)_{\text{obs}}$ are observed concentrations. Concentrations of ammonia were invariably insignificant in the denitrification areas.

After the nitrate anomaly, or deficit, values in the section south from Baja California were estimated (Fig. 4), the net westward volume transport was estimated from dynamic computations referred to a 1250 decibar surface. These values were multiplied together to give the net westward transport of the anomaly through the section (between 100 and 1,000 m), and this was assumed to give a measure of the amount of denitrification that had taken place east of the section. The value GOERING *et al.* got was 1×10^{13} gN/year. This figure may be low because of the possibility of the transport not being perpendicular to the section.

Estimates of the denitrification rate were also

made by assuming that denitrification is the only respiratory process important in a layer 200 m thick in the northern shaded area in Fig. 2, and applying to it respiratory rates estimated by PACKARD (1963) for the eastern tropical North Pacific and by RILEY (1951) for the Atlantic. Packard's rate, which was based on electron transport activities, gave a value of 1×10^{13} gN/year, while Riley's rate, based on a statistical evaluation of the R term in the equation for the distribution of variables, gave a value of 5×10^{13} gN/year. The figure based on Packard's estimate of the respiratory rate should be the better, because it is based on observations in the same area and a rather more direct technique. However, it may be low because of accelerated denitrification on the bottom with which much of the oxygen-deficient water of the region is in contact.

CLINE and RICHARDS (in prep.) used different data to estimate δN than did GOERING *et al.*, and the phosphate data they used are probably more reliable than those GOERING *et al.* examined. The observations were made at stations lying between the American Coast and a line from the Galapagos Islands to the southern tip of Baja California.

Using the relationship defined above,

$$\delta N = (\text{NO}_3^-)_{\text{exp}} - (\text{NO}_3^-)_{\text{obs}} - (\text{NO}_2^-)_{\text{obs}}$$

the question becomes that of evaluating $(\text{NO}_3^-)_{\text{exp}}$. This quantity consists of two parts,

$$(\text{NO}_3^-)_{\text{exp}} = (\text{NO}_3^-)_{\text{ox}} + (\text{NO}_3^-)_{\text{p}}$$

in which the right hand terms are nitrate of oxidative origin and preformed nitrate in the terminology of REDFIELD (1942). In general, nutrients of oxidative origin should be linearly related to the apparent oxygen utilization, AOU, *i.e.*,

$$\begin{aligned} (\text{NO}_3^-)_{\text{ox}} &= k_N \times \text{AOU} \text{ and} \\ (\text{PO}_3^{3-})_{\text{ox}} &= k_P \times \text{AOU}. \end{aligned}$$

However, plots of AOU vs. nitrate and phosphate in or near the survey area indicated that these relationships differ significantly in the water in the upper 150 m and in the water below 500 m, *i.e.*, different slopes and intercepts characterize the Equatorial Pacific near-surface water and the Antarctic Intermediate Water (Table 1). If the preformed nutrient

Table 1. AOU: NO_3^- : PO_4^{-3} relationships in the eastern tropical North Pacific Ocean (from Cline and Richards, in prep.).

	Depth interval (meters)	Average** Slope	Average** intercept	Standard error in the slope	Correlation coefficient	Number of values
$\Delta\text{AOU} : \Delta\text{PO}_4^{-3}$	0-150	263	0.57	± 3.3	0.97	394
	900	231	0.87	± 4.6	0.98	95
$\Delta\text{AOU} : \Delta\text{NO}_3^-$	0-150	16.8	2.3	± 0.2	0.99	299
	900	23.0	18.4	± 0.9	0.98	102

**Determined by 2-way linear regression analysis.

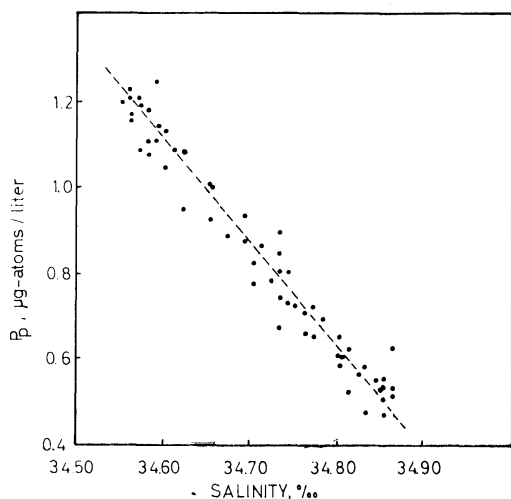


Fig. 5. The relationship between preformed phosphate and salinity in the 150- to 900-m depth interval in a section extending southwest from Acapulco, Mexico. From CLINE and RICHARDS (in prep).

contents of these water masses are characteristic, since the water masses also have a characteristic salinity maximum (Equatorial Pacific) and minimum (Antarctic Intermediate Water), the preformed nutrient content of mixtures of them should be a linear function of the salinity. It is shown to be so for phosphate in Fig. 5. This cannot be tested in the case of nitrate because of denitrification, but it was assumed to be so. It follows that preformed NO_3^- is a linear function of the preformed phosphate; thus

$$(\text{NO}_3^-)_P = k_{PN}(\text{PO}_4^{-3})_P + \text{const.}$$

which was evaluated as

$$(\text{NO}_3^-)_P = 13.1(\text{PO}_4^{-3})_P - 5.1$$

(in units of $\mu\text{g-atoms/liter}$).

The relationship $(\text{NO}_3^-)_{\text{ox}} = k_N \times \text{AOU}$ was

assumed to be constant, although it too should probably be made to vary as a function of the salinity, since the value of $\Delta\text{AOU} : \Delta\text{NO}_3^-$ is 16.8 in the 0- to 150-m layer and 23.0 in the samples from below 900 m.

Using the above relationships, a profile of δN values extending southwestward from Acapulco, Mexico was constructed. The maximum δN value was $13.6 \mu\text{g-atoms/liter}$ at a station approximately 200 km off Acapulco. The profile has not been converted into a rate, as GOERING *et al.* did in their treatment, but it is apparent that this could be done from dynamic computations of the volume transport, although the section may not be well located for such a treatment.

