
Tome 7

Février 1969

Numéro 1

う み

La mer

昭和 44 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 (東京大学) 冨永政英 (東京学芸大学) 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. 論文には必ず約500字の和文の要約をつけること。
5. 図および表は必要なもののみに限る。図はそのまま版下になるように縮尺を考慮して鮮明に黒インクで書き、論文の図および表には必ず英文 (または仏文) の説明をつけること。
6. 初校は原則として著者が行なう。
7. 報文には1編につき50部の別刷を無料で著者に進呈する。これ以上の部数に対しては、実費 (送料を含む) を徴収する。

Rédacteur en chef
Comité de rédaction

Yutaka IMAMURA (Tokyo University of Fisheries)
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 (University of Tokyo) Masahide TOMINAGA (Tokyo Gakugei 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.

Déformation de la houle de forme arbitraire par un changement brusque de la profondeur*

Kenzo TAKANO** et Hisako HARA**

Résumé: Par suite d'une étude précédente sur la propagation de la houle sinusoïdale à période unique dans un canal dont la profondeur change brusquement d'une constante à une autre, la présente note est consacrée à la propagation de la houle, toujours irrotationnelle et linéaire, mais apériodique. Comme une telle houle s'exprime en superposition d'innombrables ondes périodiques à différente longueur d'onde et à différente phase et que la vitesse de l'onde composante et l'intensité de sa réflexion par le changement de la profondeur dépendent de sa longueur d'onde, la houle incidente se déforme au cours de la propagation à la fois par la dispersion des ondes composantes et par la réflexion due au changement de la profondeur. Des exemples numériques montrent que l'effet du changement de la profondeur sur sa déformation est si faible qu'il n'est pas distinct de celui de la dispersion.

Position du problème

Un nombre considérable d'études, tant expérimentales que théoriques, portent sur le problème de la houle se propageant dans un canal à profondeur variable, se référant en particulier au processus dynamique qui régit l'allure de la houle sur les plateaux continentaux et insulaires ou dans les baies ou les estuaires. Dans la plupart des cas, on suppose que la houle incidente est un train d'ondes sinusoïdales se composant d'un nombre infini de crêtes et de creux. Cependant, dans quelques cas pratiques, la houle incidente se forme d'un petit nombre de crêtes ou de creux, comme cela étant les cas du tsunami et des ondes solitaires. La déformation d'une telle houle due à la réflexion et à la transmission par un changement de la profondeur vaut la peine d'être étudiée, parce que sa propagation peut être complètement différente de celle de la houle ayant un grand nombre ou un nombre infini de crêtes et de creux.

Dans une note précédente (TAKANO, 1967), une série de calculs numériques ont été faites pour évaluer l'effet d'un changement brusque de la profondeur sur la propagation d'un train d'ondes sinusoïdales à longueur d'onde arbitraire dans un canal de longueur indéfinie (cf. figure 1). Les coefficients de réflexion et de transmission ont été

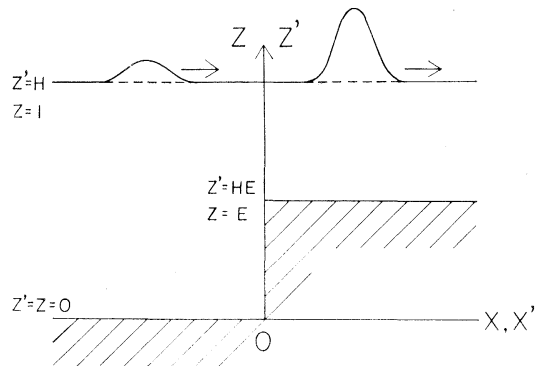


Fig. 1. Système de coordonnées.

obtenus en fonction de la longueur d'onde pour de divers paramètres géométriques sur l'hypothèse que le mouvement est linéaire et irrotationnel.

La présente note est alors consacrée à l'étude de la propagation de la houle apériodique, de forme arbitraire. Il s'agit toujours du cas d'un changement brusque de la profondeur dans un canal de longueur indéfinie.

Analyse

La méthode de l'analyse est celle de la note précitée. La figure 1 montre le système de coordonnées. La profondeur du canal change en gradins de H à $H \times E$ ($E < 1$). Il est commode d'introduire les quantités non dimensionnelles comme suit: $x = x'/H$, $z = z'/H$, $\omega = \omega' \sqrt{H/g}$, $t = t' \sqrt{g/H}$ et $\Phi = \Phi' / (H \sqrt{gH})$, où ω' désigne la fréquence angulaire d'une onde composante, t' le

* Manuscrit reçu le 4 Novembre 1968

** Institut de Recherche Océanique, Université de Tokyo

temps, g l'accélération de la pesanteur et Φ' le potentiel des vitesses. La vitesse \sqrt{gH} ou $\sqrt{gH(1-E)}$ et la dénivellation de la surface libre s'écrivent en forme non dimensionnelle: 1 pour $x < 0$, $\sqrt{1-E}$ pour $x > 0$ et $\left[\frac{\partial \Phi}{\partial t} \right]_{z=1}$ respectivement.

Selon la méthode précédente, nous avons pour le train d'ondes sinusoïdales à fréquence angulaire ω :

$$\Phi = \begin{cases} \left. \begin{aligned} \phi_1 &= \cosh kz e^{i(\omega t - kx)}, \\ \phi_2 &= b_0 \cosh kz e^{i(\omega t + kx)} \\ &+ \sum_{n=1}^{\infty} b_n \cos \lambda_n z e^{\lambda_n x + i\omega t}, \end{aligned} \right\} \text{ pour } x \leq 0, \\ \left. \begin{aligned} \phi_3 &= c_0 \cosh \mu(z-E) e^{i(\omega t - \mu x)} \\ &+ \sum_{n=1}^{\infty} c_n \cos \delta_n(z-E) e^{-\delta_n x + i\omega t}, \end{aligned} \right\} \text{ pour } x \geq 0, \quad (1)$$

où ϕ_1 représente le potentiel des vitesses de la houle incidente se propageant vers x positif, ϕ_2 et ϕ_3 les potentiels des vitesses des houles réfléchi et transmise, b_i et c_i ($i=0, 1, \dots, \infty$) sont des constantes complexes et k, μ, λ_n et δ_n ($\lambda_{n+1} > \lambda_n, \delta_{n+1} > \delta_n, n=1, \dots, \infty$) sont les racines des équations:

$$\begin{aligned} \omega^2 &= k \tanh k = \mu \tanh \mu(1-E) = -\lambda_n \tan \lambda_n \\ &= -\delta_n \tan \delta_n(1-E). \end{aligned} \quad (2)$$

Les constantes b_i et c_i sont déterminées par les conditions le long de $x=0$:

$$\left. \begin{aligned} \phi_1 + \phi_2 &= \phi_3, \\ \frac{\partial}{\partial x}(\phi_1 + \phi_2) &= \begin{cases} \frac{\partial \phi_3}{\partial x}, & \text{pour } E \leq z \leq 1, \\ 0, & \text{pour } 0 \leq z \leq E. \end{cases} \end{aligned} \right\}$$

Rappelons que la singularité à l'arête $x=0, z=E$ est déjà étudiée en détail dans une note précédente (TAKANO, 1962).

En supposant que la houle incidente à un point $x=x_0$ soit en forme de $\zeta=Z_0(t)$ où $Z_0(t)$ est une fonction arbitraire du temps, on a:

$$Z_0(t) = \int_{-\infty}^{\infty} i\omega W(\omega) [\phi_1]_{x=x_0, z=1} d\omega.$$

La fonction de poids $W(\omega)$ est donnée par:

$$\begin{aligned} i\omega W(\omega) \cosh k e^{-ikx_0} \\ = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} Z_0(t) e^{-i\omega t} dt. \end{aligned} \quad (3)$$

Le problème aboutit au calcul de la dénivellation de la surface libre Z_i par:

$$Z_i(x, t) = \int_{-\infty}^{\infty} W(\omega) \zeta_i(\omega) d\omega$$

$$= \int_{-\infty}^{\infty} i\omega W(\omega) [\phi_i]_{z=1} d\omega, \quad (4)$$

($i=1, 2, 3$),

où les souscrits $i=1, 2, 3$ se réfèrent aux houles incidente, réfléchi et transmise.

Il ne s'agit ici que de la houle progressive. On néglige alors tous les termes contenant $e^{\lambda_n x}$ ou $e^{-\delta_n x}$ dans les relations (1), car λ_n et $\delta_n(1-E)$ sont plus petits que $n\pi$ mais s'approchent rapidement de $n\pi$ avec n et $e^{\lambda_n x}$ et $e^{-\delta_n x}$ deviennent très petits si $|x|$ est plus grand que 2 ou 3.

On a ainsi:

$$\begin{aligned} Z_1 &= \int_{-\infty}^{\infty} i\omega W(\omega) \cosh k e^{i(\omega t - kx)} d\omega, \\ Z_2 &= \int_{-\infty}^{\infty} i\omega W(\omega) b_0 \cosh k e^{i(\omega t + kx)} d\omega, \quad (5) \\ Z_3 &= \int_{-\infty}^{\infty} i\omega W(\omega) c_0 \cosh \mu(1-E) e^{i(\omega t - \mu x)} d\omega. \end{aligned}$$

Alors que b_n et c_n ($n \geq 1$) sont négligés dans la transformation de (1) en (5), les quatre premiers termes d'entre eux sont conservés dans la détermination préliminaire de b_0 et c_0 . Il convient de noter que les quatre premiers termes sont suffisants pour obtenir b_0 et c_0 avec une bonne précision (TAKANO, 1967).

L'intégration numérique de (5) est effectuée entre les limites de l'intégrale α et β au lieu des infinis négatif et positif. En principe, la méthode de Simpson est utilisée. Elle n'est toutefois plus utilisable dans le cas où $|t|$ ou $|x|$ ou $|x_0|$ sont grands, à moins que l'intervalle (α, β) ne soit divisé en très grand nombre, puisque les fonctions à intégrer sont trop variables avec ω à cause des facteurs oscillants $e^{i(\omega t + kx)}, e^{i(\omega t - \mu x)}$, etc. Lorsque $|t|$ est grand, la méthode de Filon peut être immédiatement utilisée. Lorsque $|x|$ ou $|x_0|$ sont grands, un préliminaire est nécessaire pour l'application de celle-ci.

Soit $f(\omega)$ une fonction linéaire de ω à déterminer.

Le nombre d'onde k est d'abord approché par $f(\omega)$ dans deux divisions adjacentes ($\omega_i \leq \omega \leq \omega_{i+1}$ et $\omega_{i+1} \leq \omega \leq \omega_{i+2}$, i étant un entier pair) de sorte que $[k-f(\omega)]_{\omega=\omega_i} = [k-f(\omega)]_{\omega=\omega_{i+2}} = [f(\omega)-k]_{\omega=\omega_{i+1}}$, comme schématisé dans la figure 2, bien que ce procédé simple de la détermination de $f(\omega)$ ne soit certainement pas la meilleure au point de vue mathématique. Ensuite, $\omega t \pm k \times (x \pm x_0)$ s'expriment en fonction linéaire de ω au moyen de $f(\omega)$ pour appliquer la méthode

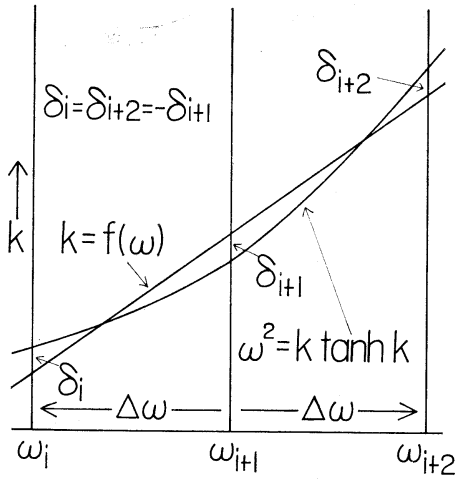


Fig. 2. Schéma de l'approximation de k par une fonction de ω .

de Simpson ou la méthode de Filon selon la grandeur du coefficient de ω . C'est aussi le cas de μ . Il est signalé que MOMOI (1965) montre l'avantage de la méthode de Filon en comparaison de la méthode de Simpson par plusieurs exemples numériques.

Exemples numériques

A titre d'exemple, quelques résultats numériques

se montrent dans les figures 3 à 14. Le tableau 1 précise la fonction $Z_0(t)$ et les paramètres caractéristiques $p, x_0, E, \beta, k(\beta)$ et $\mu(\beta)$.

La fonction $Z_0(t)$ à $x=x_0$ est supposée symétrique par rapport à t . Cela permet de transformer l'intégrale (5) en $\int_{-\infty}^{\infty} () d\omega = 2 \int_0^{\beta} () d\omega$ avec $\alpha=0$. La limite de l'intégrale β est choisie de façon que $|W(\beta)|$ devienne suffisamment petite. Lorsque le nombre des divisions est fixé, l'intervalle $\Delta\omega$ s'élargit d'autant plus que l'on donne une plus grande valeur à β . Par suite, l'intégration numérique devient moins précise à cause de l'élargissement de $\Delta\omega$ d'une part, mais peut devenir plus précise à cause d'une meilleure approximation de la limite de l'intégrale ∞ par une plus grande valeur de β d'autre part. L'intervalle $(0, \beta)$ est divisé en 160 au maximum dans les présents exemples. La meilleure valeur de β pour 160 divisions n'est déterminée que par des calculs expérimentaux. Les $k(\beta)$ et $\mu(\beta)$ sont les valeurs de k et μ à la limite $\omega=\beta$.

La houle incidente est le résultat de la superposition d'ondes sinusoïdales périodiques dont la fréquence angulaire s'étend sur l'intervalle $(0, \beta)$. Si toutes ses ondes composantes sont très longues par rapport à la profondeur et si nous

Tableau 1. Fonction $Z_0(t)$ et paramètres caractéristiques.

cas	$Z_0(t)$	p	x_0	E	β	$k(\beta)$	$\mu(\beta)$
1a		0,04791	-5	0,4	0,3593	0,3673	0,4700
1b		0,04791	-5	0,95	0,3593	0,3673	1,609
2	$e^{-p^2 t^2}$	0,10381	0	0,95	0,7785	0,8666	3,500
3a		0,1597	0	0,4	0,9582	1,1316	1,363
3b		0,1597	0	0,95	1,1179	1,409	5,053
4a		0,3194	0	0,4	1,597	2,580	2,747
4b		0,3194	0	0,95	1,597	2,580	7,298
5a		0,4791	0	0,4	2,635	6,945	6,945
5b		0,4791	0	0,95	2,635	6,945	12,513
6	$pt \operatorname{cosech} pt$	0,7666	0	0,95	1,533	2,391	6,994
7	$\operatorname{sech} pt$	0,09582	0	0,4	0,7187	0,7868	0,9786
8		0,3513	0	0,95	2,635	6,945	12,513
9		0,6707	0	0,95	2,348	5,513	11,007
10		1,0221	0	0,95	3,066	9,404	14,89
11	$(1+t^2/p^2)^{-1}$	1,315	0	0,95	3,802	14,46	19,35
12		4,696	0	0,95	1,916	3,678	8,843
13	$(1+t^2/p^2)^{-2}$	6,261	0	0,95	1,437	2,126	6,541

laissons de côté l'effet des termes non linéaires qui augmente avec la longueur d'onde, elles se propagent à la vitesse unique 1 dans le domaine $x < 0$ et $\sqrt{1-E}$ dans le domaine $x > 0$ et l'effet du changement de la profondeur est indépendante de ω : le coefficient de transmission est donné par $2/(1+\sqrt{1-E})$ et le coefficient de réflexion par $(1-\sqrt{1-E})/(1+\sqrt{1+E})$. Il est donc évident qu'il n'a lieu aucune déformation particulière au changement de la profondeur et que les houles réfléchié et transmise sont de forme similaire à la houle incidente, bien que la houle réfléchié soit moins haute et la houle transmise soit plus haute que la houle incidente. Si les longueurs d'onde de quelques-unes de ses ondes composantes ne sont ni très longues, ni très courtes par rapport à la profondeur, leurs coefficients de réflexion et de transmission ne sont plus indépendants de ω . Une déformation de la houle incidente est alors possible à cause du changement de la profondeur. Dans ce cas, elle se déforme, toutefois, non seulement par la réflexion et la transmission mais encore par la dispersion des ondes composantes qui n'ont plus la célérité unique 1 ou $\sqrt{1-E}$. C'est donc pour distinguer l'effet du changement de la profondeur que nous avons calculé Z_1 pour $x > 0$ aussi, en supposant que la profondeur est constante partout.

Exemple 1. $Z_0 = e^{-p^2 t^2}$

L'équation (2) donne:

$$i\omega W(\omega) = e^{-\omega^2/(4p^2) + ikx_0} / (2p\sqrt{\pi} \cosh^2 k).$$

La variation de la cote avec le temps s'illustre à plusieurs points dans les figures 3 à 6. Dans les cas 1a, b et 2a, b, les houles réfléchié et transmise sont de forme similaire à la houle incidente, parce

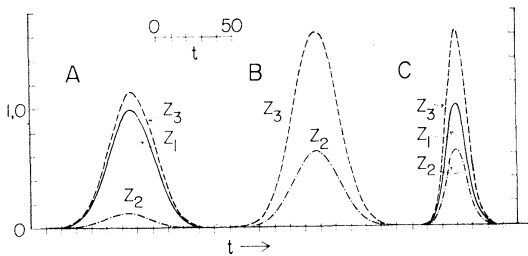


Fig. 3. Houles incidente (Z_1), réfléchié (Z_2) et transmise (Z_3) dans les cas 1a, b et 2 où $Z_0 = e^{-p^2 t^2}$, $p = 0,04791$ et $0,10381$. Elles ne varient pas avec x . La houle incidente dans le cas 1b est de la même forme que dans le cas 1a. A: cas 1a; B: cas 1b; C: cas 2.

que toutes les ondes composantes sont si longues que leurs célérités ne varient pas avec ω . La figure 3 montre:

$$\begin{aligned} |Z_2/Z_1| &= \begin{cases} 0,127 & \text{pour } E=0,4, \\ 0,635 & \text{pour } E=0,95, \end{cases} \\ |Z_3/Z_1| &= \begin{cases} 1,127 & \text{pour } E=0,4, \\ 1,635 & \text{pour } E=0,95, \end{cases} \end{aligned}$$

qui sont justement les coefficients de réflexion et de transmission en formule ci-dessus pour une houle monochromatique, longue (cf. TAKANO, 1967, Fig. 9), Comme cela étant facilement prévu, ces coefficients paraissent un peu plus petits dans le cas 2 que dans le cas 1b où les ondes composantes se bornent à une gamme de longueurs d'onde moins étendue.

On pourrait dire qu'il n'y a pratiquement

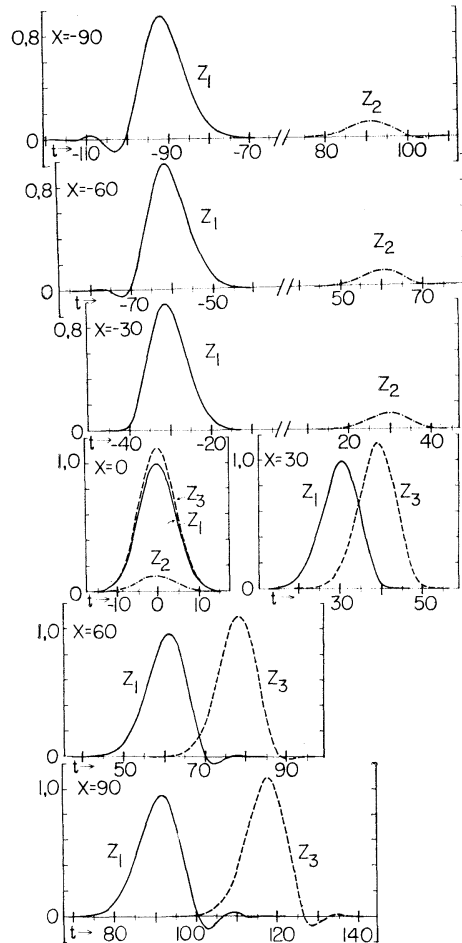


Fig. 4a. Houle dans le cas 3a où $Z_0 = e^{-p^2 t^2}$, $p = 0,1597$, $x_0 = 0$, $E = 0,4$.

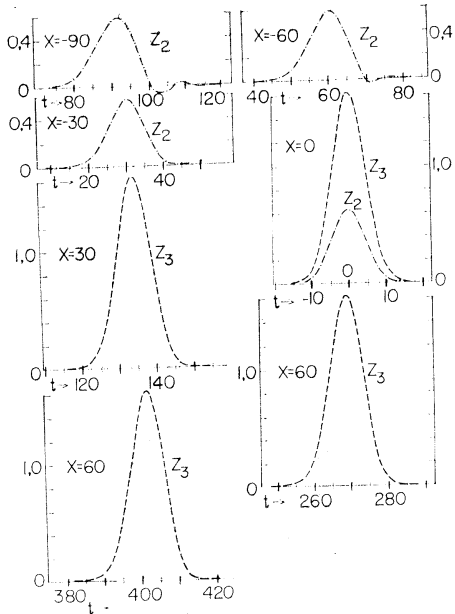


Fig. 4 b. Houle dans le cas 3b où $Z_0 = p^2 t^2$, $p=0,1597$, $x_0=0$, $E=0,95$. Z_1 est la même que dans la figure 4a.

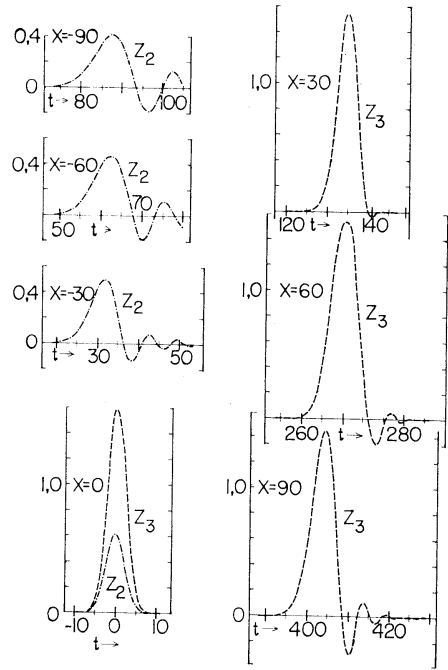


Fig. 5 b. Houle dans le cas 4b où $Z_0 = e^{-p^2 t^2}$, $p=0,3194$, $x_0=0$, $E=0,95$. Z_1 est la même que dans la figure 5a.

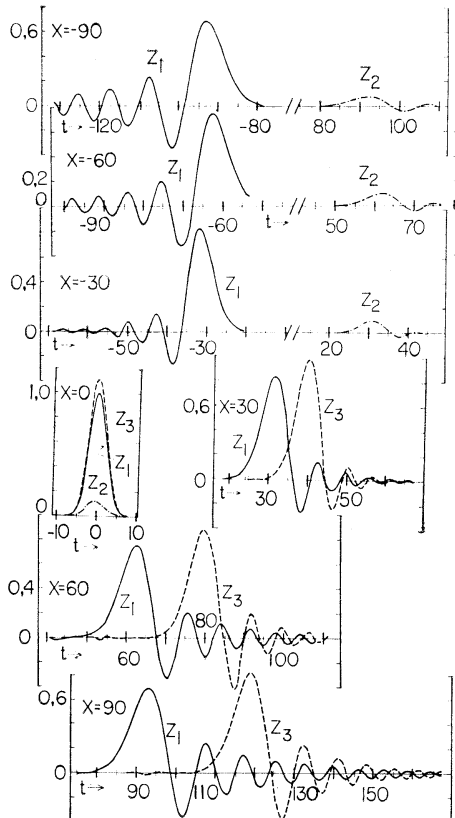


Fig. 5 a. Houle dans le cas 4a où $Z_0 = e^{-p^2 t^2}$, $p=0,3194$, $x_0=0$, $E=0,4$.

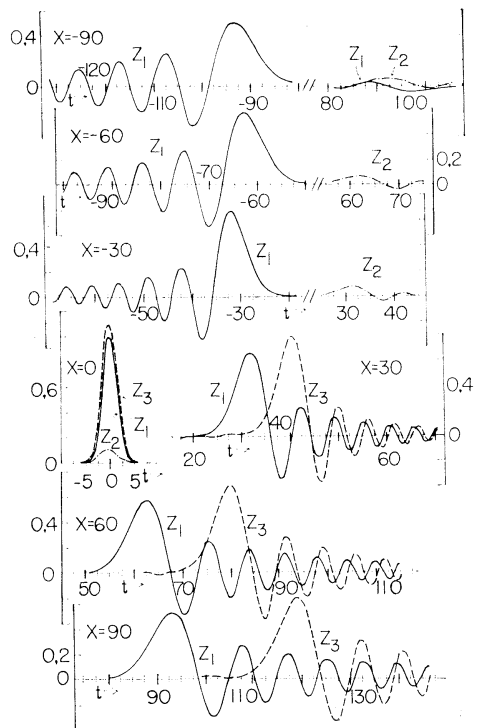


Fig. 6 a. Houle dans le cas 5a où $Z_0 = e^{-p^2 t^2}$, $p=0,4791$, $x_0=0$, $E=0,4$.

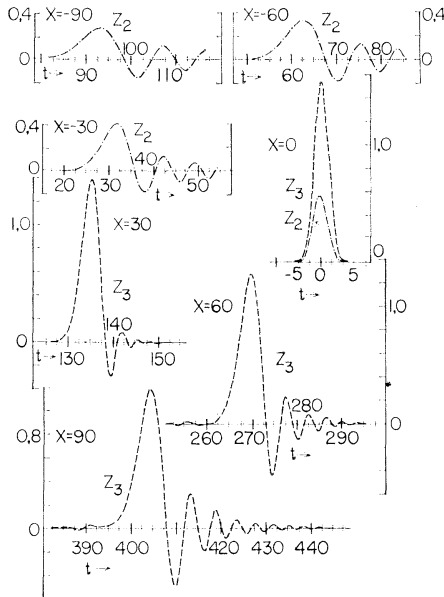


Fig. 6b. Houle dans le cas 5 b où $Z_0 = e^{-p^2 t^2}$, $p = 0,4791$, $x_0 = 0$, $E = 0,95$. Z_1 est la même que dans la figure 6a.

aucune déformation dans les cas 1 et 2 au cours de la propagation. C'est pour $p = 0,1597$ qu'une déformation commence à apparaître d'une manière frappante.

Il convient de noter que TAKAHASI (1964) a calculé la propagation d'une houle dans un canal dont la profondeur change graduellement d'une constante à une autre avec une zone du raccordement où elle change en parabole. Il a montré qu'une houle de forme $e^{-p^2 t^2}$ donnée à la frontière entre la zone du raccordement et la zone plus profonde en amont est transformée par la réflexion à la pente parabolique en deux parties distinctes dans la zone moins profonde à l'aval: l'une similaire à la houle incidente et l'autre se composant d'un seul creux moins cambré et plus étendu que la houle incidente. Il s'ensuit de la superposition de ces deux sortes de houles ayant une seule crête ou un seul creux que la houle transmise a une crête et deux creux symétriques peu profonds en avant et en arrière de la crête. Une telle tendance ne se manifeste pas dans notre résultat. Il n'existe pas de creux en avant de la crête. Alors que des creux suivent la crête pour $p \geq 0,1597$, la principale cause n'en est probablement pas le changement de la profondeur mais la dispersion des ondes composantes

au cours de la propagation en profondeur constante. Nous nous demandons si la divergence entre le sien et le nôtre s'explique par l'existence de la zone du raccordement parabolique.

Exemple 2. $Z_0 = pt \operatorname{cosech} pt$

L'équation (2) donne:

$$i\omega W(\omega) = \pi e^{ikx_0} \left(4p \cosh k \cdot \cosh^2 \frac{\pi\omega}{2p} \right)$$

La figure 7 montre que la déformation ne diffère pas beaucoup de celle dans le cas 4b où

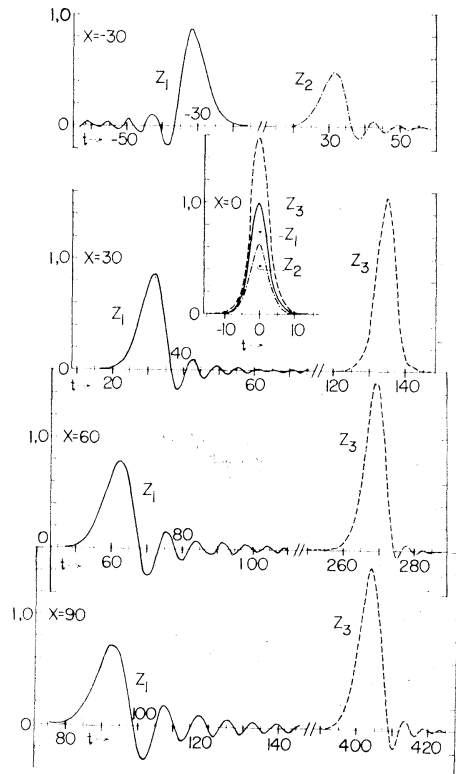


Fig. 7. Houle dans le cas 6 où $Z_0 = pt \operatorname{cosech} pt$, $p = 0,7666$, $x_0 = 0$, $E = 0,95$.

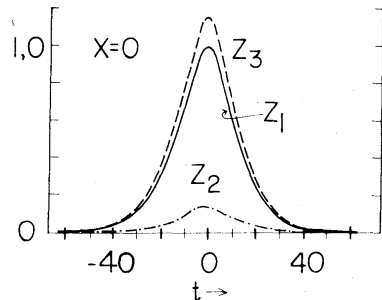


Fig. 8. Houle dans le cas 7 où $Z_0 = \operatorname{sech} pt$, $p = 0,09582$, $x_0 = 0$, $E = 0,4$.

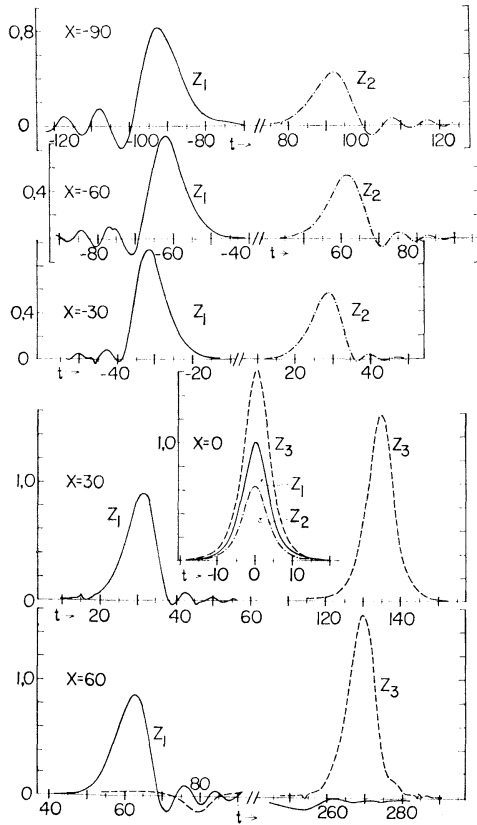


Fig. 9. Houle dans le cas 8 où $Z_0 = \text{sech } pt$, $p = 0,3513$, $x_0 = 0$, $E = 0,95$.

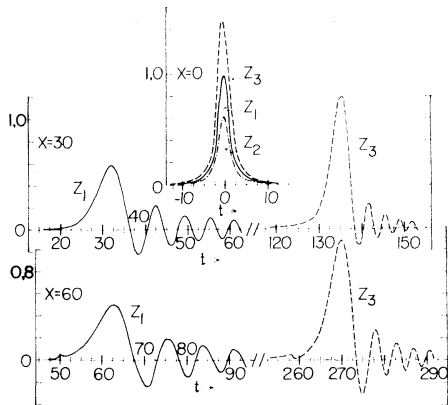


Fig. 10. Houle dans le cas 9 où $Z_0 = \text{sech } pt$, $p = 0,6707$, $x_0 = 0$, $E = 0,95$.

$Z_0 = e^{-p^2 t^2}$ avec $p = 0,3194$

Exemple 3. $Z_0 = \text{sech } pt$

Selon l'équation (2), on a :

$$i\omega W(\omega) = e^{ikx_0} \left/ \left(2p \cosh k \cdot \cosh \frac{\pi\omega}{2p} \right) \right.$$

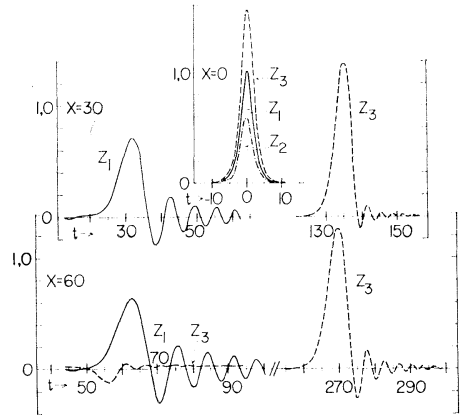


Fig. 11. Houle dans le cas 10 où $Z_0 = \text{sech } pt$, $p = 1,0221$, $x_0 = 0$, $E = 0,95$.

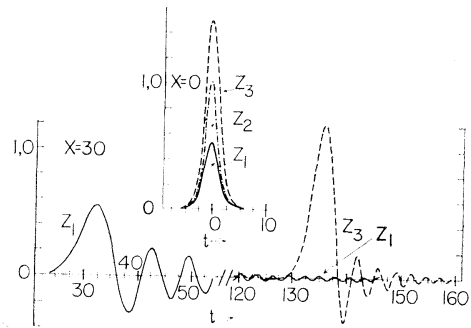


Fig. 12. Houle dans le cas 11 où $Z_0 = (1+t^2/p^2)^{-1}$, $p = 1,315$, $x_0 = 0$, $E = 0,95$.

La dénivellation Z_0 pour $p = 0,09582$ ne diffère pas beaucoup de $Z_0 = e^{-p^2 t^2}$ pour $p = 0,04791$ (cas 1b, Fig. 3). Les houles incidente, réfléchiée et transmise ne changent pas leur forme, elles non plus, avec x . On voit dans les figures 7 à 11 que Z_0 pour $p = 0,3513$, $0,6707$ et $1,0221$ sont à peu près comparables à Z_0 dans les figures 4b, 5b et 6b (cas 3b, 4b et 5b) respectivement et que la houle de ce type se déforme par la dispersion plus facilement que la houle du type $e^{-p^2 t^2}$.

Exemple 4. $Z_0 = (1+t^2/p^2)^{-1}$

Il vient :

$$i\omega W(\omega) = e^{-p\omega + ikx_0} / (2 \cosh k).$$

La comparaison des figures 12 et 13 avec les figures 5b et 3(c) (cas 4b et 2) montre que la houle de ce type est également plus déformable que la houle du type $e^{-p^2 t^2}$.

Exemple 5. $Z_0 = (1+t^2/p^2)^{-2}$

Il vient :

$$i\omega W(\omega) = p(1+p\omega)e^{-p\omega + ikx_0} / (4 \cosh k).$$

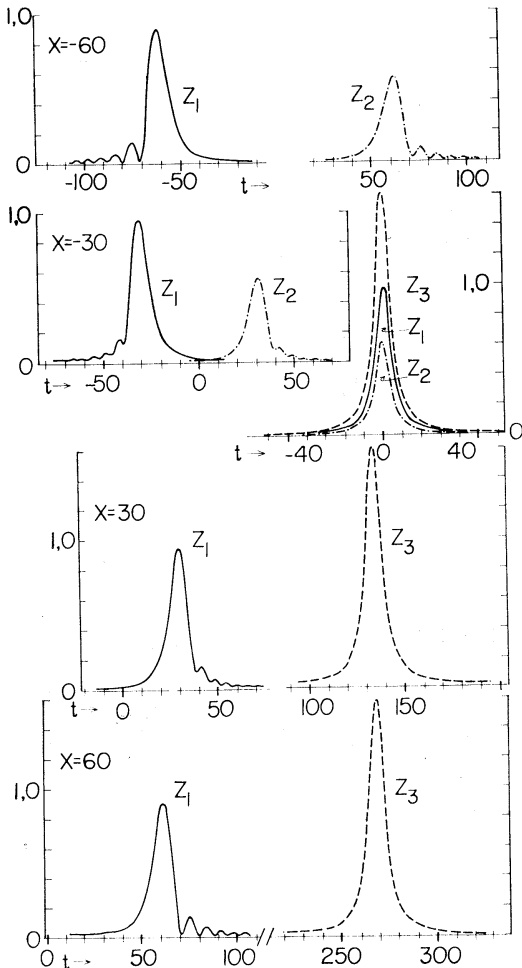


Fig. 13. Houle dans le cas 12 où $Z_0 = (1 + t^2/p^2)^{-1}$, $p = 4,696$, $x_0 = 0$, $E = 0,95$.

La figure 14 en comparaison de la figure 4b (cas 3b) montre que celle-ci est toujours plus facile à se déformer que la houle $e^{-p^2 t^2}$.