CLINE and RICHARDS did estimate the rate of denitrification in the eastern tropical North Pacific from the nitrate reduction rate observed in Darwin Bay, Galapagos Islands. The observations in Darwin Bay referred to earlier led to a minimal rate of $60 \mu\text{g-atoms liter}^{-1} \text{ year}^{-1}$. Because of the time between observations, the rate could have been significantly higher. However, it is a rate observed directly in a natural system, and as such should not give the probably unrealistically high rates that laboratory determinations made by following ^{15}N (GOERING, 1968) give. On the other hand, it would be unrealistic to apply the rate observed in Darwin Bay to the entire oxygen-deficient zone of the eastern tropical North Pacific because of several environmental differences. The temperature in Darwin Bay was 19.4°C , but the "average" temperature in the oxygen-deficient zone is only about 9°C . This temperature difference should decrease the average rate to about one-half that observed in Darwin Bay. The rate is

probably depth dependent; denitrification in Darwin Bay was confined to the 40- to 120-m depth interval, but in the eastern tropical North Pacific denitrification probably takes place, on the average, in the 150- to 500-m depth interval. This could be expected to diminish the rate by another 50%, to $15 \mu\text{g-atoms liter}^{-1}/\text{year}^{-1}$. A more difficult correction, which has not been applied, arises because the denitrification rate should depend on the rate of arrival of carbon compounds at the site of denitrification. This should be greater at the lesser depths of Darwin Bay, even if the rates of production in the surface layers were the same.

Using data from the Eastropic (1955) and Eastropac (1963) expeditions and the PONCHO (1968) and PISCO (1963) cruises of the University of Washington, CLINE and RICHARDS estimated the volume of water in the oxygen-deficient zone of the eastern tropical North Pacific, where the environment is suitable for nitrate reduction and denitrification, to be $1.1 \times 10^{15} \text{m}^3$. If the denitrification rate is $15 \mu\text{g-atoms liter}^{-1} \text{year}^{-1}$, this leads to an annual amount of 230×10^6 metric tons = 2.3×10^{14} g.

7. The oceanic nitrogen budget

EMERY, ORR, and RITTENBERG (1955) published the following budget for combined nitrogen in the oceans:

Reserves in the ocean	9.2×10^{17} g
Annual use by phytoplankton	9.6×10^{15} g
Annual contribution by rivers	1.9×10^{13} g
Annual contribution by rain	5.9×10^{13} g
Annual loss to sediments	9.0×10^{12} g

Thus, the annual contributions, 7.8×10^{13} g exceed the annual loss to the sediments, 0.9×10^{13} g, by 6.9×10^{13} g. If the reserve in the ocean is 9.2×10^{17} g, the annual excess of nitrogen would double the reserves in the ocean in 13,000 years, assuming that the annual use by phytoplankton represents a recycling. This would represent a drain on atmospheric nitrogen that would exhaust the supply in 50 million years.

HOLLAND (in press) presents a somewhat different budget:

Reserve in the ocean	9.2×10^{17} g
Annual input from atmosphere	1×10^{13} g

Annual input from rivers 1×10^{13} g

Annual loss to sediments 1×10^{13} g

The major difference in the two budgets is the estimate of the contribution from the atmosphere. Holland's figures for the input from the atmosphere are more recent than those cited by EMERY, ORR, and RITTENBERG and may be a better estimate. Holland's budget implies an annual input that exceeds the losses by 1×10^{13} g. If a steady state is to be maintained, return of free nitrogen to the atmosphere is required, and oceanic denitrification appears to be a mechanism by which this is accomplished. We can now summarize the estimates of oceanic denitrification:

Annual rate of denitrification
(gN/year)

Black Sea	
a)	7×10^9
b)	2×10^{11}
Cariaco Trench	1×10^{10}
Eastern tropical North Pacific	
a) Volume transport $\times \delta\text{N}$	1×10^{13}
b) From respiratory rates	
by PACKARD (1963)	1×10^{13}
by RILEY (1951)	5×10^{13}
c) From nitrate reduction rate	
in Darwin Bay	2.3×10^{14}

For the reasons already cited, the estimate by CLINE and RICHARDS is probably high.

The above estimates suggest that sulfide-bearing marine environments, even the two largest, are not of major importance in maintaining the balance of combined nitrogen, but other open oceanic areas may well be important. The oxygen-deficient zone of the eastern tropical South Pacific can be assumed to be of approximately equal importance to the corresponding zone in the North Pacific. Other oxygen-deficient regions such as the Arabian Sea (IVANENKOV and ROZENOV, 1961) and the eastern subtropical Atlantic may be important denitrification sites, but considerations of oxygen distributions lead to the conclusion that denitrification in the eastern tropical Pacific is a major factor in the oceanic budget of combined nitrogen.

Acknowledgement

The author wishes to acknowledge fully the contribution of his colleagues, J. D. CLINE, L. A. CODISPOTI, R. C. DUGDALE, and J. J. GOERING for their share in this work as reflected in the frequent references to two papers on this general subject that they have co-authored with him. The technical assistance of J. J. ANDERSON was invaluable to the studies. The work was supported by the Office of Naval Research under contract N-00014-67-A-0103-0014 to the University of Washington and National Science Foundation grants GB7394 and GF387. The hospitality, facilities, and technical assistance received at the Geochemical Laboratory, Meteorological Research Institute, Tokyo, Japan, and the helpful discussions with Dr. Yoshio SUGIURA are warmly acknowledged.