Remarque

La houle $e^{-p^2 t^2}$ est la moins déformable par la dispersion au cours de la propagation dans un canal à profondeur constante. Alors que toutes les houles dans les exemples ci-dessus ne sont pas très loin d'une onde solitaire qui s'écrit $Z = a \operatorname{sech}^2(x/2b)$ avec $b^2 = H^2(H+a)/3a$, elles changent considérablement leurs formes d'elles-mêmes au cours de la propagation à cause de la propriété dispersive des ondes composantes de Z_0 . La déformation due à la dispersion des ondes composantes ne permet pas de bien mettre en

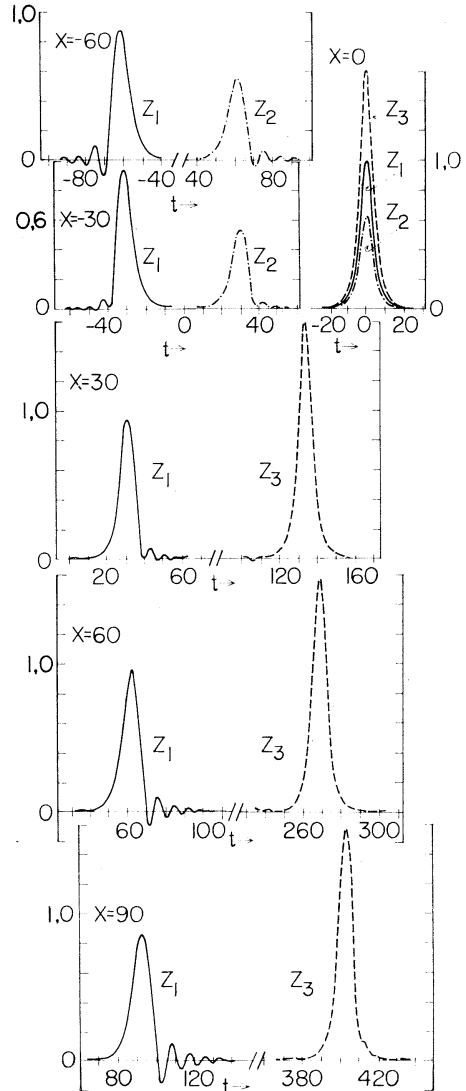


Fig. 14. Houle dans le cas 13 où $Z_0 = (1 + t^2/p^2)^{-2}$, $p = 6,261$, $x_0 = 0$, $E = 0,95$.

relief l'effet du changement brusque de la profondeur. Il est tout de même sûr dans le cadre linéaire que la déformation d'une houle se composant d'un certain nombre de crêtes ou de creux n'a pas lieu d'une manière frappante par la transmission et la réflexion dues au changement brusque de la profondeur, bien que ce soit qualitativement possible.

Une importante partie de la programmation a été faite par Madame Hiroshuke NAKAZAWA et Mademoiselle Kazuko KUROKAWA.

Bibliographie

- MOMOI, T. (1965): Tsunami in the vicinity of a wave origin [III]. Bull. Earthq. Res. Inst., **43**, 53-93.
- TAKAHASI, R. (1964): Coastal effects upon tsunami and storm surges. Bull. Earthq. Res. Inst., **42**, 175-180.
- TAKANO, K. (1960): Effet d'un obstacle parallélépipédique sur la propagation de la houle. La Houille Blanche, (3), 247-267.
- TAKANO, K. (1967): Effet d'un changement brusque de profondeur sur une houle irrotationnelle. La mer, **5**, 100-116.

深さの急な変化による重力波の変形

高野 健三 原 尚子

要旨: 無限個の峯と谷を持つ正弦波の連りが, 階段状に急に深さが変わる水路を伝はる場合については, 既に前回の報文で述べた。今回は, 同様の水路を, 任意の形を持つ波, 或ひは, 有限個の峯, 又は谷を持つ波が進行する場合を扱ふ。波は線型, 非回転である。計算例として唯一つの峯を持つ(例へば, 孤立波に似た)波を入射波として与へ, 進行に伴ふ波形の変化を図示する。この種の波は, 波長が零から無限大までの無数の波を重ね合せたものとして表現される。これらの成分波が, 深さの変化によって反射する際, 反射の強さは, それぞれの波長によって異なるため, 透過波, 反射波の形に変化がおこることが期待される。他方, 入射波の成分波の速さも波長によって異なるから, 深さが変らなくとも, 時間の経過と共に波形が変化する。これら二つの原因による波形の変化を計算例について比べてみると, 深さの変化による反射は, 波形の変化の上では, 著しい効果を持たないことが分る。

Some Comparison between the Values of Properties Estimated by Vertical Interpolations and those Observed in the Water Sampling*

Hideo SUDO**

Abstract: An interpolated value of a water property at a standard depth, or at a fixed level, of an oceanographic station at a certain time may be considered to be an estimate affected by the variation consisting of three parts, the measurement error, short period oscillations, or small scale fluctuations, and the interpolation error. As the variation of the second part of the above is usually larger than either of other two errors and these three parts are not independent, it is convenient in practice to use the comprehensive variation of them as a sampling error or a sampling variation in a wide sense. In order to estimate such sampling errors as this, on the basis of observations at stations where bottles were closely spaced, the confidence intervals for the deviations of values of temperature, salinity and dissolved oxygen interpolated by simple formulae from observed values with confidence coefficient 0.99 are made for various oceanic conditions in several regions. The interpolation for a depth in the surface and intermediate layers including the main thermocline has little significance. In the deep water, if the sampling density is sufficient to represent their vertical profiles, the limits of sampling errors can be reduced to the extents slightly larger than those of measurement errors. In case of bottle spacing at intervals of 500 m in the Kuroshio region, the values at a depth more than about 2,500 m can be estimated within ranges of $\pm 0.02^\circ$, $\pm 0.005\text{‰}$ and $\pm 0.06\text{ ml/l}$.

1. Introduction

Values of water properties such as temperature, salinity and dissolved oxygen obtained by serial observations are given at discrete depths. In order to discuss horizontal distributions and time variations of them it is necessary that the observed values are interpolated to values at standard depths. The interpolated values have been considered to be estimates including measurement errors and interpolation errors. WOOSTER and TAFT (1958) estimated the error of a single thermometer reading from the analysis of within-pair variance and examined the distribution of closely spaced measurements of temperature and salinity at intermediate depths. Further, with the routine employment of the computer for oceanographic data processing several interpolation schemes have been devised and interpolation errors have been estimated statistically. RATTRAY (1962) proposed the interpolation procedure which

consists of taking the arithmetic mean of two three-point Lagrange interpolations using overlapping sets of points. Generally this method works satisfactorily and it has been commonly used. However, in certain situations the interpolated values are known to be unrealistic. By taking weighted parabolas based on a reference curve instead of taking the arithmetic mean from two parabolas, REINIGER and ROSS (1968) succeeded in minimizing the effect of the unfavorable parabola upon the result. Moreover, UEHARA (1967) compared interpolated values at standard depths from several formulae with those obtained from the classical graphical method by using observed values of temperature at 59 stations.

All of above investigations are based on the mere assumption that there should be always a unique distribution curve between depth and a water property. An interpolated value of a water property at a standard depth, or at a fixed depth, of an oceanographic station at a certain time may be considered to be an estimate affected by the variation consisting of three parts, the

* Received December 23, 1968

** Geophysical Institute, University of Tokyo

measurement error, short period oscillations, or small scale fluctuations, and the interpolation error. The variations caused by the second part of the above can be called sampling variations or sampling errors. They depend not only upon the vertical distributions, or characteristic curves, of properties but also upon turbulences and internal waves.

Recently, both low temperature and salinity have been able to be determined within ranges of nearly one tenth as wide as those in former days. Besides, most of the interpolated values can be made more accurate than the observed values by reason of utilization of values at near depths (RATTRAY, 1962). On the contrary, since the main causes of sampling errors are attributed to inevitable oceanic motions, it is supposed that whatever improved measurements or samplings may be taken, sampling errors cannot be reduced to small values within certain ranges. Then, sampling errors must be larger than the superposed values of measurement errors and interpolation errors in a general way. However, it is difficult to give a definition of the sampling error. It is very troublesome and of no use for analysis of hydrographic data to distinguish sampling errors from measurement errors and interpolation errors. For example, the interpolation error can be considered to be a sort of sampling error in space (WOOSTER *et al.*, 1958). Thus, syntheses of all the probable errors including measurement errors and interpolation errors for determination of the values of water properties are examined in the present study. They may be considered to be sampling errors in a wide sense. It should be noted that errors intended to be estimated in this paper are chiefly sampling errors in space, as stated in the next section.

It is the the first purpose of the present study to evaluate sampling errors of water properties in a wide sense under various oceanic conditions in several regions. To what extent values estimated by the vertical interpolation in a single observation may deviate from values obtained directly from the observation is examined. Further, a comparison of different simple interpolation formulae is made. The following discussion is intended to serve as a practical guide to the device of sampling programs and to

analysis of oceanographic data.

2. Time variations of the values of water properties

Sampling errors in time occur when a measurement is assumed to represent conditions over a period of time longer than that required for the measurement. While it takes about an hour, for instance, to make a hydrocast to a depth of 1,500 m or so, thermometers represent temperatures averaged over about a minute or so just before they are reversed. The magnitude of sampling errors in time, or of time variations, can be estimated from time series data such as those from anchor stations.

For the purpose of such an investigation a fixed station, *Atlantis* 2639, was taken about 180 miles northwest of Bermuda during four and a quarter days (SEIWELL, 1937). WOOSTER *et al.* (1958) found from analysis of two eight-day anchor stations (70.90 and 70.130) that in the upper few hundred meters where vertical gradients of temperature and salinity are unusually large, sampling errors due to vertical oscillations and errors resulting from uncertainty in the depth determination may be as large as 1 to 2° and 0.1‰. They stated that at greater depths, where vertical gradients are small, such errors are comparable to measurement errors.

It is quite natural that ranges of observed values increase with period. However, most of the ranges which are differences between maxima and minima during several days can be detected as fluctuations during twelve to twenty-four hours (Table 1). Fluctuations in temperature in the main thermocline exceed 0.5° in a few hours and their ranges still exceed 0.1° at depths within about 2,000 m in half a day. In deeper waters below about 2,000 m temperature variations in time lie within ranges of 0.05° and 0.07° or so during half a day and two days, respectively. The maximum values of dissolved oxygen variations, more than 0.5 ml/l in general, occur in the layer of photosynthesis between out 50 and 200 m. It appears likely that the depths at which fluctuations in dissolved oxygen are greater than 0.10 ml/l are confined to upper 2,500 m or so, yet in the still deeper water the range of its variation reaches nearly 0.10 ml/l or more.

All the water samples obtained through one hydrocast may be considered to be taken almost simultaneously, because the falling velocity of the messenger is usually from about 200 to 300 m/min and it takes only several minutes for it to fall along the wire more than 1,000 m. Therefore, the sampling errors estimated in the following can mainly rest with sampling errors in space. If they are smaller than sampling errors in time such as those shown in Table 1, the time variation with degrees of ranges as shown in the table is significant and in order to discuss the differences between interpolated values at a fixed depth obtained from two or more samplings the range of fluctuation, or the sampling error in time, at least must be eliminated from them. On the contrary, if sampling errors in space are larger than those in time, such variations as shown in Table 1 are of no significance and at

least the range of sampling error in space must be eliminated to discuss the differences in interpolated values at a fixed depth.

3. Method

Four cruises taking stations at which sampling depths were more closely spaced than the standard depths shown in Table 2 (SVERDRUP *et al.*, 1942. p. 357) were selected. A set consisting of observation depths which are respectively equal to or near, in most cases somewhat shallower on account of an inclination of wire, the corresponding standard depths was made for every station. For every property of temperature, salinity and dissolved oxygen (except for Step I), the values at the additional observation depths, except the quasi-standard depths, were estimated by interpolation using the observed values at the quasi-standard depths. In this

Table 1. Examples of maximum values of temperature and dissolved oxygen ranges during short periods within eight days.

(a) St. 2639 (35°07'N, 66°25'W)
(from SEIWELL, 1937)

(i) 13h 57m on July 9 to 20h 08m on July 13, 1936

Depth (m)	Number of samples	Temperature (°C)						
		Period (hours) Mean	1.5~3	3~6	6~12	12~24	24~48	48~96
50	22	20.71	1.43	1.73	2.01	2.40	2.42	2.66
100	22	18.52	0.43	0.50	0.66	0.80	0.80	0.80
200	22	17.80	0.10	0.13	0.21	0.21	0.31	0.31
400	22	17.19	0.14	0.20	0.26	0.31	0.33	0.33
600	22	14.91	0.41	0.76	0.91	1.02	1.02	1.02
800	22	10.80	0.67	0.70	1.05	1.42	1.42	1.42
1000	22	7.06	0.38	0.66	0.71	0.85	0.85	0.85

Depth (m)	Number of samples	Dissolved oxygen (ml/l)						
		Period (hours) Mean	1.5~3	3~6	6~12	12~24	24~48	48~96
50	22	5.32	0.17	0.32	0.32	0.34	0.39	0.39
100	22	5.05	0.49	0.49	0.49	0.49	0.52	0.60
200	22	4.74	0.21	0.21	0.21	0.21	0.22	0.30
400	22	4.55	0.12	0.19	0.26	0.26	0.26	0.26
600	22	4.04	0.19	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20
800	22	3.42	0.13	0.21	0.21	0.21	0.21	0.21
1000	21	4.03	0.19	0.19	0.23	0.25	0.25	0.29

(ii) 13h 57m on July 9 to 17h 00m on July 12, 1936

Depth (m)	Number of samples	Temperature (°C)				Dissolved oxygen (ml/l)			
		Period (hours)	6~12	12~24	24~48	Period (hours)	6~12	12~24	24~48
		Mean				Mean			
100	10	18.53	0.60	0.80	0.80	5.11	0.36	0.36	0.41
200	10	17.86	0.07	0.20	0.27	4.78	0.12	0.14	0.14
400	10	17.22	0.19	0.20	0.33	4.56	0.18	0.18	0.18
600	10	14.96	0.35	0.44	0.71	4.04	0.09	0.12	0.17
800	10	10.72	0.24	0.37	0.41	3.42	0.11	0.16	0.19
1000	10	7.00	0.24	0.26	0.31	4.06	0.19	0.25	0.25
1200	11	5.30	0.34	0.34	0.50	5.06	0.19	0.19	0.21
1400	11	4.61	0.21	0.21	0.29	5.51	0.13	0.13	0.15
1600	11	4.14	0.16	0.16	0.16	5.81	0.11	0.17	0.17
1800	11	3.82	0.13	0.13	0.16	6.00	0.13	0.20	0.20
2000	11	3.64	0.05	0.06	0.09	6.08	0.15	0.15	0.15
2250	11	3.49	0.05	0.05	0.06	6.06	0.09	0.11	0.13
2500	11	3.35	0.04	0.04	0.05	6.01	0.06	0.06	0.10
2750	11	3.18	0.04	0.04	0.04	5.98	0.06	0.08	0.08
3000	10	2.99	0.06	0.07	0.07	5.98	0.03	0.06	0.07
3250	10	2.80	0.04	0.07	0.07	5.96	0.03	0.06	0.08
3500	10	2.59	0.04	0.06	0.07	5.96	0.08	0.11	0.11
3750	10	2.46	0.03	0.03	0.03	5.95	0.07	0.07	0.07
4000	10	2.41	0.03	0.05	0.05	5.94	0.04	0.08	0.08
4250	10	2.38	0.03	0.03	0.03	5.89	0.06	0.09	0.09
4500	10	2.35	0.04	0.04	0.04	5.84	0.09	0.15	0.15
4750	10	2.34	0.02	0.02	0.03	5.81	0.10	0.12	0.12

(b) St. 70.90 (34°51'N, 124°33'W)
 (from SCRIPPS INSTITUTION OF OCEANOGRAPHY, 1960)
 0 h on Oct. 12 to 12 h on Oct. 19, 1950

Depth (m)	Temperature (°C)					Dissolved oxygen (ml/l)						
	Period (hours)	12	24	48	96	180	Period (hours)	12	24	48	96	180
	Mean						Mean					
100	9.33	0.59	0.59	0.59	0.59	0.59	2.49	0.81	0.89	1.17	1.44	1.80
200	8.51	0.17	0.17	0.21	0.21	0.21	1.48	0.42	0.47	0.55	0.56	0.58
400	7.42	0.25	0.30	0.33	0.33	0.33	0.90	0.13	0.20	0.26	0.26	0.26
600	5.92	0.41	0.41	0.41	0.46	0.46	0.50	0.18	0.19	0.23	0.23	0.25
1000	4.04	0.18	0.18	0.18	0.19	0.19	0.50	0.18	0.21	0.28	0.28	0.28

Number of used samples is 16 (at regular intervals of 12 hours).

way differences between interpolated values and observed values obtained directly at the same depths were made.

Interpolation methods used in the examinations are based on four simple formulae: (i) a linear

interpolation utilizing one point above and one below the depth of interpolation, (ii) a parabolic, two above and one below, (iii) another parabolic, one above and two below, and (iv) taking the arithmetic mean of values by (ii) and (iii)

(Fig. 1).

For every group of stations samples were classified by two specific variables in respect of every property. One is the differential coefficient of the second order of the property with respect to the depth. It expresses such a value like the curvature of the property-depth curve. Its value depends upon a character of the vertical

structure of the property, or upon the water mass characteristics. For example, the value with respect to temperature is generally positive and decreases with depth, but in and near the thermocline layer it varies widely and often changes into negative values. Another is a specific value which may be named "interpolation dimension". This is defined as the product of

Table 2. Standard depths of observations and some examples in close spacings. The values of properties at depths in parentheses are interpolated from values observed at depths without parentheses or brackets, which correspond to standard depths except the additional* examination for JEDS-10. The deviations of interpolated values from observed values at depths in parentheses are examined.

Standard depth (m)	Examples in close spacings (m)				
	KT-66-15 St. 1	St. I ₂₃	JEDS-10 St. I ₂₃ *	Gulf Str. '60 St. 170	Step I St. 74
0	0	0		1	0
10	10	10			
20	24	20			24
30		30			41
50	48	50		50	59
75	73	75			82
100	97	100		99	100
					(132)
150	147	163		149	160
					(182)
200	197	217		198	199
	(249)	(271)			(243)
300	300	326		297	298
	(352)				
400	404	430		396	396
	(456)				
500	509	532		495	495
600	592	635		594	596
	(639)				
	(685)			(693)	(696)
800	(729)	(738)			
	776	841	841	792	798
	(823)				
	(869)			(891)	(901)
1000	962	1047	1047	990	1005
					(1159)
1200	1149	1248	(1248)	1190	1214
1500	1436	1499	1499	1394	1425
		(1748)	(1748)	(1600)	(1690)
2000	1918	1996	1996	1900	1954
		(2243)	(2243)	(2200)	(2218)
2500	2403	2491	2491	2500	2481
		(2737)	(2737)		[2743]
3000		2983	2983	2800	3004
		[3231]	(3231)	(3200)	[3285]
		[3476]	3476	(3600)	
4000		3993	3993	4000	
		[4242]	[4242]		
5000		[4490]	4490	[4400]	
				4800	
				[5184]	

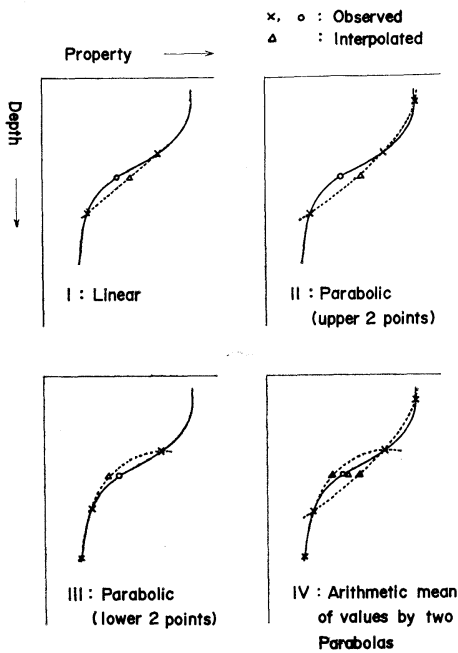


Fig. 1. Interpolations by four simple methods.