References

- BRANDHORST, W. (1959): Nitrification and denitrification in the eastern tropical North Pacific. *Jour. Cons. Perm. Intl. Explor. Mer*, **24**, 3-20.
- BROENKOW, W. W. (1969): The distribution of nonconservative solutes related to the decomposition of organic material in anoxic basins. Ph. D. Thesis, Univ. Washington, Seattle, pp. 207.
- BROENKOW, W. W. and J. D. CLINE (1969): Colorimetric determination of dissolved oxygen in low concentrations. *Limnol. Oceanogr.*, **14**, 450-454.
- CLINE, J. D. and F. A. RICHARDS (in prep.): Low oxygen concentrations and nitrate reduction in the eastern tropical North Pacific Ocean.
- EASTROPIC EXPEDITION (1955): Data collected by Scripps Institution vessels on EASTROPIC Expedition (Sept.-Dec., 1955). Univ. Calif., Scripps Inst. Oceanog., Ref., 56-28, 156 p.
- FMERY, K. O., W. L. ORR and S. C. RITTENBERG (1955): Nutrient budgets in the ocean. *in* "Essays in the Natural Sciences in Honor of Captain Allan Hancock." Univ. Souther Calif. Press, Los Angeles. pp. 299-310.
- FIARDEIRO, M. and J. D. H. STRICKLAND (1968): Nitrate reduction and the occurrence of a deep nitrite maximum in the ocean off the west coast of South America. *Jour. Marine Res.*, **26**, 187-201.
- GOERING, J. J. (1968): Denitrification in the oxygen minimum layer of the eastern tropical Pacific Ocean. *Deep-Sea Res.*, **15**, 151-164.
- GOERING, J. J. and J. D. CLINE (1970): A note on denitrification in seawater. *Limnol. Oceanogr.*, **15**, 306-309.
- GOERING, J. J., F. A. RICHARDS, L. A. CODISPOTI, and R. C. DUGDALE (in press): Nitrogen fixation and denitrification in the ocean: biogeochemical budgets. *Proc. Intern. Symp. Hydrogeochem. Biogeochem. Tokyo, 1970.*
- HOLLAND, H. D. (in press): Ocean water, nutrients, and atmospheric oxygen. *Proc. Intern. Symp. Hydrogeochem. Biogeochem. Tokyo, 1970.*
- IVANENKOV, V. N. and A. G. ROZENOV (1961): Hydrogen sulfide contamination of the intermediate waters of the Arabian Sea and Bay of Bengal. *Okeanologia*, **1**, 443-449.
- MCKINNEY, R. E. and R. A. CONWAY (1957): Chemical oxidation in biological waste treatment. *Sewage Ind. Wastes*, **29**, 1097-1106.
- PACKARD, T. T. (1969): The estimation of the oxygen utilization rate in seawater from the activity of the respiratory electron transport system in plankton. Ph. D. Thesis, Univ. Washington, Seattle. pp 115.
- PAYNE, W. J. and P. S. RILEY (1969): Suppression by nitrate of enzymatic reduction of nitric oxide. *Proc. Exp. Biol. Med.*, **132**, 258-260.
- REDFIELD, A. C. (1942): The processes determining the concentrations of oxygen, phosphate and other organic derivatives within the depths of the Atlantic Ocean. *Papers Phys. Oceanogr. Meteorol.*, **9**(2), 1-22.
- REDFIELD, A. C., B. H. KETCHUM and F. A. RICHARDS (1963): The influence of organisms on the composition of sea-water. *in* "The Sea" M. M. Hill, ed. Vol. II, pp. 26-77. Interscience Publishers, N. Y., N. Y., pp. 26-77.
- REID, J. L. (1965): Intermediate waters of the Pacific Ocean. The Johns Hopkins Press, Baltimore. pp. 85.
- RICHARDS, F. A. (1965): Anoxic basins and fjords. *in* "Chemical Oceanography." J. P. RILEY and G. SKIRROW, eds., Vol. I. pp. 611-645. Academic Press, London and New York, pp. 611-645.
- RICHARDS, F. A. and B. B. BENSON (1961): Nitrogen/argon and nitrogen isotope ratios in two anaerobic environments, the Cariaco Trench in the Caribbean Sea and Dramsfjord, Norway. *Deep-Sea Res.*, **7**, 254-264.
- RICHARDS, F. A. and W. W. BROENKOW (in press): Chemical changes, including Nitrate reduction in Darwin Bay, Galapagos Archipelago, over a 2-month period, 1969 *Limnol. Oceanogr.*
- RILEY, G. A. (1951): Oxygen, phosphate, and nitrate in the Atlantic Ocean. *Bingham Oceanog. Collect., Bull.*, **13**, 1-169.

- THOMAS, W. H. (1966): On the denitrification in the northeastern tropical Pacific Ocean. *Deep-Sea Res.*, **13**, 1109-1114.
- VACCARO, R. F. (1965): Inorganic nitrogen in seawater. in "Chemical Oceanography," Vol. I. J. P. RILEY and G. SKIRROW, eds. Vol. I, pp. 365-408. Academic Press, London and New York.
- ZENKOVICH, V. P. (1966): Black Sea. in "The Encyclopedia of Oceanography." R. Fairbridge, ed. pp. 145-150. Rheinhold, N. Y., N. Y.

討 論

討論者 杉浦吉雄 (気象研)

Prof. RICHARDS showed several methods to estimate the annual rate of denitrification and showed that the estimated rate is nearly at the same order of the magnitude as the difference between annual input and loss of nitrate in the ocean.

According to the estimation described here by RICHARDS, the Black Sea and Cariaco Trench play minor roles compared to the Eastern Tropical North Pacific in the denitrification rate.

In the world ocean, there are some more places to be considered in the estimation of the denitrification rate except the Eastern Tropical North Pacific. Those are the Eastern Tropical South Pacific, the Eastern Tropical Atlantic, the Arabian Sea and the Bay of Bengal. The somewhat confined area in those regions has a remarkably oxygen-deficient zone where denitrification takes place.

When denitrification takes place, a part of

nitrate changes into nitrogen gas. Therefore, the sum of nitrate and nitrite after denitrification is smaller than that before denitrification. The difference between both amounts gives the denitrification amount, that is, the amount of combined nitrogen lost as RICHARDS says. For obtaining the denitrification rate, first, the total standing amount of combined nitrogen lost within the remarkably oxygen-deficient zone in the above-mentioned regions should be sought. To do this, the sum of nitrate and nitrite before denitrification should be sought.