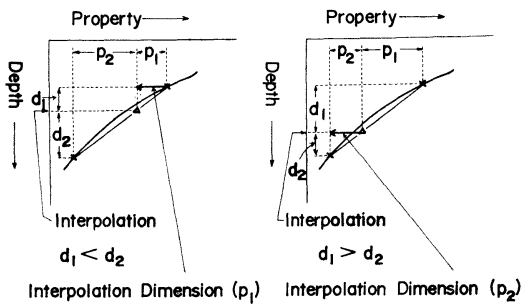


Fig. 2. Definition of "interpolation dimension".

For convenience of calculation, it is taken positive or negative according as the property decreases or increases in value with depth.

the gradient of the property value at the interpolation point and the distance between the point and its nearer adjacent point where the observed value is given (Fig. 2). Of course, the interpolation error must decrease as this interpolation dimension is smaller.

Samples examined were classified according to every power of 10 of their differential coefficients of the second order distinguished by their signs. Since these differential coefficients were calculated from the values only at the quasi-standard depths, three points for numerical differentiation

scattered over a distance of several hundred meters or more in the deep waters. Consequently, they do not always show adequate values, yet adopting the above differential method was necessary for standardizing. With respect to the interpolation dimension, samples for temperature were classified into sixteen groups by class limits 0.05, 0.1, 0.25, 0.5, 0.75, 1.0 and 1.5° with respective signs, positive and negative, similarly for salinity into twelve groups by class limits 0.01, 0.025, 0.05, 0.1 and 0.25‰ and for dissolved oxygen into eight groups by class limits 0.1, 0.25 and 0.5 ml/l. A sample that is considered to belong to the different population judging from its value and from the depth where it was taken was excluded from the class or was placed in another class with the same ranges. For every class to which five or more samples belong, the confidence intervals for the deviations of interpolated values obtained by respective methods from observed values with confidence coefficient 0.99 are made.

The statistical procedure mentioned above is based on the absurd assumption that every sample at a station was taken at the same time. As only four or less samples are used for interpolation at a depth, it is not always improper to neglect time lags of bottle reversings, as mentioned in the previous section. Two or more casts at a station are treated as a single cast. In this case the interpolation made from values of water samples obtained from two divided hydrocasts may yield great errors. Most of these errors are sampling errors in time and it is generally unavoidable that they are merged into such sampling errors in space as discussed in the following. The author at present has no intension of examining sampling errors in time, or effects of internal waves on vertical distributions of properties.

4. Results

(1) KT-66-15 (KDC Reference No. 49K419)
 Hydrographic observations in the neighborhood of Izu Islands were carried out from July 30 to August 6, 1966 on board the research vessel *Tansei-maru* of Ocean Research Institute, University of Tokyo (JAPANESE OCEANOGRAPHIC DATA CENTER, 1967). The data from 11 deep

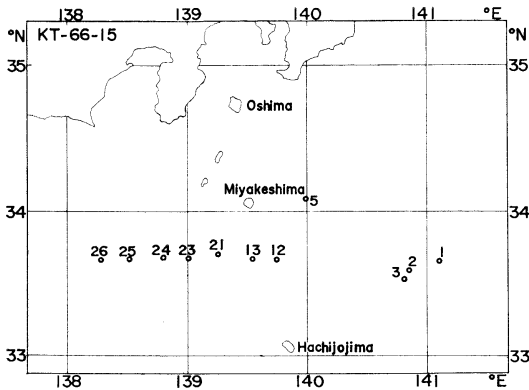


Fig. 3. Locations of "KT-66-15" stations used in Figs. 4-a, 4-b and 4-c.

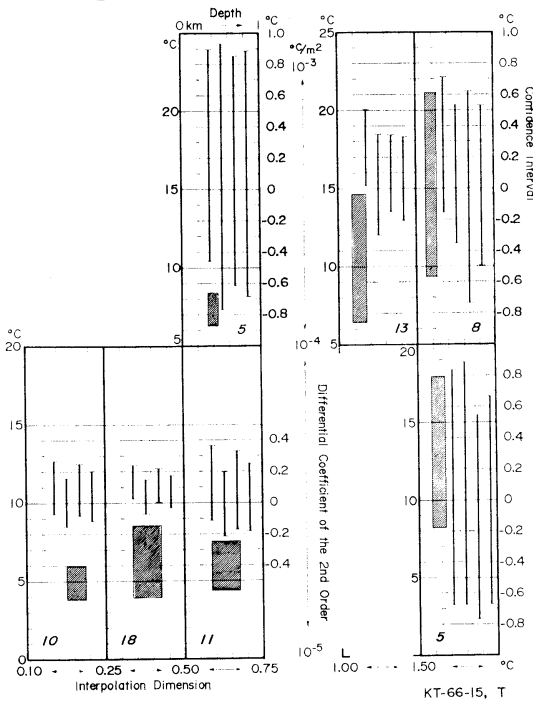


Fig. 4-a. Confidence intervals for the deviations of the interpolated values of temperature from observed ones from the data of "KT-66-15".

Vertical bars within every portion bounded by a heavy border indicate 99% confidence limits of the deviations obtained from interpolations by four simple formulae, (i) linear, (ii) parabolic (upper 2 points), (iii) parabolic (lower 2 points) and (iv) arithmetic mean of values by two parabolic methods, in order from left to right, respectively. Ranges of depths and of temperature for used samples are indicated by shading. The slanted figures at the lower left- or right-hand corner of every portion represent numbers of used samples.

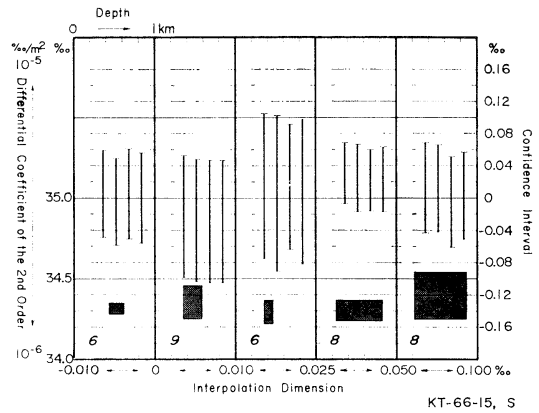


Fig. 4-b. Confidence intervals for the deviations of the interpolated values of salinity from observed ones from the data of "KT-66-15". The symbols have the same significance as in Fig. 4-a.

stations are used (Fig. 3). At the most of them hydrographic casts reached to depths of about 1,000 m or more and in the intermediate depth range upper than about 800 m bottles were spaced at close intervals of 50 m or so (Table 2).

For temperature sampling errors are found in a range from -0.16 to 0.27° when interpolation dimensions are within 0.50° (Fig. 4-a). The figure means that when the interpolation over 0.5° is avoided and the method (iv) (the arithmetic mean from two parabolic methods) is used, the sampling error in temperature for the waters below 9° taken at the spacing in accordance with standard depths in the intermediate layer lower than about 350 m in this region can be estimated from -0.12 to 0.18° . It is probably in part due to sampling at or near the thermocline and in part to scantiness of data that great errors extending to $\pm 0.8^\circ$ are seen in the class from 10^{-4} to $10^{-3} \text{ }^\circ\text{C}/\text{m}^2$ with an interpolation dimension range from 0.50 to 0.75° .

For salinity the error limits for 99% confidence limits cannot become less than about 0.06‰ in every case (Fig. 4-b). Since there are striking similarities between results by four methods and besides, except the case of the interpolation dimension of 0.050 to 0.100‰ sampling errors grow larger than the values of interpolation dimensions, it is implied that any interpolation has no significance for salinity in the intermediate depth range in the region. In fact

the structure of salinity distribution near the salinity minimum depth, which in general lay between 500 and 800 m, was much complicated and intrusions of saline, relatively warm waters were observed at several stations.

Sampling errors for dissolved oxygen are little dependent upon interpolation dimensions. A value of dissolved oxygen at an intermediate depth brings out the uncertainty of ± 0.1 to ± 0.2 ml/l (Fig. 4-c).

(2) JEDS-10

The tenth cruise of the Japanese Expedition of Deep-Sea (JEDS-10) was carried out from April 22 to May 26, 1965 on board the research vessel *Ryofu-maru* of the Japan Meteorological Agency (AKAMATSU *et al.*, 1965). On the whole, 25 stations formed three sections, around 31°N extending over both sides of the Izu-Ogasawara Submarine Ridge, around $137^{\circ}30'\text{E}$ west of the ridge, and around $136^{\circ}30'\text{E}$ crossing the Kuroshio to the south of Kii Peninsula (Fig. 5). At the majority of them hydrographic casts to depths near the bottom were made and

bottles were spaced at regular intervals of 250 m in the deep water between 1,000 and 4,500 m (Table 2).

In the following figures indicating sample ranges the abscissae for depths below 1,000 m are reduced to a scale of two fifths of that for depths above 1,000 m. Further, scales of confidence intervals are enlarged for samples in deep waters.

It is due to scantiness of data that deviations obtained by (iv) for samples below 600 m are as large as $\pm 0.3^{\circ}$ in the class from 10^{-5} to $10^{-4}^{\circ}\text{C}/\text{m}^2$ with an interpolation dimension range from 0.25 to 0.50° (Fig. 6-a). Near the thermocline around 600 to 800 m, the sampling error obtained through method (iv) is between -0.08 and 0.31° , even in case of interpolation range more than 1.5° . Though this range definitely leans toward positive, it is not so large as expected. In case of using (iv) the range of temperature determination at a depth below 1,000 m for 99% confidence limits is from -0.045 to 0.038° .

Salinity estimates made by linear interpolation near salinity minimum depths between 500 and 800 m are remarkably higher than those made by other three methods (Fig. 6-b). The range of

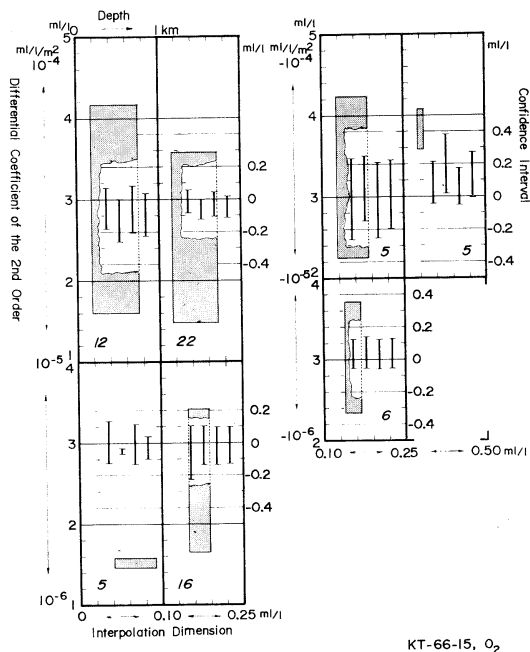


Fig. 4-c. Confidence intervals for the deviations of the interpolated values of dissolved oxygen from observed ones from the data of "KT-66-15". The symbols have the same significance as in Fig. 4-a.

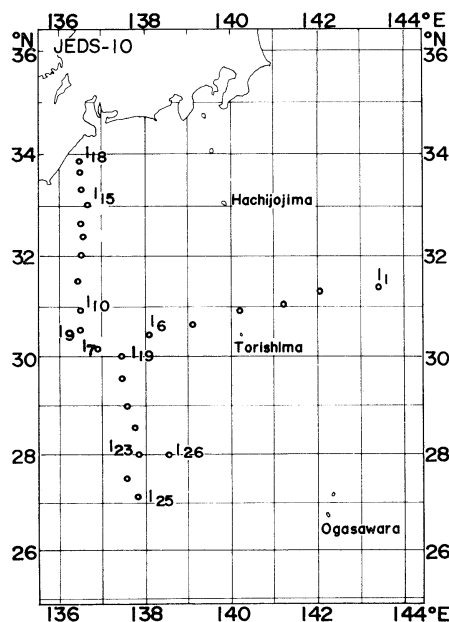


Fig. 5. Locations of "JEDS-10" stations used in Figs. 6-a, 6-b, 6-c, 7-a and 7-b.

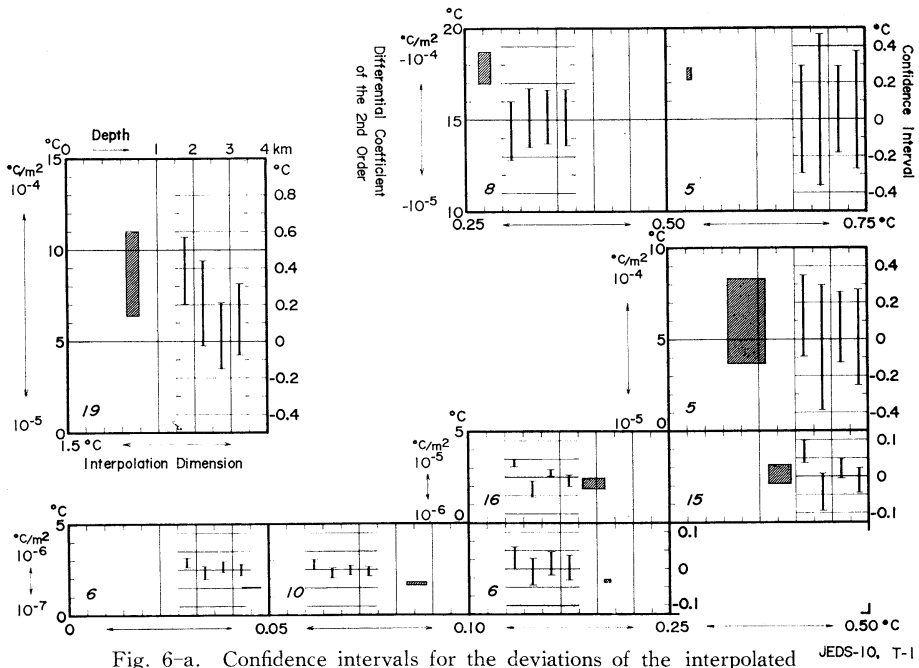


Fig. 6-a. Confidence intervals for the deviations of the interpolated values of temperature from observed ones from the data of "JEDS-10". The symbols have the same significance as in Fig. 4-a.

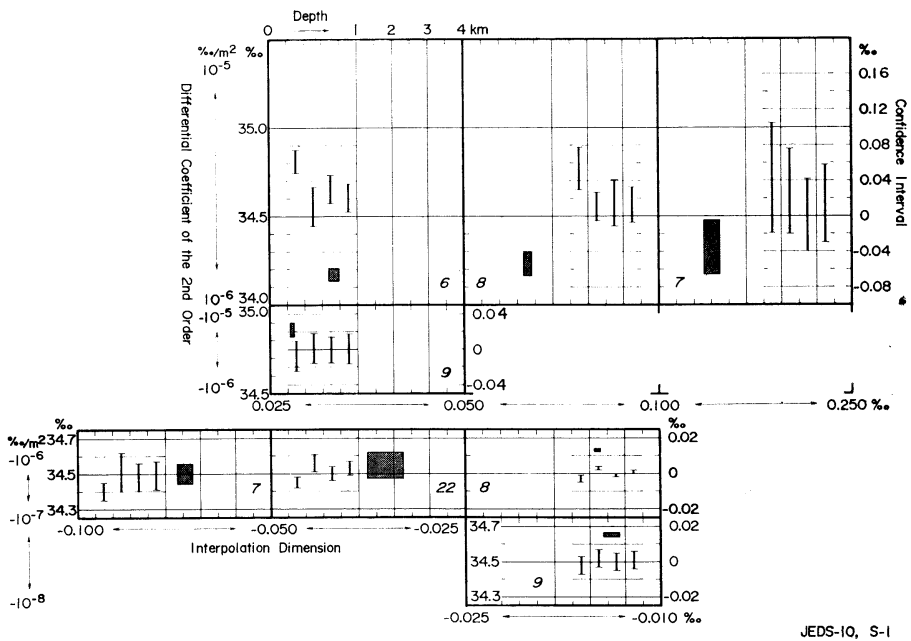


Fig. 6-b. Confidence intervals for the deviations of the interpolated values of salinity from observed ones from the data of "JEDS-10". The symbols have the same significance as in Fig. 4-a.

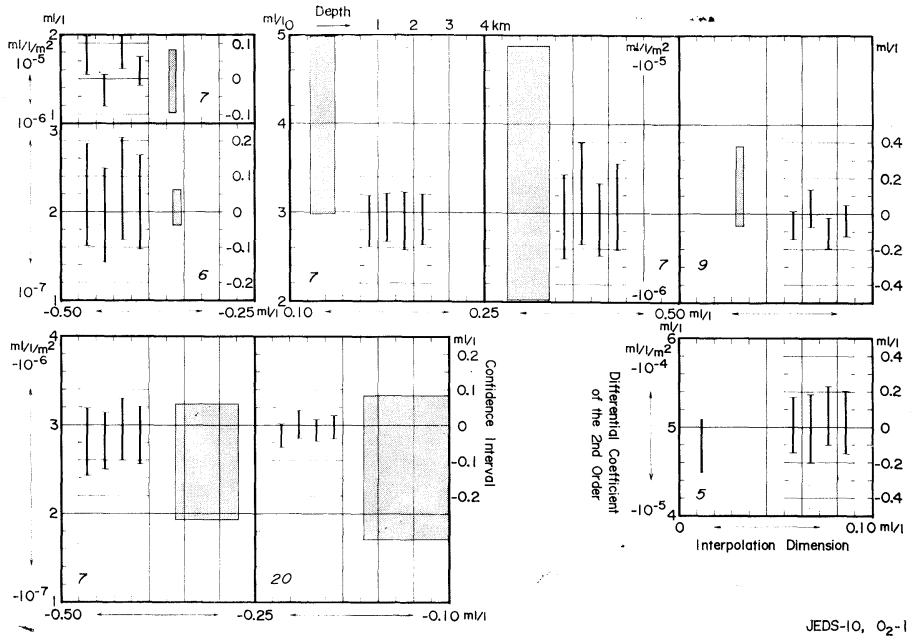


Fig. 6-c. Confidence intervals for the deviations of the interpolated values of dissolved oxygen from observed ones from the data of "JEDS-10". The symbols have the same significance as in Fig. 4-a.

salinity determination at a depth below 1,000 m is indicated to be from -0.009 to 0.007 ‰ according to (iv).