According to Sugiura's study, the nitrate including nitrite here consists of two fractions, *i.e.* one depending on water temperature and chlorinity (conservative nitrate, N_c) and another depending on AOU (non-conservative nitrate, N_{nc}). Then,

$$N = N_c + N_{nc}$$

For example, in case of the Eastern Tropical North Pacific, we try to find out the water group with the similar temperature and chlorinity at outside and inside of the denitrification zone. Next, N_c is sought outside the denitrification zone by using the relationship between N and AOU. Then, adding the N_{nc} value calculated from the formula of $(AOU, ml/l)/3$ to the N_c -value obtained above, the combined nitrogen amount before the onset of denitrification can be obtained. Then, the amount of the combined nitrogen lost can be obtained as the difference between this value and the *in situ* value. This is a discussor's idea.

6. 世界の海中作業基地について

佐々木忠義*

Situation actuelle des programmes de pénétration de l'homme sous l'eau

Tadayoshi SASAKI

要旨： 海洋現象の調査，研究や海洋資源の調査，研究の手段として，アクアラング潜水の技術を利用するやりかたは世界的に広く行なわれてきた。しかし，母船を利用しての潜水作業は，あまりにも能率が悪いので，潜水者自身の居住区を海底に移し，そこに長期滞在してその目的を達するようにしてはという着想が，フランスの J. Y. クストー (J. Y. COUSTEAU) によって実行された。プレコンチナン (Precontinent) 計画がそれで，すでに第1次実験から第3次実験までが実施されいずれも成功している。これにつづいて，アメリカのシーラブ (Sea-lab) 計画，テクタイト (Tektaite) 計画，ドイツのヘルゴランド (Helgoland) 計画などや，イギリス，スコットランド，ソ連，日本の計画などについて述べた。

討 論

討論者 沼田貞三 (海中開発技術協会)

* 東京水産大学，理化学研究所 Tokyo University of Fisheries, The Institute of Physical and Chemical Research

学 会 記 事

1. 昭和45年12月8日, 本学会共催で日仏会館会議室において、「第10回深海研究に関するシンポジウム」が開催された。
2. 昭和46年2月2日, 本学会主催で日仏会館会議室において「海洋開発シンポジウム」が開催された。
3. 昭和46年2月22日, 理化学研究所駒込分所において幹事会が開かれた。
4. 下記の諸氏が入会された。

正会員

氏 名	所 属	紹 介 者
木 瀬 秀 兮	境港管理組合	佐々木忠義
杉 森 康 宏	東大海洋研	大柴五八郎
川 原 征 一 郎	太平洋探海工業 KK	佐々木忠義
大 木 紀 子	パーキンズ・オリエンタル・ブックス	大柴五八郎

賛助会員

栗山ゴム株式会社	佐々木忠義
東京製綱繊維ローブ株式会社営業部	〃

5. 退 会

正会員: 伊藤 備

6. 死 亡

評議員今井丈夫氏は昭和46年3月18日, 逝去された。謹んで御冥福を祈る。

7. 住所変更

藤田亀太郎 新住所 東京都中央区銀座6-2-10
極東鋼弦コンクリート振興株式会社

8. 交換及び寄贈図書

- 1) 海洋機器開発, 2(11, 12), 1970; 3(1, 2) 1971. 日本船用機器開発協会.
- 2) 海洋開発問題 (日本機械工業連合会 (翻訳)).
- 3) 商工金融, 21(2), 1971.
- 4) 東大海洋研業積集, 8 (昭和44年).
- 5) 日本航海学会誌, 44号, 昭 45.
- 6) 鯨研通信, 233号, 1971.
- 7) 研究実用化報告, 19(12), 1970, 電通研.
- 8) Ocean Age, 12, 1970; 1~3, 1971, オーシャンエージ社.
- 9) Cahiers Océanogr., XXII^e Année N° 9, N° 10, 1970.
- 10) Bulletin de l'association de Géographes Français, N° 379, N° 380, 1970.

- 11) The Ocean World Program (日本学術事務局).
- 12) The Ocean World Provisional List of Participants.
- 13) The Ocean World, Abstracts of Contributed Papers, 1970, 9.
- 14) The Ocean World, Abstracts of Invited Papers, 1970, 9.
- 15) Science et Pêche, N° 197, 1970.

日仏海洋学会役員

顧 問 ユベール・ブロッシェ ジャン・デルサルト
ジャック・ロベール

名誉会長 アレクシス・ドランデール

会 長 佐々木忠義

常任幹事 大柴五八郎, 永田 正

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, 松尾邦之助, 丸茂隆三
森田良美, 山中鷹之助 (50音順)

監 事 三宅泰雄 高山重嶺

評 議 員 赤松英雄, 阿部友三郎, 阿部宗明, 秋山 勉,
新崎盛敏, 有賀祐勝, 池松正人, 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, 内田清一郎, 宇野 寛,
江上不二夫, 大内正夫, 大島泰雄, 大柴五八郎,
大村秀雄, 岡部史郎, 小沢敬次郎, 梶浦欣二郎,
金谷太郎, 川合英夫, 川上太左英, 川村輝良,
川村文三郎, 川口守一, 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, 黒木敏郎, 黒沼勝造,
久保田 穰, 小林 博, 小牧勇蔵, 近藤 仁,
西条八束, 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, 須藤英雄, 多賀信夫, 高野健三,
高橋淳雄, 高山重嶺, 高木和徳, 田畑忠司,
田村 保, 千葉卓夫, 辻田時美, 土屋靖彦,

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, 永野泰一,
 奈須敬二, 奈須紀幸, 新野 弘, 西村 実,
 新田忠雄, 根本敬久, 野村 正, 花岡 資,
 速水頌一郎, 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, 藤田亀太郎, 星野通平,
 増沢讓太郎, 松井 魁, 松江吉行, 松尾邦之助,

松崎卓一, 松平近義, 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, 森川光郎, 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, 渡辺貴太郎, 渡辺精一,
 渡辺信雄 (50音順)
 マルセル・ジュクラリウス, イヴ・ド・ムク
 シー, ロジェ・ペリカ

賛 助 会 員

井 出 利 明	釧路市白金町 11
株式会社内田老鶴園新社	東京都千代田区九段 1-2-1
梅 林 弘 直	東京都千代田区大手町 2-4 新大手町ビル7階 極東貿易株式会社
小樽船舶電機株式会社	小樽市色内町 1-20
株式会社オルガノ	東京都文京区本郷 5-5-16
海上電機株式会社	東京都千代田区神田錦町 1-19
協同低温工業株式会社	東京都千代田区神田佐久間町 1-21 山伝ビル
協和商工株式会社	東京都新宿区下落合 1-513 第二正明ビル
小松川化工機株式会社	東京都江戸川区西小松川 1-2645
小山 康 三	東京都文京区本駒込 5-13 英和印刷社
三信船舶電具株式会社	東京都千代田区内神田 1-15
三洋水路測量株式会社	東京都港区新橋 5-23-7 三栄ビル
シュナイダー財団極東駐在事務所	東京都港区芝琴平町 38 日本ガス協会ビル
昭和電装株式会社	高松市福岡町 467
大洋電機株式会社	東京都千代田区神田錦町 3-16
株式会社鶴見精機工作所	横浜市鶴見区鶴見町 1506
帝国酸素株式会社	神戸市兵庫区高松町 22-1
東京工材株式会社	東京都中央区築地 4-2 築三ビル
株式会社東京久米	東京都中央区八重洲 3-3 八重洲口会館
東京レブ株式会社	東京都豊島区池袋 2-1120 ローブマンション 302 号
株式会社東邦電探	東京都杉並区上高井戸 5-327
株式会社ナック	東京都中央区銀座 1-5-6
日本アクアラング株式会社	東京都豊島区北大塚 1-16-6 大塚ビル
日本海事広報協会海の世界編集部	東京都港区琴平町 35 船舶振興ビル
有限会社日本ダイビングスポーツ	神戸市兵庫区神田町 3
日本テトラポッド株式会社	東京都港区新橋 2-1-13 新橋富士ビル9階
日本テレスコム株式会社	東京都港区六本木 4-11-10 六本木富士ビル
社団法人日本能率協会	東京都港区芝公園 25 号地 協立ビル
日本無線株式会社	東京都港区芝桜川町 25 第五森ビル
船舶用電球株式会社	東京都目黒区下目黒 1-6-21
有限会社ハラダ電機製作所	東京都豊島区池袋 8-3292
ヒエン電工株式会社	堺市松屋町 1-3
深 田 多 満 男	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
藤 田 潔	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
藤 田 峯 雄	東京都江東区南砂 1-3-25 株式会社 中村鉄工所
フランス物産株式会社	東京都千代田区神田小川町 3-20-2 増淵ビル
古野電気株式会社	東京都中央区八重洲 4-5 藤和ビル
三菱重工業株式会社	東京都千代田区丸の内 2-10
株式会社吉田製作所	東京都台東区上野 3-13-9
吉野計器製作所	東京都北区西ヶ原 1-14
株式会社離合社	東京都千代田区神田鍛冶町 1-2 丸石ビル
株式会社渡部計器製作所	東京都文京区向丘 1-7-17

お 知 ら せ

ASTE O 主催のコロキウム

COLLOQUIM ON MEASUREMENT IN
THE MARINE ENVIRONMENT

October 4 to 6, 1971

at the Hilton-Suffren Hôtel, Paris 15^e, France

PROGRAMME

MONDAY OCTOBER 4

- morning Chairman: M. Michel Lemaignan
- 10:30 Address by M. Michel Lemaignan
- 10:45 Address by M. Bernard Lafay, Secretary of State at the French Ministry for Industrial and Scientific Development.
- 11:00 Address by M. Yves La Prairie, Director-General of the French Center National pour l'Exploitation des Ccéans.
- 11:15 Paper by M. Michel Coantic, Master of Research at the Centre National de la Recherche Scientifique:
《The ocean atmosphere interface. Its physical mechanisms and problems of measuring them》.
- 12:30 Lunch.
- afternoon Chairman: Henri Lacombe,
Director of the Oceanography Laboratory at the Muséum National d'Histoire Naturelle.
- 2:30 Paper by M. Jacques Dubois, Civil Engineering Director at the Port of Le Havre, and M. Gérard Barbaras, Engineer with C.G. Doris:
《Measurements required for planning a supertanker port》.
- 3:05 Paper by M. Jean Claude Chauveau, Chief Geophysicist at Le Nickel Penarroya:
《The needs of mining companies in the field of Ocean prospecting》.
- 3:40 Paper by M. Raymond Vaissiere, Professor at Nice University, M. Gaston Fredj, Lecturer, and M. Jean Jaubert, Assistant Lecturer:
《Current trends in biological oceanography in the face of marine problems》.
- 4:15 Break.
- 4:30 Paper by M. Francis Louis Benard Director of the Caen University Institute:
《Measurement problems in inter-tidal zones》.
- 5:05 Paper by M. Jean Vicariot, Chief Fitting-out Head of the Toulon Bureau d'Études Océanographiques:
《Some special features of oceanography measuring instruments》.

5:45 Paper by M. Claude Maurin, Director of the Institut Scientifique et Technique des Pêches Maritimes (ISTPM):
《Scientific fishing》.

6:30 Closure of first day.

TUESDAY OCTOBER 5

- morning Chairman: M. Léopold Facy, Engineer, Director of the Etablissement d'Études et de Recherches Météorologiques.
- 9:00 Paper by M. Henri Treussart, Meteorological Engineer, Head of the Technical and Equipment Centre of the French Météorologie Nationale office
《Problems arising in ocean meteorological observation》.
- 9:35 Paper by M. Paul Carmagnol, Head of the Meteorological Division at the Cie Generale de Géophysique:
《A case history of environment study prior to exploiting an oil field》.
- 10:15 Break.
- 10:30 Buoy:
a) Paper by M. André Jean Kermabon, Director of Comex Equipment:
《Tele-transmission type oceanography weather buoys for oil industry application in the Adriatic》.
b) Paper by M. André Peytavin, Engineer with C.G. Doris:
《A low-cost buoy for weather recording in an off-shore oil field》.
- 11:15 Paper by M. Jean François Auberger, Head of the Pelican Project of the Compagnie Française des Pétroles:
《Acoustic measurement of submarine noise adjacent to an off-shore positioning type rig》.
- 11:50 Paper by M. Jean Duroux, Engineer with the Bureau de Recherches Géologiques et Minières:
《Application of the 《Melos》 electromagnetic detection method to marine mining prospecting》.
- 12:30 Lunch.
- afternoon Chairman: M. le Professeur Levy,
Director of the SEPOR research organisations programme service at the Ministry of Industrial and Scientific Development.
- 2:30 Paper by M. Louis Deveze, Professor at the Université de Provence and M. Jean Lepetit, Lecturer:
《Microorganisms and hydrocarbons at sea