The largest error limits for dissolved oxygen determination by (iv) at depths above and below 1,000 m are $+0.28$ and $+0.16$ ml/l, respectively (Fig. 6-c). An estimate of dissolved oxygen at a depth below 2,000 m lies in the interval $(-0.111, 0.053$ ml/l) about the interpolated value according to (iv).

With respect to deep stations the density of spacing corresponding to standard depths has been recently accepted as too rough. Therefore, for stations of this cruise an additional case where the depth points utilized for interpolation are spaced at depths of about 800, 1,000 and every 500 m is taken (Table 2).

As values observed at around 1,200 m are not used for interpolation, a great deal of dispersion of error limits are displayed in the depth range upper than about 2,500 m for every water property (Figs. 7-a and 7-b). For temperature above 3,000 m all or almost all the estimates resulting from the linear interpolation show positive deviations. It is due to scantiness of

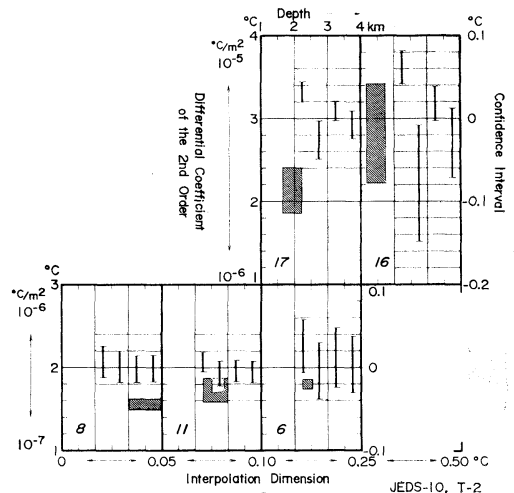


Fig. 7-a. Confidence intervals for the deviations of the interpolated values of temperature from observed ones from the data of "JEDS-10" (in the additional case of spacing at intervals of 500 m). The symbols have the same significance as in Fig. 4-a.

samples that a temperature estimate at a depth between 2,250 and 2,540 m falls in a wide range from -0.030 to 0.038 ° according to (iv) in case of interpolating over 0.10 ° within 0.25 °. When

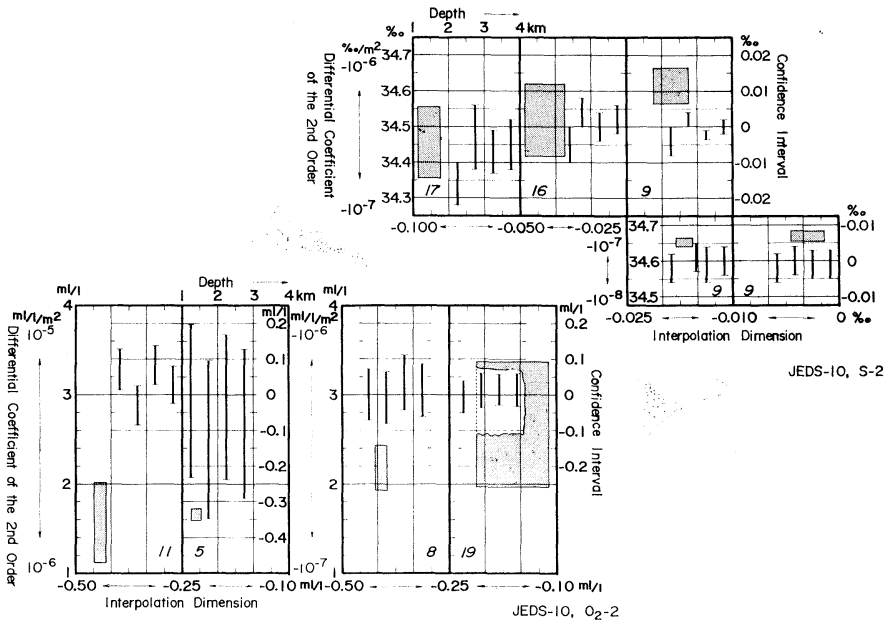


Fig. 7-b. Confidence intervals for the deviations of the interpolated values of salinity and dissolved oxygen from observed ones from the data of "JEDS-10" (in the additional case of spacing at intervals of 500 m). The symbols have the same significance as in Fig. 4-a.

interpolation is not over 0.10° , temperature (*in situ* 1.58 to 1.87°) at a depth below 2,250 m is estimated to have a determination range from -0.018 to $+0.015^\circ$ (with an absolute range of 0.033°). While one of the error limits for salinity above 2,000 m is as great as -0.012‰ , at a greater depth more than 2,400 m (34.641 to 34.684‰) its determination range is estimated to be from -0.005 to $+0.004\text{‰}$ (absolutely 0.009‰). An estimate of dissolved oxygen is not in a narrower range than that from -0.033 to $+0.059\text{ ml/l}$ (with an absolute range of 0.092 ml/l) at any depth and this may be almost identical with the case of spacing at standard depths.

As to the deep water for which slight differences in observed or interpolated values come into question, sampling errors may be seriously affected by measurement errors. Every determination range of $\pm 0.02^\circ$, $\pm 0.005\text{‰}$ and $\pm 0.06\text{ ml/l}$ for the water below about 2,500 m is close upon the respective limits of the measurement error at present. For the above reason, the research members on board the *Ryofu-maru* can be praised for their accurate observations. It

goes without saying that these small variations of water properties are largely due to the homogeneity of the Pacific Deep Water called the Common Water. In comparison with random errors of $\pm 0.03^\circ$, $\pm 0.04\text{‰}$ and $\pm 0.05\text{ ml/l}$ at 5,000 m estimated by WOOSTER and VOLKMANN (1960), the determination ranges estimated by the author are a little reduced for temperature and remarkably reduced for salinity. However, the range for dissolved oxygen becomes rather large. The measurement error in dissolved oxygen by Winkler's method being taken into consideration, it can be concluded from the present analysis that the error in it used by WOOSTER *et al.* is underestimation. If bottles are spaced at intervals of 250 m in the deep water, a sampling error in temperature may become smaller as the interpolation error decreases, but there will be little hope of reducing the confidence intervals for salinity and dissolved oxygen. Though water characteristics of the Pacific Deep Water are different from those of the North Atlantic Deep Water, it is worthy of mention that the above ranges, 0.033° and 0.092 ml/l , are comparable to the fluctuation ranges

shown in Table 1. It is likely that sampling errors in space are of the same magnitude as those in time. Consequently, it may safely be said that nowadays the above confidence limits are reliable criterions upon which significance in differences between several observed or interpolated values about the Pacific Deep Water can be tested.

(3) Gulf Stream '60

As an example in the Atlantic Ocean, section VIII at 54°30'W is selected from various cruises of Gulf Stream '60. On this section 20 stations were occupied by the research vessel *Chain* from April 14 to April 18, 1960 (FUGLISTER, 1960) (Fig. 8). The bottle spacing by the Woods Hole Oceanographic Institution is a little different from the usual spacing consisting of the standard depths or their modified ones. On the cruise bottles were attached at depth intervals of 200, 300 and 400 m for depth ranges from 1,000 to 1,600 m, to 2,800 m and down to very near the bottom, respectively (Table 2). As the depth points given for numerical interpolation are so chosen as to be equal to the standard depths in number except in the surface layer, cases of examination for a long spacing extending to 1,200 m occur for the deep water.

Except samples in the class from 10^{-5} to 10^{-4} °C/m² with an interpolation dimension range between 0.10 and 0.25°, the positive deviations from observed values are remarkable for temperature (Fig. 9-a). For the North Atlantic Deep Water less than about 4.7°, the greatest determination limit by the method (iv) reaches -0.13°. However, the range of temperature determi-

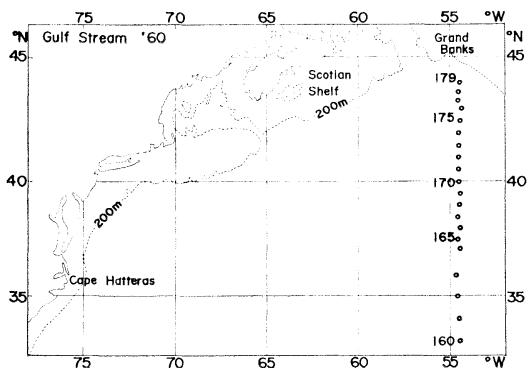


Fig. 8. Locations of "Gulf Stream '60" stations used in Figs. 9-a, 9-b and 9-c.

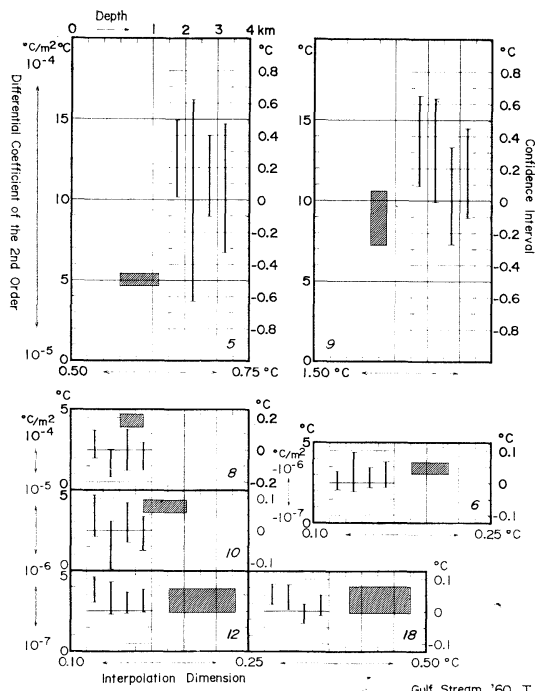


Fig. 9-a. Confidence intervals for the deviations of the interpolated values of temperature from observed ones from the data of "Gulf Stream '60". The symbols have the same significance as in Fig. 4-a.

nation at a depth below 1,200 m is estimated to be from -0.064° to 0.068° and in the deeper water than about 2,000 m its absolute range is 0.08° or so. It may be due to sparsity of bottle spacing that this value is larger than fluctuation ranges shown in Table 1.

The sampling errors for salinity are widely dispersed owing to scantiness of samples examined in every class except a few classes (Fig. 9-b). However, in two classes to which 9 and 13 samples below 1,000 m belong, confidence limits are no more than $\pm 0.003\%$ according to the formula (iv). This range is comparable to that of measurement accuracy for salinity and it is a little smaller than that in the Common Water in the northwestern Pacific Ocean. The reason for this is probable to be found in uniformity of decreasing in salinity with depth in the North Atlantic Deep Water, where the absolute value of the differential coefficient of the second order of salinity with respect to the depth generally lies in the order of 10^{-2} to 10^{-1} of

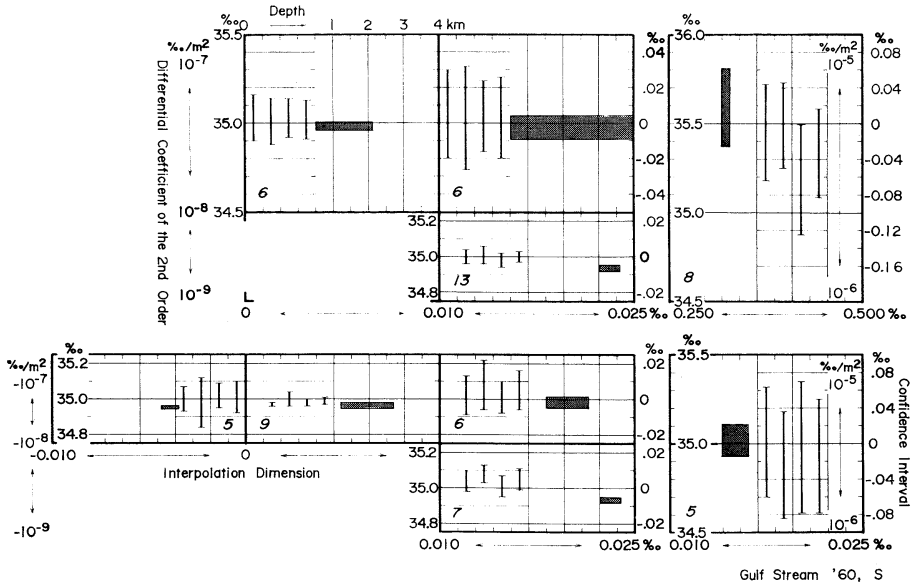


Fig. 9-b. Confidence intervals for the deviations of the interpolated values of salinity from observed ones from the data of "Gulf Stream '60". The symbols have the same significance as in Fig. 4-a.

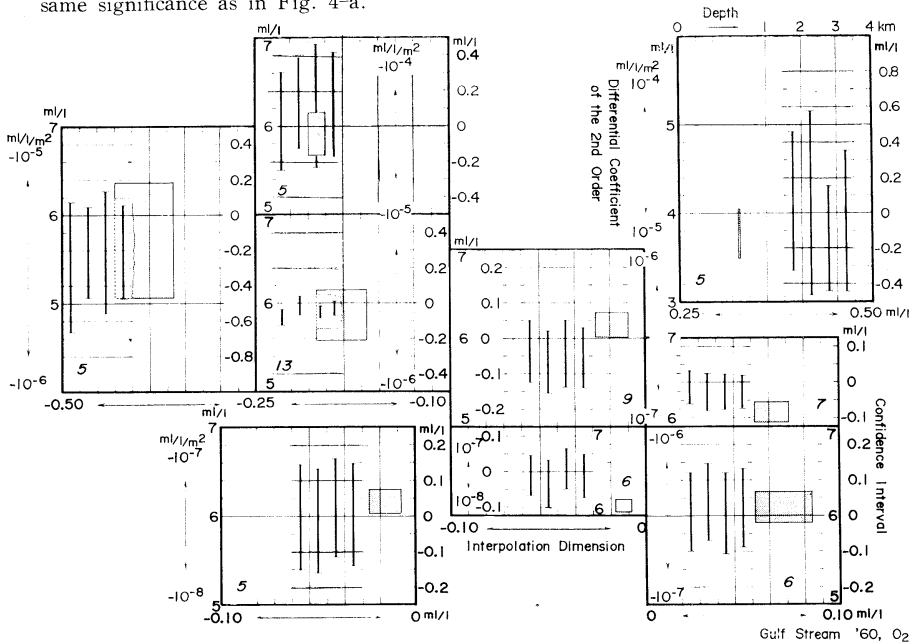


Fig. 9-c. Confidence intervals for the deviations of the interpolated values of dissolved oxygen from observed ones from the data of "Gulf Stream '60". The symbols have the same significance as in Fig. 4-a.

that in the Kuroshio region or in the Pacific equatorial region.

The sampling errors for dissolved oxygen also lie in rather wide ranges owing to scantiness of

samples except a few classes (Fig. 9-c). Its determination range extends to 0.082 ml/l (-0.072 to +0.010 ml/l according to (iv)) at least. It is the same as in temperature that ranges are

somewhat larger than the values shown in Table 1.
 (4) Step I

Last, a group of stations on the cruise Step I is examined as an example in analysis of the Pacific Equatorial Water. From November 27 to December 7, 1960, 23 stations were taken

along a longitude of 95°W extending from 20°S to 10°N by the research vessel *Horizon* (IGY WORLD DATA CENTER A, 1961) (Fig. 10).

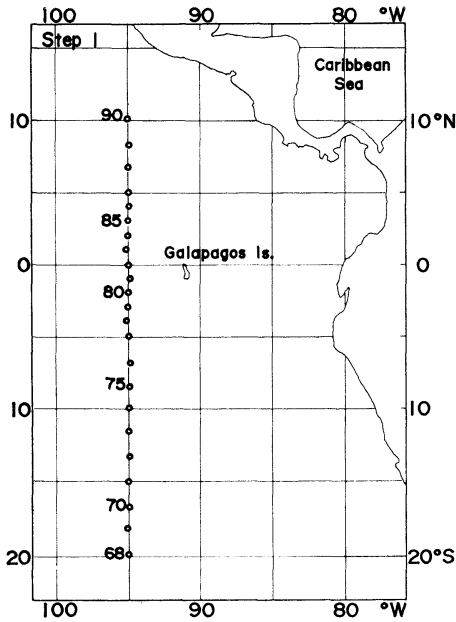


Fig. 10. Locations of "Step I" stations used in Figs. 11-a and 11-b.

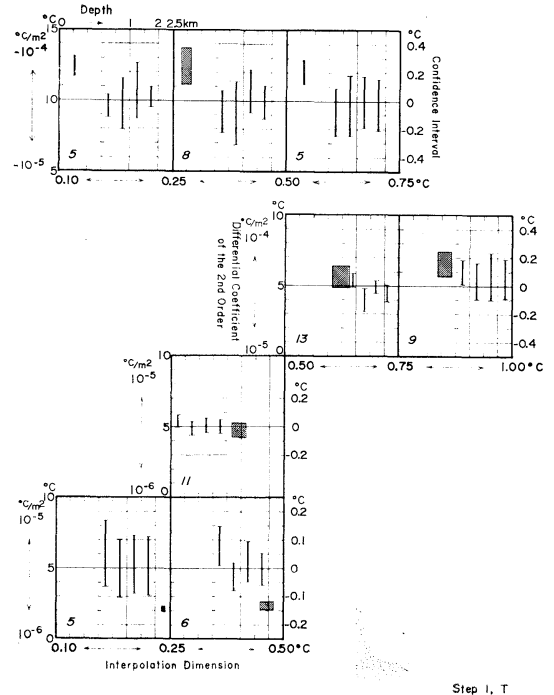


Fig. 11-a. Confidence intervals for the deviations of the interpolated values of temperature from observed ones from the data of "Step I". The symbols have the same significance as in Fig. 4-a.

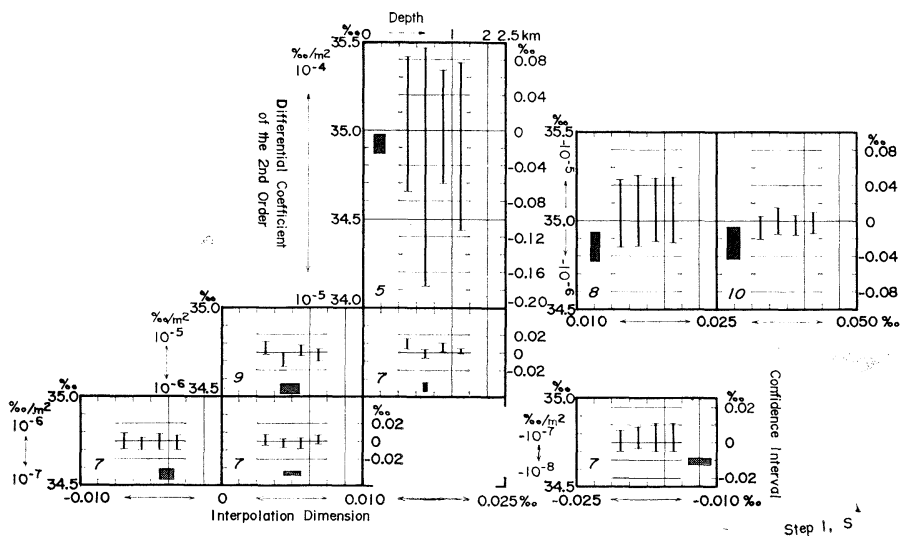


Fig. 11-b. Confidence intervals for the deviations of the interpolated values of salinity from observed ones from the data of "Step I". The symbols have the same significance as in Fig. 4-a.

Lowerings were to depths of around 1,200 m or more, except at seven deep stations with hydrocasts reaching below 2,500 m. In order to establish a sufficient knowledge of the geographical distribution of the Equatorial Undercurrent or of other equatorial currents close spacing was taken in a depth range above 250 m at every station.

If the water temperature falls to about 5° , the confidence limits of its estimation by (iv) decrease to $\pm 0.05^\circ$ about the interpolated value (Fig. 11-a). The main reason why the error limits at a depth below about 1,700 m grow as large as $\pm 0.10^\circ$ is that the temperature gradient changes rapidly at around 2,000 m. In fact $\partial^2 T / \partial z^2$ around 2,000 m is of the order of 10^{-6}C/m^2 and it is about ten times as great as that in other regions.

Since there is little change in salinity at depths between about 600 and 1,000 m, its estimation shows a fairly narrow range from -0.010 to $+0.007 \text{‰}$ according to (iv) (Fig. 11-b). In the deep water the confidence limits are a little large for salinity also (-0.005 to $+0.011 \text{‰}$ according to (iv)).

5. Conclusions

Since systematic errors in measurements of water properties and the error in the depth determination are not treated and the statistical procedure on sampling errors may be imperfect, results mentioned above do not give completeness to estimates of the determination ranges of property values.

(1) There are such great variations in the water properties in the surface and intermediate layers including the main thermocline zone, namely, in the upper several hundred to about a thousand meters in low and middle latitudes, that the interpolation in the depth range has little significance. Because a STD recorder giving continuous traces of temperature and salinity against depth has been recently turned to practical use, water samplings have not been required for the purpose of obtaining knowledge about vertical profiles of temperature and salinity distributions in the upper zone within 1,500 m or so. Consequently, the main object aimed at in this study must be to examine relations between

selection of sampling depths and estimation of determination ranges of property values in the deep water. When bottles are spaced at the standard depths, ordinary sampling errors in temperature and salinity determinations at a depth between 1,000 and 2,000 m can be roughly estimated at $\pm 0.05^\circ$ and $\pm 0.01 \text{‰}$ respectively, everywhere samples are taken. WOOSTER *et al.* (1958) estimated the measurement error in temperature obtained at a depth between about 400 and 1,000 m to be 0.014° as the standard deviation for an average of two thermometer readings by examining the scatter of data on temperature-depth curves where observation points were closely spaced. It is evident that sampling errors in water properties at a depth upper than about 2,000 m are remarkably greater than either measurement errors or interpolation errors. Thus, it is necessary to space more bottles in the depth range from 1,000 to 2,000 m. It may be adequate for the routine observation to take sampling depths at intervals of 200 m in this depth range.

However, at greater depths, if the sampling density is sufficient to represent vertical profiles, the limits of sampling errors can be reduced to the extents slightly larger than those of measurement errors. For example, in the case of bottle spacing at intervals of 500 m in the Kuroshio region, the values of temperature, salinity and dissolved oxygen at a depth more than about 2,500 m can be estimated in narrow ranges within $\pm 0.02^\circ$ (with an absolute range of 0.035°), $\pm 0.005 \text{‰}$ (0.009‰) and $\pm 0.06 \text{ ml/l}$ (0.10 ml/l) for 99% confidence limits, respectively. Though these values are considered to be sampling errors in space, they are not, of course, independent of those in time. SEIWELL (1937) attributed the short period fluctuations to the effect of vertical oscillations, but factors affecting sampling errors are much complicated. It is supposed that sampling errors in space and those in time are of the same order and that the order of their combinations, namely sampling errors in space and time, is also the same.

(2) Although the error limits of $\pm 0.06 \text{ ml/l}$ are obtained in the determination of dissolved oxygen in the deep water, in some cases systematic errors may reach near $\pm 0.1 \text{ ml/l}$

(FUGLISTER, 1960). It is quite hopeless at present to make the order of 0.01 m//l significant.

(3) The results obtained from the linear interpolation show a tendency to deviate toward positive or negative according to the sign of the differential coefficient of the second order with respect to the depth. In some cases the parabolic interpolation using one point above and two below gives better results than those obtained as the arithmetic means of two three-point interpolations. Nevertheless, if bottles are spaced adequately, Rattray's (1962) method yields favorable results for general purposes.

Only a simple case in a statistical analysis on water samplings is illustrated in this paper. It is desirable that an investigation like this develops into analysis on the four-dimensional distribution, in which time-dependent terms are included, of water properties.

Acknowledgements

The author wishes to thank Professor Kozo YOSHIDA for his encouragement and advice. Numerical computations were carried out by the Computer Center, University of Tokyo.

References

- AKAMATSU, H., T. AKIYAMA and T. SAWARA (1965): Preliminary report of the Japanese Expedition of Deep-Sea, the Tenth Cruise, 1965 (JEDS-10). *Oceanogr. Mag.*, **17**, 49-68.
- FUGLISTER, F. C. (1963): Gulf Stream '60. *Progress in Oceanography*, vol. **1**, chap. 5, 265-373.
- IGY WORLD DATA CENTER A: OCEANOGRAPHY (1961): Oceanographic observations in the inter-tropical region of the world during IGY and IGC, part IIb: Pacific Ocean (United States of America). IGY Oceanographic Report No. 3.
- JAPANESE OCEANOGRAPHIC DATA CENTER (1967): Preliminary Data Report of CSK, No. 79 (KDC Reference No. 49K419).
- RATTRAY, JR. M. (1962): Interpolation errors and oceanographic sampling. *Deep-Sea Res.*, **9**, 25-37.
- REINIGER, R. F. and C. K. ROSS (1968): A method of interpolation with application to oceanographic data. *Deep-Sea Res.*, **15**, 185-193.
- SCRIPPS INSTITUTION OF OCEANOGRAPHY OF THE UNIVERSITY OF CALIFORNIA (1960): Oceanic observations of the Pacific: 1950. University of California Press, Berkeley and Los Angeles 508 pp.
- SEIWELL, H. R. (1937): Short period vertical oscillations in the western basin of the North Atlantic. *Pap. Phys. Oceanogr.*, **5**(2), 44 pp.
- SVERDRUP, H. U., M. W. JOHNSON and R. H. FLEMING (1942): The oceans, their physics, chemistry and general biology. Prentice Hall, Inc., New York, 1037 pp.
- UEHARA, S. (1967): Some numerical experiments on estimating hydrographic values at standard depths from those at sampled depths (in Japanese). *Monthly Report on the Oceanographic Conditions of Fishing Grounds in Tokai Region*, No. 24, 45-53.
- WOOSTER, W. S. and B. A. TAFT (1958): On the reliability of field measurements of temperature and salinity in the ocean. *J. Mar. Res.*, **17**, 552-566.
- WOOSTER, W. S. and G. H. VOLKMANN (1960): Indication of deep Pacific circulation from the distribution of properties at five kilometers. *J. Geophys. Res.*, **65**, 1239-1249.

連結採水観測における海洋観測要素の鉛直内そう 値と実測値との比較例

須 藤 英 雄

要旨: ある時刻におけるある観測点のある標準の深さにおける水温・塩分等の値は、一般に測定誤差、短周期の変動あるいは小規模の変動、内そうによる誤差の三つの変動量に影響される推定値と考えられる。これらのうち通常は第二の短周期の変動量が他の二つのいずれよりも大きく、またこれらは必ずしも独立の変動量ではないので、これらをすべて包括したものを広義のサンプリング・エラー(標本誤差あるいは抽出変動)として扱うのが便利である。このサンプリング・エラーの大きさを推定するために、観測の深さが密にとられた場合の資料に基づいて、三つの海域でのいろいろな条件のもとにおいて、簡単な方法によって内そうされた諸量の値の実測値からのずれの信頼係数 0.99 での信頼区間を求めてみた。主躍層を含む表層および中層での内そうはあまり意味をもたないことがわかる。しかし、深層では鉛直分布を示すのに十分な観測密度がとられれば、サンプリング・エラーの限界を測定誤差の限界よりやや大きい程度にまでおさえることができる。黒潮域で 500 m ごとの深さで観測した場合、2,500 m 以深においては、 $\pm 0.02^\circ$, $\pm 0.005\%$, $\pm 0.06 \text{ ml/l}$ の範囲で水温・塩分・溶在酸素の値を推定することができる。

寄稿

底層流の試験測定*

Mesure du courant près du fond

原 尚 子** 高野 健 三**

昭和43年3月9日12時から10日14時30分まで約26時間半、理研の渡辺さんは淡青丸を使って相模湾で底層流を測定した。その際、記録計内蔵のGeodyne 102型流速計を理研の繫留装置の一部に固定させてもらい、海底近くの流れの試験測定を行った。流速計を三脚やぐらに固定して海底におき、表面うき、中間うき、閃光燈、レーダー反射板を浮かべて放置する方式である。

設置点は、 $35^{\circ}05'N$, $139^{\circ}22'E$ 、水深1340mで、附近はFig. 1に示すように、南西に向ってゆるやかに深くなっている。この点で、流速計の姿勢(方向、傾斜)と、流速、流向の26時間半の連続記録が得られた。

流速計の姿勢の記録から、海底に達してから海底をはなれるまで、流速計そのものは直立し、不動であったことが分る。つまり、流速測定部(サボニアスローター、高さ17cm、直径16cmの円筒形)、流向測定部(矩形

の流向板、高さ17cm)の中心は、それぞれ海底上約125cm、95cmの高さにあった。

Fig. 2は、東大工学部船舶工学科の好意で得られた検定結果を示す。横軸は流速計を吊り下げた車の速さを、縦軸は、Geodyneの仕様にしたがって流速計の記録から計算した速さを表わす。5.5cm/sec以下では車が動かないので検定出来ない。そこで、使用説明書の検定曲線を参考にして、5.5cm/sec以下2.6cm/secまでは直線を使い、それ以下は4次曲線を使った。今回の記録の処理は、すべてこの検定曲線にしたがった。

Fig. 3, 4は、それぞれ速さ、方向の1分間の平均値のヒストグラムである。境目の値は左側の区分に含まれる。例えば、4cm/secより大きく5cm/secを超えないものの出現回数が320である。速さは13cm/secを超えることもあるが、4~5cm/secが最もしばしば現われる。方向としては、南西方向がやや多い。Fig. 5は、20分間の平均流速ベクトルの先端を、時間の経過にしたがって結んだホドグラフである。流速は時間と共に複雑に変化している。

流速を南北成分、東西成分に分け、Tukeyの方法に

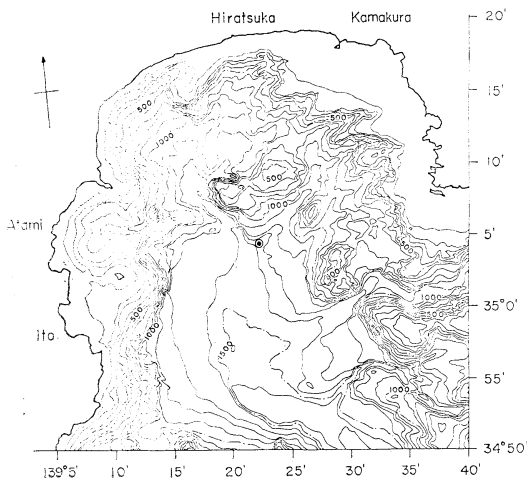


Fig. 1. Chart showing the station.
The arrow indicates the magnetic north.

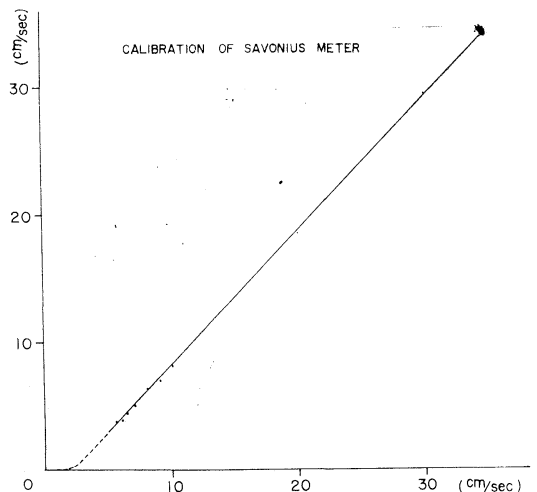


Fig. 2. Calibration curve of the current meter.

* 1969年1月17日受理

** Hisako HARA et Kenzo TAKANO 東京大学海洋研究所 Institut de Recherche Océanique, Université de Tokyo

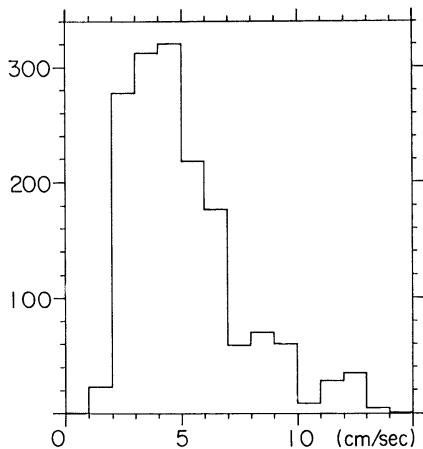


Fig. 3. Histogram of the current speed.

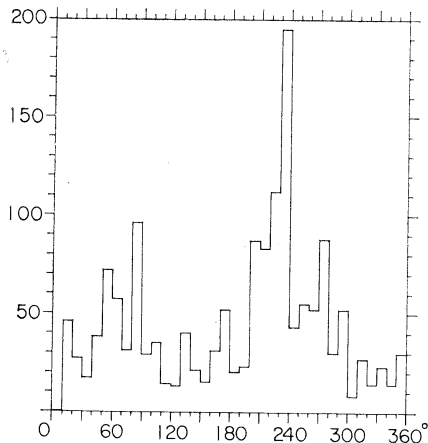


Fig. 4. Histogram of the current direction referred to the magnetic azimuth.

よって、パワースペクトル、コヒーレンス、位相差を計算する。長周期（潮汐）成分を除去するために、正弦型の半日潮、1日潮を仮定し、最小自乗法を使って、予め記録から差引く。相関関数の最大のラグの長さ m は100、サンプリング間隔 Δt は3分で、自由度 ν は10.1となる。Fig. 6は、南北成分、東西成分のスペクトルである。南北成分、東西成分とも短い周期に卓越したものは見られない。図示しないが両成分間の相関は、ほとんど全周期にわたり、0.5以下の低い値を示す。

尚、最小自乗法で求めた常数項（平均流）の大きさは1.8 cm/sec、方向は 235° 半日周期の東西成分の振巾は2.6 cm、位相の遅れは1.18、南北成分の振巾は0.5 cm、位相の遅れは3.53、1日周期の東西成分の振巾は3.7

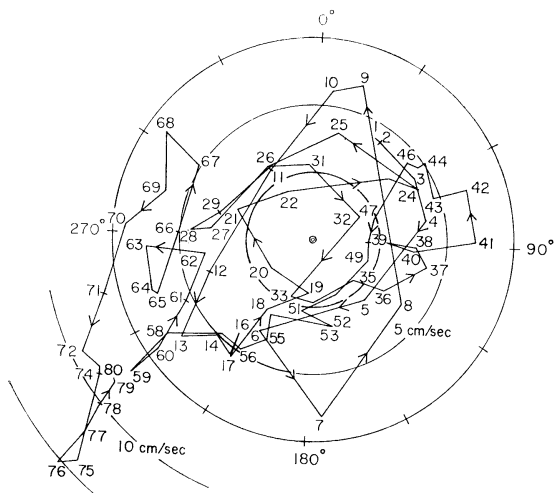


Fig. 5. Hodograph of the velocity vectors referred to the magnetic azimuth.