- Physiological and technical problems».
- 3:05 Paper by M. Guy Courtois, Head of the Radioelements Section at the Commissariat à l'Energie Atomique, Saclay: «Various uses of natural and artificial radioactivity in seabed research. Particular applications of radioactive tracers to coastal sedimentary dynamics».
- 4:00 Paper by M. Louis Tourmen, Engineer with Sogreah: «A swell direction indicator».
- 4:35 Break.
- 4:50 Paper by M. Jean Max Muraz, Engineer with Société Crouzet, and M. Pierre Cormault, Engineer with the Chatou Laboratoire Hydraulique: «Industrial equipment for ultra-sonic analysis of swell and tide».
- 5:25 Paper by M. Michel Crepon, Research Official at the Musée National d'Histoire Naturelle: «Processing current measurements».
- 6:00 Paper by M. Jean Morch of Schlumberger Integrated Systems: «A second generation current meter, the CT 24 AD».
- 6:15 Closure of second day.
- WEDNESDAY OCTOBER 6**
- morning Chairman: M. Paul Vitureau, Head of the Sea/Atmosphere Interface Dept. Centre National pour l'Exploitation des Océans.
- 9:00 Positioning at sea:
- a) Paper by M. Pierre Laurent, Head of Radionavigation Division Société Sercel: «Recent developments in the Toran and Omega systems».
- b) Paper by M. Obering F. Sender Chief Engineer, Praokla Seismos GmbH: «Oceanology research and positioning problems».
- c) Paper by M. Pierre Beigbeder, Commercial Oceanology Head of the Thomson CSF Ocean Exploitation Service: «Geographical submarine positioning (example of Caravelle recovery)».
- 9:45 Paper by M. Jean Dardignac, Director of the ISTEPM Centre at La Rochelle: «Evaluating fish stocks and their future pattern»,
- 10:20 Break.
- 10:35 Paper by M. Marcel Portier, Research Head at the ISTEPM Oceanography and Fishing Laboratory at Boulogne sur Mer «Methods of control and evaluation of the effectiveness of fishing systems».
- Paper by M. René Musson Genon, Research Centre Directorate, Compteurs Schlumberger: «Developments in trawling on the continental shelf».
- 11:30 Paper by M. Edouard Devillaz, Engineer with the Meteorologie Nationale: «Processing synoptic observations of the sea's surface».
- 12:30 Lunch.
- afternoon Chairman: M. Jean Charles Poggi, Technical Director, Société Européenne D'études et d'Integration de Systèmes Spatiaux (SETIS).
- 3:00 Paper by M. Pierre Faurre, Assistant Technical Director with Sagem: «Oceanography data processing by statistical filter methods».
- 3:45 Paper by M. Georges Peluchon, Head of the National Ocean Data Bureau of the Centre National pour l'Exploitation des Océans: «The National Ocean Data Bureau (objectives, problems encountered, solution under consideration, methods envisaged)».
- 4:10 Paper by M. Gérard Drees of the EEC Industrial, Technological and Scientific Affairs Directorate: «A draft European programme».
- 5:00 Closure of third day.
- 5:10 Reception.

GENERAL DETAILS

Correspondence to: Claude M. Mellac.
A.S.T.E.O. Public Relations Officer,
B.P. 2,000-78-Versailles-Tél.: 954.44.00

Conférence Venue: Hilton-Suffren Hotel-Orsay Sud Salon

Directions posted up from the main hall.
Main entrance to hotel: rue Jean Rey (on the corner with Avenue de Suffren).

Subscription: 500 Frs (90 dollars) covering:
—attendance at the Colloquium
—lunch on each of the three days
—reception on final day
—copies of papers.

Registration accepted up to September 20 inclusive 1971.

Please return the enclosed registration form with a cheque for 500 Frs. (90 dollars) made out to A.S.T.E.O.

On arrival delegates will receive:

- I -entry cards
- badges
- lunch tickets
- copies of papers
- general information

Monday October 4 from 9 a.m. onwards

Tuesday October 5 from 8.30 a.m. onwards

Wednesday October 6 from 8.30 a.m. onwards

- Entrance to Orsay Sud Salon
- Hostess Office.

II Parking space is provided under the Hotel entrance:

18, avenue de Suffren.

Cost 2,30 frs per hour for first two hours,
1,30 frs for every subsequent hour.

III Meals at the Toit de Paris restaurant on the 9th floor.

IV Reception Wednesday October 6 at 6 p.m. in Le Foyer.

V Occasional refreshments: a bar is available in the hall of the Orsay Sud Salon.

VI Other information:

- cloakroom: in the hall of the Orsay Sud Salon,
- postal services: 30, avenue de Suffren Paris 15e
- telephones: in the hall of the Orsay Salon
- taxis are available.

For further details, please apply to the Colloquium hostesses who will be wearing a red badge.

A.S.T.E.O.
Parc de Rocquencourt
78-ROCCUENCOURT
FRANCE
Tél: 954.44.00

REPLY CARD

Colloquium "MEASUREMENT IN THE
MARINE ENVIRONMENT"

(Please return before September 20, 1971)

to

the ASTEO-B,P, 2000, 78-VERSAILES, France

Mr Company

Position

Address

acompanied by

Mr Company

Position

Address

Mr Company

Position

Address

will

will not

attend the colloquium

"Measurement in the marine environment"

Enclosed cheque for (1)
made out to l'ASTEO.

(1) 500 Frs (90 dollars) per participant.

会費値上げのお知らせ

このたび、印刷費、郵便料金その他諸経費の値上りのため、やむを得ず46年度より正会員費を年額1,500円(45年度までは1,000円)に改正いたすことになり、去る6月3日の第12回総会において御承認を得ました。

つきましては、会員各位の一層の御協力をお願い申し上げます。

なお、会費納入の際、郵便振替の場合は、郵便局の受取証をもって領収書に換えさせていただきますが、特に

本学会の領収書を必要とされる場合は、「払込通信欄」にその旨を御記入願います。(郵便振替口座番号 東京 96503)

また、昭和46年度の正会員費をすでに納入された方は、御手数ながら既納分との差額500円を御送付くださいますようお願い申し上げます。

日仏海洋学会

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ので乾燥の必要がなく、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



フーカー潜水具

- 最新式アクアラング器具一式
- フーカー潜水具
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効率を示す潜水器具
- 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. ダイバーズ社

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)



潜水器具総合メーカー

日本ダイビングスポーツ

本 社 神戸市兵庫区神田町3番地

TEL 神戸 078 (34) 7959
9451

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23番7号

電 話 (432) 2971~4

Exploiting the Ocean by...

T.S.K. OCEANOGRAPHIC INSTRUMENTS

REPRESENTATIVE GROUPS OF INSTRUMENTS AND SYSTEMS

This company, manufacturing under the **TSK** label has been developing and supplying oceanographic and limnological instrumentation since 1928. Recognized as a world leader in marine instrumentation, TSK strives to always furnish products of the highest quality and best workmanship.

T. S—OCEANOGRAPHIC WINCHES

T. S—CURRENT METERS

T. S—WATER BOTTLES

T. S—BOTTOM SAMPLERS

T. S—BIOLOGICAL APPARATUS

T. S—DEPTH METERS AND RECORDERS

T. S—TENSION METERS, CABLE-ANGLE-METERS

T. S—SALINOMETERS (E1, E2, E3).

T. S—S. T. D. MEASURING SYSTEM

T. S—BATHYTHERMOGRAPHS

T. S—X. B. T. (T. S. K./Sippican Expendable B. T. System)

T. S—SHIP LOGS

T. S—TIDE GAUGES

T. S—VARIOUS EQUIPMENTS. (Bottom Finding Pinger),
(Submarine illuminance meter)

HEAT FLOW

THE TSURUMI SEIKI CO., LTD.

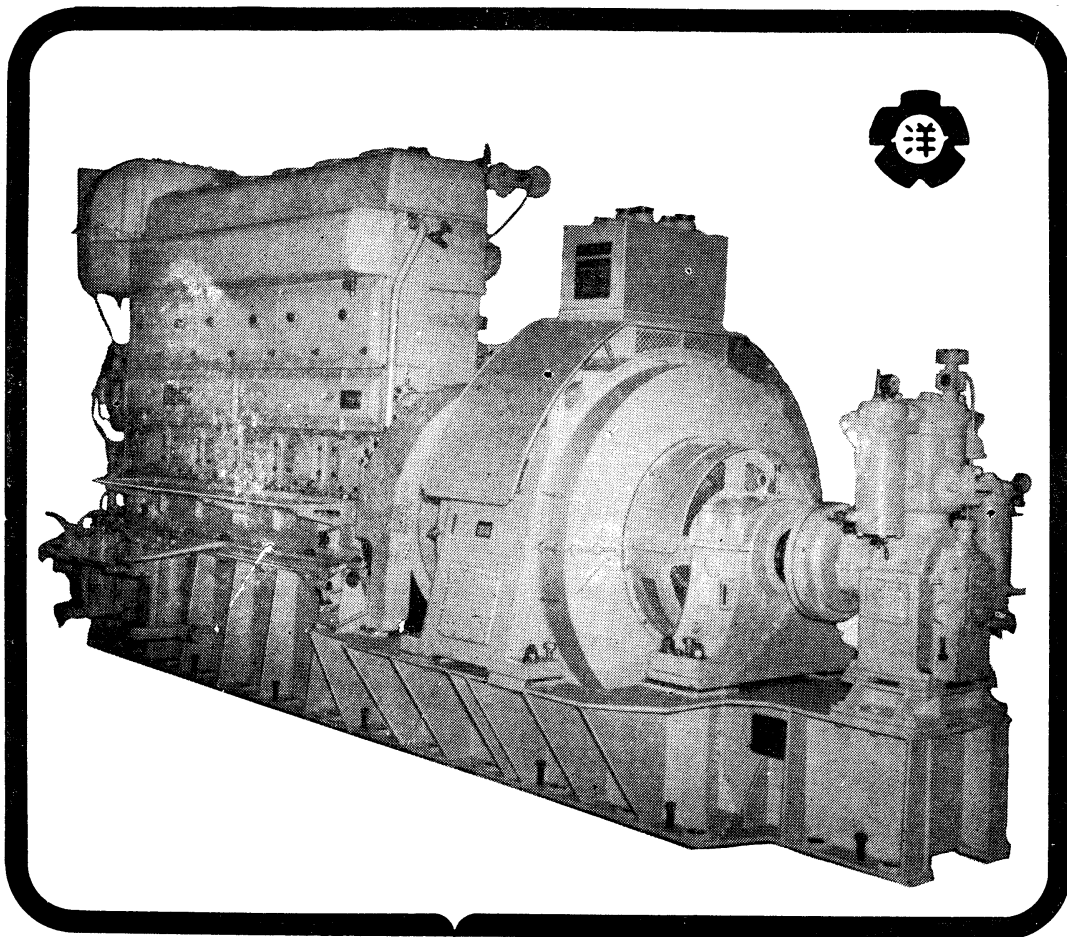
1506 Tsurumi-cho Tsurumi-ku, Yokohama, Japan