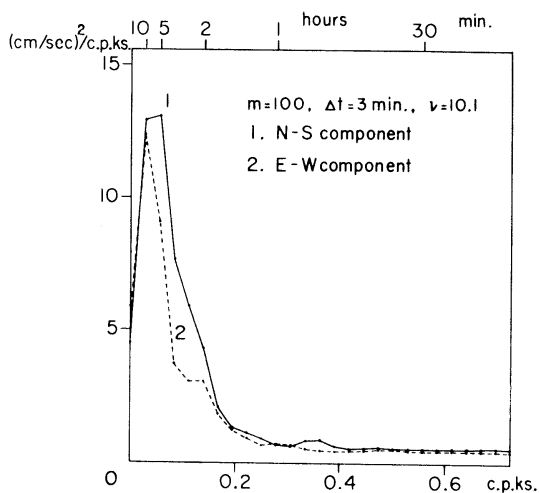


Fig. 6. Power spectra of the northward (curve 1) and eastward (curve 2) components of the velocity.

cm、位相の遅れは2.18、南北成分の振巾は、1.7 cm、位相の遅れは2.43であり、潮流楕円は両周期共に反時計まわりとなる。

流速計の作動に難点はないが、検定装置がないこと、特に低速の検定装置がないことが大障害である。そこで、私達は、一応、低速検定装置の設計、見積りを始める。

資 料

「海洋における食物連鎖のシンポジウム」に出席して*

Symposium sur la chaîne alimentaire dans les océans

根 本 敬 久**

「海洋における食物連鎖のシンポジウム」は ICES, FAO, UNESCO, ICNAF, IBP の共催により、7月23日より26日迄デンマークのオーフス大学の講堂で4日間開催された。私は幸いにこのシンポジウムに出席する機会を得たので、所感を記し、御参考に供したい。

まず、このシンポジウムは何故、何時、どの様にして計画されて来たかを考えることは意義がある。L. G. VINOGRADOV 博士 (U.S.S.R.) は 1966 年の Oceanology の中かなり詳しくこの経緯を記しているが、近年における海洋の第1次生産に関する研究の進展と、これに関連する複雑な海洋生物の食物連鎖の研究は生物の各栄養段階における食物の生態的効率 (ecological efficiency: gross efficiency, 摂取されたエネルギーの何%が原形質となるか、他に Net efficiency: 消化されたエネルギーの何%が原形質となるかがある) の検討の必要性を強調するものであった。第1次生産とこれに依存する資源生物との関係については SCHAEFER 博士 (U.S.A.) が、インド洋国際共同調査が第1次生産の研究と未開発の漁業の発見という問題にいかんにかんがって 1966 年 UNESCO の海洋研究の年次報告においてふれている様に、又ギニア湾の Anchovy と第1次生産の問題についてソ連邦の研究者により検討が行なわれた様に、かなり大規模の定量的な考察が近年行なわれていると見るべきであろう。それにもかかわらず、海洋における他のより高次の生物、異なった食性の生物間の ecological efficiency が或る海域で、どの様な値にあるのか、例えば実験的に得られた SLOBODKIN 博士の値 1:10 が各栄養段階の間の平均的な効果 (Carbon 或いはカロリーとして) と見て差支えないのかという問題が残されていた。

このおおよそ 1:10 の ecological efficiency の値によ

* 1968 年 11 月 4 日受理

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

り、現場の海洋の問題を取扱った例としては BOGOROV, VINBERG 博士等 (U.S.S.R.) の報告があり、このパラメーターの推定は急を要する主題の一つであった。

1964 年 STEELE 博士 (U.K.) は「北海における海洋生物資源」の検討において、この ecological efficiency が 1:10 よりも高いことを指摘し、現実的に海洋の生産 (人類に利用出来る資源量に結びつくものとしても) を考え、問題点を指摘した。この報告は 1964 年ローマで行なわれた ICNAF のシンポジウム (環境についての) で行なわれたもので、今回のシンポジウムの発端の一つともなった会議であると考え得る。

海洋の生産、或いは生物に関する研究者の研究の進展、興味の対象の変化を見るために 1959 年ニューヨークで行なわれた第1回国際海洋学会議と、1966年モスクワで行なわれた第2回国際海洋学会議、および 1966 年東京で開かれた第11回太平洋学術会議におけるこの問題に関連する論題の 2, 3 をあげてみると、明らかにこの間に「海洋の食物連鎖」に関する各研究者の興味の進展が認められる。

第1回国際海洋学会議においては生物関係 (primary production を除いて) の Population of the Sea の部会においては、多くのシンポジウムが開催されたが、直接「海洋の食物連鎖」に関連ある論文はほとんど無かつといつてよい。

モスクワにおける第2回国際海洋学会議においては BOGOROV, BEKLEMISHEV, PETIPA 博士等 (U.S.S.R.), HAQ 博士 (Pakistan), CUSHING 博士 (U.K.), STRICKLAND 博士 (U.S.A.) 等により、第2次生産およびより高次の trophic level の問題、「海洋生物の食物連鎖」がクローズアップされていたと見るべきである。特に海洋の第1次生産研究の問題が近年著しく進展したといつても、必ずしも地域的、季節的に充分に行なわれておらず、又手法的な問題も完全に解決されていないにもかかわらず、海洋の科学は貪欲に次の段階 (第2次生産) の定量、

定性的な研究を求めていたと言える。

東京における太平洋学術会議において、STEELE 博士は 'Some problems in the study of marine food chain' を講演したが、この時には既にこのシンポジウムは具体的に計画が進められていた。この中でSTEELE 博士は北海で20%の efficiency が得られたことに言及している。又、この太平洋学術会議の海洋の生物学的、化学的代謝機構のシンポジウムにおいて STRICKLAND 博士 (U.S.A.) は海水の化学的組成と低次の食物網の関係について述べている。この間、日本においてはこの「食物連鎖」に関する研究者の興味はむしろ低調であったとさえ言えよう。或いは既にこの問題の関連分野について、日本において多くの研究（例えば水産関係の研究者の間で）が行なわれており、特に目新しい主題としてうつらなかつたのが一つの理由かもしれない。

この様にして、1965年の秋以後、この計画は進められ、1968年の夏か秋に海洋の trophodynamics に関するシンポジウムを開くことが同意されることになった。具体的な作業委員会の会議は1966年5月25・26日、ローマFAOの事務局で行なわれ、この時にプログラムとagendaの起草が行なわれた。この会議の convener は STEELE 博士 (U.K.) で、グループ・メンバーとして CUSHING 博士 (U.K.), DICKEY 博士 (Canada), HEMPEL 博士 (Germany), SLOBODOKIN 博士 (U.S.A.), STRICKLAND 博士 (U.S.A.), および L. G. VINOGRADOV 博士 (U.S.S.R.) で、M. E. VINOGRADOV 博士は第2回国際海洋学術会議の準備等のため出席できなかつた。この会議にはFAO側よりHOLT博士他の関係者も出席し、今回のシンポジウムの大綱が同意された。又、このシンポジウムにおいては第1次生産、および水産の資源解析関係の論文は一応除くことも合意された。この会議で同意されたシンポジウムの目的の大綱は次の如くである。

「各栄養段階間の関係を研究すること、特にエネルギーの移行の見地から検討することは極めて重要なことである。われわれは第1次生産から産業的に利用される魚類資源に至る過程についてはほとんど理解をしていない。それにもかかわらず、新しい漁業の発展性とか、現存する水産資源の合理的な利用については、われわれのこれら食物網の知識（漁業対象生物そのものも或る部分を構成するが）に頼っていると見える。或る海域の資源のより高度な利用のために環境をかえる試みの遂行には単にその海域の食物連鎖、食物網の構造を知るのみでなく、そのエネルギーの移行の様相を把握することが必要とな

る。又、海洋汚染に対するコントロールも汚染が海洋生物の食物網におこす変化を理解するのみでなく、そのエネルギー移行に関する知識なしには不可能である。来る2年間の間に（シンポジウムの前に）各方面の研究の Viable comparison が進められることが望ましい。このシンポジウムにおいては、これら食物連鎖に関する知識を普遍的に法則化する可能性を検討することも目的として考えなければならない。」

このローマの作業委員会においては英、米、ソ連邦（日本は入っていない!）の主要学術雑誌に、このシンポジウムの公告を出すことが望ましい旨のコメントが付されたとのことであり、事実、先のVINOGRADOV博士の一文はこの目的をも含めて1966年に書かれたものである。

又、この席においてSLOBODOKIN博士の示唆によりSTRICKLAND博士が作り、STEELE博士が補足した文献リストは23編ある。この論文の著者のうち9名が今シンポジウムに出席を予定され、そのうち6名が出席したこと、VINOGRADOV博士の報文の文献リストのうち6名が論文提出者となっていたこと（ソ連邦2名、米国3名、英国1名）を考えると、このシンポジウムに対する彼等の早期の準備と意欲がうかがえて興味深い。

作業委員会において主要な論点として考えられた点は次の如くである。

1. 海洋の生物(群)に消費される食物量を、又生長率をどの様にして測定するか。
2. 各栄養段階間のエネルギーの移行の効率率ほどの程度か、一定かそれともかなり変化するものか。
3. 生物群の大きさ、又その再生産を決定する自己制御と外部要因との相関についての検討。

又、被捕食者と捕食者の関係における重要なパラメーターの決定と測定に関しては

1. 海洋生物の不均一性、例えば dissemination, 動物プランクトンの patch の形成、群の存在等
 2. 索餌、捕食、生殖等における生態的行動
 3. 生長率、死亡率、繁殖率等のパラメーターのよりよい測定
 4. 食物に対する競合
- 等が重要な項目である。

又、現在興味ある研究課題と考えられる点としては、次の各項があげられた。

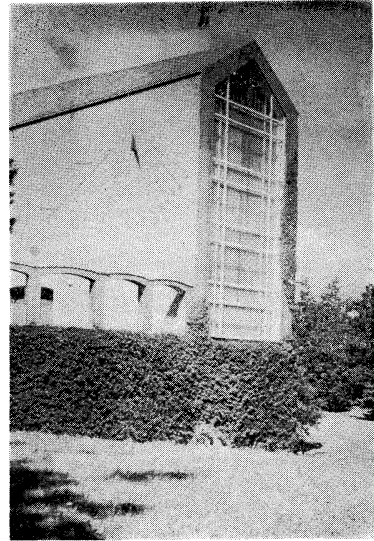
1. 非生物有機物の2次的な利用。この中には、(1) 溶解有機物が動物プランクトンによって利用され得る size の粒状物になる aggregation の問題、(2)

これら微細な粒状物が底棲生物や深層動物プランクトンの餌料源となるための下層への輸送の2点がクローズアップされる。

2. 底棲生物の生態、この中には海底床上における有機 debris の重要性、(2) 底棲生物社会におけるエネルギーの移行、(3) これら社会構造における捕食、被捕食者の関係、(4) 底棲生物の分布を支配する非生物的要因が含まれる。
3. 生物の脂肪含量、カロリー量、生化学的組成等のパラメーター。
4. 魚類資源に対する限られた餌の影響。これは、(1) 稚魚の死亡率、(2) 成長率と成魚の資源量につき検討される必要がある。
5. 異なった生長段階における各栄養段階の生物の餌料効率の影響。
6. 海洋生物の栄養の研究。
7. 生物体の大きさ（他の海洋のパラメーターと関連して）の調査。
8. 数学的、統計的なモデルの検討。

この様にして計画されたシンポジウムは、スコットランド水産研究所 J. STEELE 博士が Convener となり、8 名から成る組織委員会でシンポジウムの内容が決定された。講演者は、30名が各国より選ばれ、各々研究発表を行なった。

各論文は内容的にみて大作が多く、2 年以上も準備期間のあったシンポジウムとしての成果を示していたと考えられる。予定された講演者は国別にみると、日本 3 名



第2図 シンポジウム会場外観。

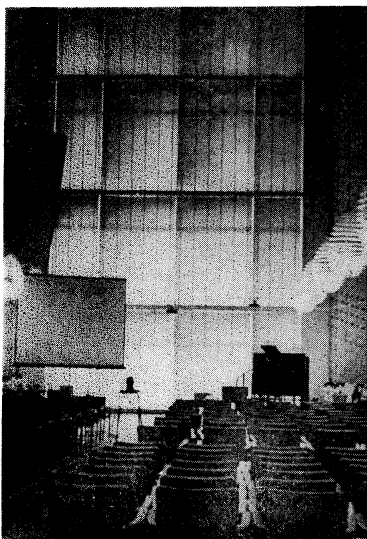
(内 1 名欠席)、ソ連邦 8 名、アメリカ 5 名、カナダ 6 名、英国 3 名、西ドイツ 2 名、インド 1 名、FAO 1 名であり、当然のことながら ICES、ICNAF 関係のヨーロッパ各国よりの出席者が多くなっている。又、シンポジウム会場で登録した学者は 140 名をうまわった。

シンポジウムに出席した著名な海洋学者としては、作業委員会や組織委員会のメンバー、シンポジウムで座長を務めた学者、および講演者を除き、次の各氏があげられよう。

即ち、R. J. CONOVER (Canada), M. R. DROOP (Scotland), V. Kr. HANSEN (Denmark), S. M. MARSHALL, D. MENZEL (U.S.A.), E. STEEMAN NIELSEN (Denmark), Kr. WIBORG (Norway), G. THORSON (Denmark) 博士等である。

7 月 23 日、初日は 10 時より ICES 議長 WENT 博士 (Ireland) により開会が宣せられ、引き続き行なわれた午前部の部会では J. STRICKLAND 博士 (U.S.A.) が座長となり、主として海水中の溶解性の高分子有機化合物、有機粒状物についての論文が提出され、海洋の食物連鎖における意義が検討された。

KHAILOV 博士 (U.S.S.R., この研究者の仕事は先の VINOGRADOV 博士によって紹介されている) は、出席しなかったが、MUNRO 博士によってその内容が紹介された。海中に含まれている Molecular Weight 200,000 ~ 10,000 の物質、その大部分は蛋白質および多糖類であるが、これが 0~0.5 mg/l の範囲で検出され、これが海水中において自然の detritus に吸着、又海水中に分解す



第1図 シンポジウム会場。

る機構を実験的に検討した。

次に MCINTYRE, MUNRO, STEELE 博士等 (U.K.) の砂浜の生産生態に関する実験的研究は、砂浜の微小動物はその蚕白源を海水中の particulate matter 直接ではなく、砂の粒子上のバクテリアおよびその成生物にしていることが明らかにされた。

FINENKO, ZAIKA 博士等の particulate organic matter に関する論文、および PETIPA 博士の黒海における食物網の構造の論文は、これらソ連邦ウクライナ共和国科学アカデミーの南海生物学研究所のグループが、意欲的に海洋の生産、食物連鎖の問題にとりこんでいることを示している。

初日の午後には、M. E. VINOGRADOV 博士 (U.S.S.R.) が欠席のため、D. H. CUSHING 博士 (U.K.) が座長となり、動物プランクトンから魚類、鯨類等の各海洋生物の捕食量、摂餌生態、動物プランクトンをめぐる食物連鎖の構造の特性、魚類を通してのエネルギーの移行等の研究が発表された。

カナダの McALLISTER 博士は動物プランクトンの捕食量と植物プランクトンの死亡率（捕食による）に関する論文の中で、プランクトン生物の小規模の分布変化が海洋の生産に対する意義を強調したが、McALLISTER 博士の「アラスカ湾の生産」に始まる研究の進展を示すものとして興味深い。

PETIPA, PAVLOVA, MIRONOV 博士等は、黒海における動物プランクトンの群集における食物網の定量的な構成について述べ、異なった生態的 group によるエネルギーの利用とその移行について報告した。多くの現場の試料をとり入れた大作であり、PARSONS 等の報告とともに最も興味ある論文の一つであった。動物プランクトンの生態的特性、日周期の索餌、移動等のリズム、現場における孕卵数、生長等のパラメーターをより正しく推定する必要を述べている点は、多くの経験あるこの研究者の実感としてうなづける。

次いで私は初日の午後の部会でひげ鯨類の索餌の型と、海洋における生態的特徴につき報告した。私は今後この問題をモデル的に、或る海域（例えば南極洋）で第1次生産から海洋の資源生物までの連鎖としてとらえ、発展させたいと考えている。

先に、おきあみ *Euphausia pacifica* の呼吸、索餌等につき秀れた室内実験的研究を発表した LASKER 博士 (U.S.A.) は、今回はカリフォルニア海流におけるマイワシ (*Sardinops caerulea*) のカロリー収支について計算し、同化されたエネルギーの91%が呼吸に消費され、

2%が脂肪の蓄積に、5%が生長に、2%が生殖に消費されると述べ、実験室内における測定値と現場における資料の統合を試みた。私はこの様なアプローチが水産海洋学の一つの大きな手法であると考えたい。

2日目の午前の部会は、同じく D. H. CUSHING 博士が座長となり、動物プランクトンの成長、メタボリズムに及ぼす食餌の量と質の問題、およびその影響による動物プランクトンの個体の生長、体長、体重、孕卵数等の変化に関する論文が提出された。

MULLIN 博士 (U.S.A.) は今回のシンポジウムには出席しなかったが、STRICKLAND 博士が代って代読した論文は、かいあし類の2種について生長の gross efficiency が異なる温度でどの様になるか、又飼育実験の結果と海洋中の試料につき体長と呼吸量の比較を行なった。実験の結果と、現場海洋の資料を比較しながら検討する手法は他の論文でもみられたが、海洋生物の研究においては特に必要であることは言うまでもない。

大森博士 (日本) は北太平洋の *Calanus cristatus* につき、その環境、特に個体の体長、体重、呼吸率、化学組成の関連につき検討した結果を報告した。海洋生物の生物量 (Biomass) を乾重量、或いは C, N 量等の値で表現することは今後かなり routine な調査項目となると考えられるので、この様な研究は重要である。

REEVE 博士 (U.S.A.) は海洋における肉食動物として重要な矢虫の生長率、および種々の環境下における生存率を飼育実験において研究した。孕卵数、卵成熟率および仔数は水温と密接な相関がある。又、この矢虫の高い生長率、および植物食の動物プランクトンとの関連を検討した。

2日目の午後には、B. JØRGENSEN 博士 (Denmark) が座長となり、主に貝類、他の底棲生物に関する食物連鎖、およびその摂餌方法、摂餌量の研究、実験の手法等の論文が提出された。

RALPH 博士等 (U.K.) は二枚貝 *Tellina* の生長と生殖が主として餌料量に支配されることを述べ、吸水管が Plaice の主餌料となるための死亡率、吸水管の再生に関するエネルギーの要求、又分布密度と Plaice の捕食量との関連を検討し、この種の long term stability につき述べた。

IVLEVA 博士 (U.S.S.R.) は水温と海洋生物 (無脊椎動物) の efficiency の間の関連を検討した。BIRKETT 博士 (U.K.) は2枚貝 *Macra stultorum* の生存率、季節的生長の型を検討し、又、これら捕食者のエネルギー収支と *Macra* によって支えられる捕食者の量に対しても

考察を行なった。

ZATSEPIN 博士 (U.S.S.R.) は底棲生物の生態的区分につき検討し、各グループ間の食性、食餌への競合につき論文を提出した。

WINTER 博士は流水式の装置により、*Modiolus modiolus*, *Cyprina islandica* の索餌率を、直接法および間接法(粒状物の濃度による)により測定し、各種に対する最も好適な餌料濃度を推定した。

VILENKIN 博士は出席しなかったが提出した論文は、海洋の底棲生物のエネルギーの移行に関するものであった。このシンポジウムを通じて、底棲生物の生産生態の研究論文が多く、かつ意欲的な論文が発表された点は注目に値する。

第3日目の午前の部会では、G. HEMPEL 博士 (Germany) が座長となり、魚類、動物プランクトンの食餌の選択により、各トロフィックレベルにおける餌料の利用度、底棲生物や熱帯域の内湾の生物の食物連鎖に関する論文が提出された。

著名な生態学者 ODUM 博士の子息である Wm. E. ODUM 博士 (U.S.A.) は7群の異なった habitat につき *Mugil cephalus* の食餌を蛍光顕微鏡、カロリー測定、およびクロロフィル測定により検討した。直接、植物プランクトンと、植物プランクトン源の detritus に依存する2通りの索餌体系が認められるが、両者の餌料としての価値についても言及した。彼の胃内容物のクロロフィル測定による索餌量の推定は、私が試みている草食性動物プランクトンの索餌量の推定にクロロフィル色素測定を用いる手法と対比して興味深かった。

N. MARSHALL 博士 (U.S.A.) は底棲生物の栄養段階間の関係を検討し、filter feeder の重要性につき報告した。

インドより参加した QASIM 博士は熱帯の沿岸域における食物連鎖および生産量、生物量につき検討した。この中で、えび類を簡単に herbivorous とした点については多くの研究者から疑問の声があった。