CABLE ADDRESS
TSURUMISEIKI Yokohama

TELEPHONE
Yokohama 521-5252~5

IWAMIYA INSTRUMENTATION LABORATORY

ながい経験と最新の技術を誇る！
大洋の船舶用電気機器

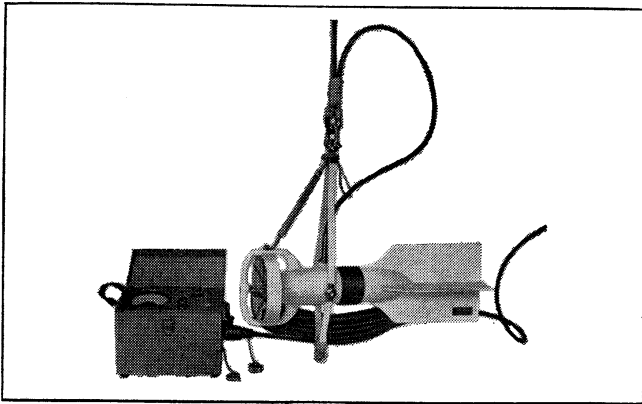


主要生産品目
 自励・他励交流発電機
 直流発電機
 各種電動機及制御装置
 船舶自動化装置
 配電盤

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



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

EI-5: Electric Meter of Water Temperature

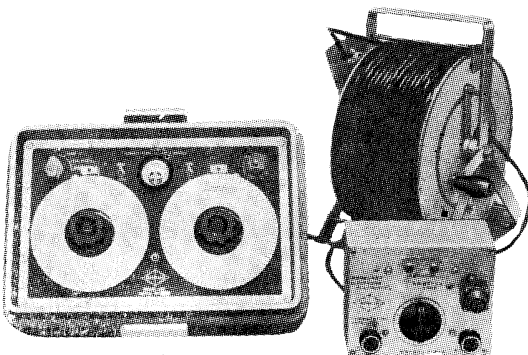
ECT-5: Electric Conduction and Temperature Meter for Chlorine

TOHO DENTAN CO., LTD.

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

AUTO-LAB PORTABLE S-T BRIDGE

Model 206



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)

Murayama

計 度 濁 中 水
計 度 照 中 水
計 度 導 電

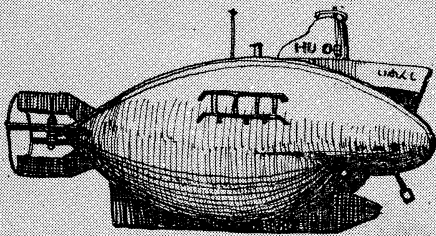


株式 村山電機製作所

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

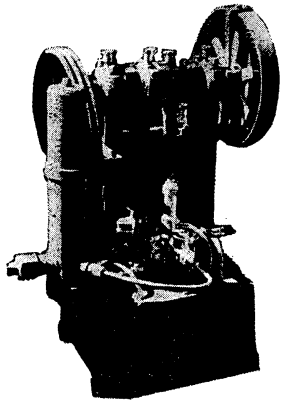
神戸市生田区中町通2-16-1

日生川崎ビル3-7階

東京支社 東京都港区芝浜松町3-5

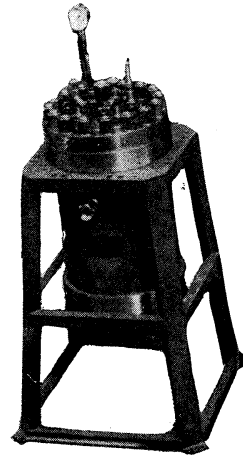
世界貿易センタービル

ヨシダの海洋試験機



超高圧テストポンプ

水 圧 試 験 装 置
高 圧 水 圧 ポ ン プ
流 水 実 験 装 置
恒 温 水 槽
回 流 水 槽
衝 撃 試 験 機
抗 張 力 試 験 機
摩 耗 試 験 機



高圧テスト容器

☆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

昭和46年2月15日印刷
昭和46年2月28日発行

う み 第9巻
第1号

定価 ¥400

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5-13
郵便番号:113
電話 (828) 3935

第 9 卷 第 1 号

目 次

原 著

- 超音波流速計による風浪の方向特性の測定(英文)
 岩田憲幸・稲田 亘 1
- 底魚漁場形成機構に関する研究 2. 東部ベー
 リング海における卓越風とアラスカ続流水の拡
 散について(英文)木原 興平 12

寄 稿

- $\sin \varphi/h$ の等値線 (仏文)
 片山紀子・宮下佐和・高野健三 23
- 海藻の生産力測定法 (英文) 市村 俊英 26

シンポジウム

第 10 回深海研究に関するシンポジウム

1. 海底地震観測の問題点 浅田 敏・島村英紀 35
 2. 海棚並びに海山, 海膨の山頂部における漸深
 海帯生物群 (英文) 堀越 増興 46
 3. 北太平洋西部深層水の温度場とそれから推測
 される流動 今脇 資郎 54
 4. えりも海山についての諸問題 土 隆一 65
 5. 海洋における化合状窒素の収支に及ぼす脱窒
 素の影響について (英文) F. A. RICHARDS 68
 6. 世界の海中作業基地について 佐々木忠義 78
- 学会記事 79

Tome 9 N° 1

SOMMAIRE

Notes originales

- Estimation of Directional Properties of Wind
 Waves by Ultrasonic Current Meter
 Noriyuki IWATA and Wataru INADA 1
- Studies on the Formation of Demersal Fishing
 Grounds 2. Analytical Studies on the Effect
 of the Wind on the Spreading of Water
 Masses in the Eastern Bering Sea
 Kohei KIHARA 12

Miscellanées

- Isoplèthes de $\sin \varphi/h$
 M^{lle} Noriko KATAYAMA,
 M^{lle} Sawa MIYASHITA et Kenzo TAKANO 23
- Current Techniques for Measuring the Pro-
 ductivity of Seaweeds Shun-ei ICHIMURA 26

Symposium

X^e Symposium sur la mer profonde

1. Sur l'observation séismique au fond océanique
 Toshi ASADA et Hideki SHIMAMURA 35
 2. Bathyal Fauna on the Deep-Sea Shelf and
 on the Top of the Rise and Seamount
 Masuoki HORIKOSHI 46
 3. Distribution de la température et le mouve-
 ment de l'eau dans les couches profondes
 au Pacifique de l'ouest Shiro IMAWAKI 54
 4. Problèmes relatifs au Mont Erimo
 Ryuichi TSUCHI 65
 5. Comments on the Effects of Denitrification
 on the Budget of Combined Nitrogen in the
 Ocean F. A. RICHARDS 68
 6. Situation actuelle des programmes de pénét-
 ration de l'homme sous l'eau
 Tadayoshi SASAKI 78
- Procès-Vervaux 79