PARSONS, LE BRASSEUR 博士等 (Canada) は、第2次(動物プランクトン)、第3次(鮭の稚魚)生産者の食性と索餌量の問題を取り上げた。彼等は食餌の size spectrum 解析と捕食者の選択、餌料の分布密度との関係等につき詳しい報告を行ない、Ivleva の理論を裏書きした。この研究は、先に動物プランクトンの size selection の報告に引き次ぐものであるが、今シンポジウムの中でも最も興味ある論文の一つであった。

午後には同じく L. DICKIE 博士 (Canada) が座長と

なり、魚類の摂餌に関する生態的研究が論議された。この部会においては、魚類の生産に対する概念を追究した論文もあった。

ROSENTHAL および HEMPEL 博士 (Germany) は、ニシンの索餌および食物要求量を実験的に検討した。ニシンの稚魚の餌料探索水量 (The volume of water searched for food) を検討した点が興味あり、特に2年間におよぶ研究(先のこのシンポジウムの通知と関連して)であるといっている点も留意すべきであろう。

KEAST 博士 (Canada) は、魚類の大きさが生態に持つ意義を食性研究の立場から検討し、又共棲する成長段階別魚類の餌料と食性分布の特性、食餌量の日・季節的变化、食餌量の環境(水温等)による変化等につき検討した。

S. R. KERR および N. V. MARTIN 博士等 (Canada) は、オンタリオ湖のマス (*Salvelinus namaycush*) につき、その生産量と第1次生産量間に比例関係があり、その間の栄養段階の長さ(マスまでにどのような段階が入るか)と、餌量の efficiency の間の逆の関係(餌料源が多く段階が短いと efficiency が低下する)が見られることにつき報告した。

4日目の午前中の部会においては、J. STEELE 博士 (U.K.) が座長となり、総観的な食物連鎖(に関する研究の進め方、および population dynamics をもとに、海洋生物の食物連鎖)の問題、餌料の量と生物の生産、世界漁業におけるこれら食物連鎖の研究の意義につき討論が行なわれた。

J. E. PALOHEIMO および L. M. DICKIE 博士等 (Canada) は捕食者(水産資源生物を意味する)と、餌料生物の間の関係を資源数理的に解析する手法につき検討した。

GREZE 博士 (U.S.S.R.) は他のウクライナ共和国の研究者と同じく南海生物学研究所の研究者である。今回は出席しなかったが、herbivorous, carnivorous それぞれの動物プランクトンの生物量の比につき検討している。

J. GULLAND 博士 (FAO) は海洋の食物連鎖の研究が世界の漁業問題にどのようにアプローチするかを検討した。各栄養段階の漁業生物間の量的な相互関係の研究が漁業管理にいかにか意味をもっているか、又この管理が捕食者の efficiency にかにか影響されるかの問題は、先に述べたごとく生物の索餌の gross efficiency が今回のシンポジウムの主題でもあったところから、FAO グループの「海洋の食物連鎖」に関する興味がうかがわれる。

カナダの M. J. DUNBAR 博士は極海の生態系について記述し、生物の食性、又索餌機構の分化がどの様な意味をもっているかにつき報告した。又、各生物の索餌機構の精密な研究の必要性にも言及した。

R. W. BROCKSON, C. E. DAVIS および Ch. E. WARREN 博士等 (U.S.A.) は、密度依存の生態的機能に基づく食物供給の問題を検討した論文を提出した。

これらオリジナルな論文を通して、海洋における溶存有機物、又粒状物の食物連鎖における意義に始って、各捕食生物の摂餌量、摂餌の生態的特性、主要動物プランクトンの餌料の量と生態との関連、底棲生物の摂餌生態、その特性、魚類のトロフオダイナミックスおよびその魚類生産の人類に対する意義等の問題という様に、海洋における各栄養段階 (基礎より高次までの) を通して、海洋の食物連鎖の問題を総観しつつ、個々の生物群の特性を検討しようとする意図がうかがわれた。

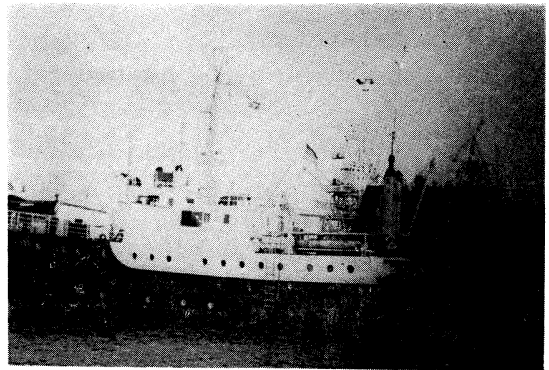
第4日目の午後の部会では、L. SLOBODKIN 博士 (U.S.A.) が座長となり、General discussion が行なわれた。この時、座長より提起された本シンポジウムの問題点は以下の5項目である。

1. 研究対象生物のサンプリングの問題、又設定されたモデル実験の意味についての検討で、この点については特に個々の生物間の関係、又各栄養段階間の関連を研究する必要があるとされた。
2. 各生物の production を maximize, 又は minimize することが可能かどうかを食物連鎖の研究により検討することであり、この点については明確な結論は出されなかった。
3. 数学的なモデルについての検討で、現在までにつくられたモデルに新しい詳細なパラメーターを求めて入れるか、又より新しいモデルをつくる方向に向かうかの問題がとり上げられた。
4. 各研究者間の連携の必要性の問題がとり上げられた。各トロフィック・レベルの研究の間の関係は、研究が進むにつれてますます複雑になることが予想される。又生態学者、海洋学者、生化学者が今後より以上の Communication を持つことが必要である点が当然のことながら強調された。
5. 新しい技術手法 (New technique) の問題がとりあげられる予定であったが、時間の関係で討議は行なわれなかった。しかし、海洋生物の行動、食性の研究について、特に今後の研究においてとりあげべき問題、例えば摂餌のエネルギーの efficiency が何% であるかを測定する、より良い手法が必

要であること等が、その総合討論を通して強調された。

この総合討論における卒直な感想として、座長を務めた SLOBODKIN 博士の phylosophy というか、研究の history から、必ずしも海洋生物の食物連鎖に関して、現場における生物学的な問題点についての討論が充分に行なわれなかったうらみがある。このシンポジウムの傾向から、今後海洋の食物連鎖の研究において、この様な population dynamics 的な手法を大いにとり入れる必要性が、人によっては強調されすぎると考えられる。しかしながら、各パラメーターの測定の精度を上げること、更に各生物の特性を出来るだけ多くパラメーターとして捉えることが必要である点も強調されるべきであろう。会后、個人的に意見を交換した研究者の中には、特にこの生物学的に充分な検討が行なわれなかったことを遺憾とする声が多かったが、この点も今後海洋生物の研究者としては留意すべきであろう。

この学会には特に Excursion は行なわれなかったが、ドイツのキール海洋研究所の研究船 Alkor 号がオーフス港に寄港しており、公開されて一夕のレセプションが行なわれた。

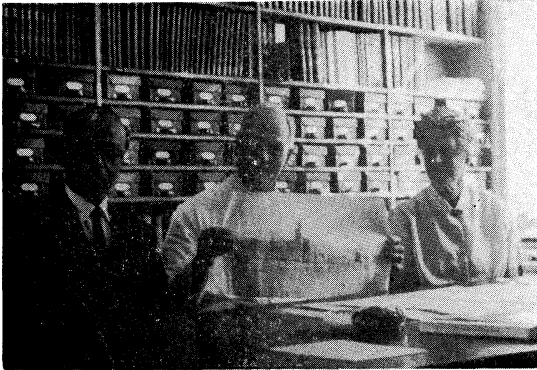


第3図 キール海洋研究所、研究船 Alkor 号。

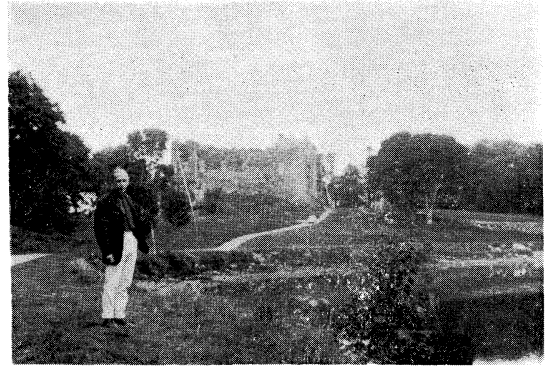
シンポジウムの概要は以上の如くであるが、各国より多くの海洋学者の参加したこのシンポジウムに出席し、かつ討論する機会を得たことは私にとって誠に有益であった。又、今回のシンポジウム出席に関していろいろ御配慮いただいた、海洋研究所・丸茂教授、都立大学・宝月教授、名古屋大学・西条教授に厚く感謝の意を表する次第である。

付 記

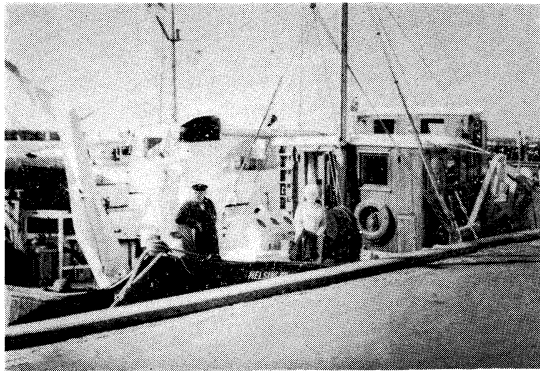
このシンポジウムの終了後、デンマーク・コペンハーゲン大学の臨海生物研究所、スコットランド・オーバン



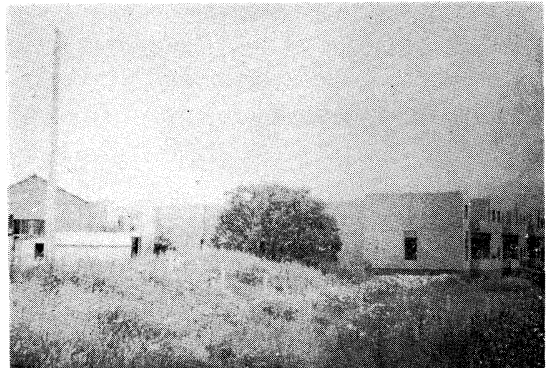
第4図 増設予定研究所の計画を手にする THORSON 教授, 右は S. M. MARSHALL 博士, 左は花岡教授。



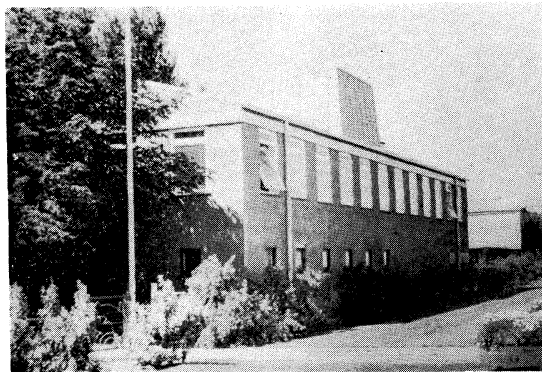
第7図 Oban の古城の前に, R. CURRIE 所長。



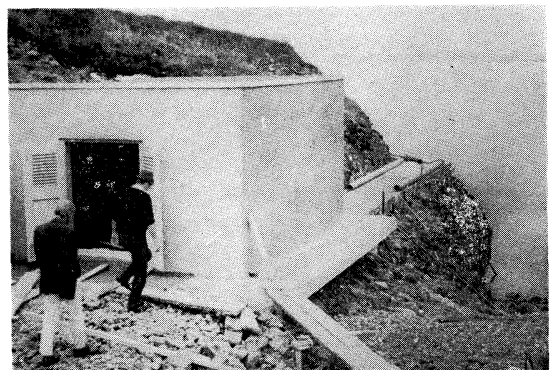
第5図 Holsingør 研究所に付属する Ophellia 号, 立てるは IVREVA 博士。



第8図 建築中のスコットランド海洋生物研究所。



第6図 Holsingør 研究所前景。



第9図 研究実験用海水取入口。

(Oban) に建築中である海洋生物研究所の見学, および イングランド・ケンブリッジにおいて行なわれた南極生態学会に出席する機会を得た。

コペンハーゲン大学の臨海研究所は, 市内より約2時間離れた Helsingør にあり, 所長である G. THORSON 教授の活躍で良く知られ, UNESCO の海洋生物の研修

コースの行なわれる場所でもある。日本からも堀越, 有賀, 富士博士等も初期の研修コースに参加したことがあり, 研究所内にその当時の写真が飾られてあった。有名なハムレットの城のある岬を廻った道路沿いにある小さな窓の多い建物で, 裏側に外来研究者の宿舍, 食堂があった。研究所は二階建てで, 道路に向かって右側下にホルマリン室, 水槽室があり, 二階は研究室, 図書室, 所長室等があった様に記憶する。

この研究所は目下増設計画があり、THORSON 教授はその青写真を見せて、その喜びを語っておられたが、これが完成すると現在の約2倍以上の規模となり、更に大規模な研究成果が上がるものと期待される。

スコットランドのオーバンに建設中の海洋生物学研究所は、先に Cumbrae 島ミルポートにある有名な海洋生物学研究所が場所の問題、設備の関係等の理由で Oban に移転することになったものである。R. CURRIE 氏が英国国立海洋研究所 (N.I.O.) より所長に着任し、若干の所員をつれて町のメイン・ストリートに面した小さな家の三階を使って、事務および研究を進めている。

オーバンは古城をひかえた静かな町で、この付近のリゾートでもあるとのことである。研究所は町より車で約20分離れた岬のほぼ中央部にあり、島が砂洲でつながった感じで旧軍の設備のあった敷地を利用して、二階建の研究所と一階建の宿舎が建設中であった。

レンガ建物の壁面を岬の突端にある古城とマッチする色を選ぶなど、考慮がはらわれていた。

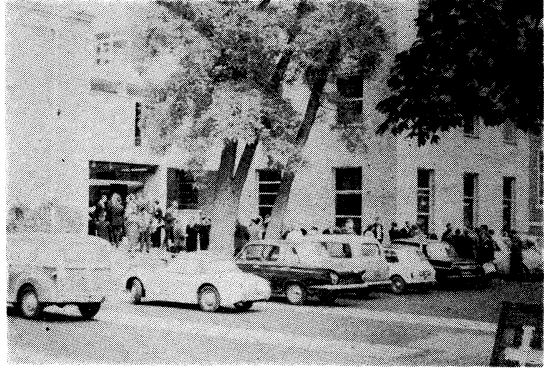
先頃当地を襲ったハリケーンのために建設が少しおかれているとのことであり、研究所は外がほぼ5分通り出来上がり、外来研究者のための宿舎の方は八分位出来上がって、机や調度も入りつつあった。

CURRIE 所長は未完成の各部屋および研究所の特徴につき案内の労をとられたが、動、植物プランクトン、生理、生態、化学等の研究室が2部屋単位であり、大きな図書室も中央に予定されてあった。特徴の一つと考えられるものとしては、大きな海水タンクおよび飼育培養実験のための装置であって、ミルポートの研究所の伝統を生かす配慮の一つであると考えられる。このための海水は人家等の汚染の少ない所から500m位の距離を大きなパイプをもって採水、輸送し、常時新鮮な海水を供給出来る様になっている。採水場所の水の状態は極めて良好であって、動物プランクトン各種が遊泳するのがうかがわれた。

CURRIE 所長は IABO (International Association of Biological Oceanography: 国際生物海洋学会) の会長を務めているが、1970年に東京で行なわれる IAPSO の学会にも IABO として積極的な関心を示していた。

ケンブリッジにおける南極生態学会には、会期7日中2日間出席した。オフィスにおいて DUMBAR 教授や GULLAND 博士から強く出席をすすめられ、筆者もサンチャゴの南極海洋学会来の友人達にも是非会いたいという希望が強かったので、日程を変更して31日ケンブリッジに着いた。この学会は SCAR, IUBS の主催で IBP

が協力して行なわれたものである。主なプログラムは次に示す如くであるが、この学会に2日出席して感じたことは1966年9月チリー共和国サンチャゴ市における南極海洋学会に発表された論文と関連ある主題が著しく進展をみせていたことである。



第10図 Scott Polar Research Institute の前景。右手一階が、学会の行なわれたセミナー室。

Symposium on Antarctic Ecology

- Session 1. Review of Antarctic biological research
- Session 2. Past environment floras and faunas
- Session 3. Soils and microbiology
- Session 4. Land vegetation
- Session 5. Land faunas
- Session 6. Freshwater ecosystems
- Session 7. Marine ecosystems
- Session 8. Krill and whales in the Antarctic
- Session 9. The biology of seals
- Session 10. Ecology and population dynamics of polar birds
- Session 11. Adaptation in polar animals and ecosystems
- Session 12. Techniques and needs in polar biological research.
- Session 13. Conservation of polar regions

学会場は今年7月27日に開所式をしたばかりの新築のスコット極地研究所 (Scott Polar Research Institute) の講演室が当てられ、参会学者は100名を越えほぼ満室の状態であった。二階には大きな図書室があり、一階の奥には各実験室が備えられてある。この学会には英国国立海洋研究所の N. A. MACKINTOSH 博士, T. J. HART 博士, ノルウェーの RUND 教授, 英国スコット極地研究所長の ROBIN 博士, チリーの AGUAYO 博士, テキサス A&M の EL-SAYED 博士, ソ連邦 VORONINA 博

士, ANDREASHEV 博士, オーストラリアの CARRICK 博士等多くの旧知に会って再会を喜んだ。

研究発表の内容に関しては, 南極の基地の研究施設の充実(南極洋における研究船についても)によって著しい進歩がみられた。一例を挙げるとアザラシの研究においては例えばアメリカのマクモード基地を中心とする ELSNER 博士(カリフォルニア大学)等の生理学的研究が進められ, 又各基地におけるアザラシの census は今夏における結果が次々に報告され, 又 MANSFIELD, ØRITSLAND 博士等によりアザラシの資源を取扱った Population dynamics 的なものが報告されるなど, 多方面の研究が実を結びつつある。

Euphausia superba を主とするオキアミ類の生物学とその海洋資源としての開発利用に関しては, MACKINTOSH 博士の review および全ソ連邦海洋漁業研究所(VNIRO)副所長の MOISEEV 博士は調査船アカデミック・クンポビッチ号で行なわれた, 南極洋におけるオキ

アミのトロール網による漁獲および分析された化学成分について報告した。クンポビッチ号によるオキアミの, トロール網による漁獲の様子は壯観ではあったが, 同船によるオキアミ漁業が必ずしも十分な成功をおさめていないことがうかがわれた。

日本としても鯨類にかわる可能性のある資源として今後更にこの開発と取り組む必要があろう。研究面においても第1次生産からオキアミを通して鯨類に至る食物連鎖は, 世界の海洋において最も短いものと考えられ, 興味をひく点である。南極洋中層の魚類についての報告, 又 Amphipoda の一種 *Bowallia gigantea* の成長についての研究も短いながら興味深かった。

私が直接聞けなかった多くの報文については触れないが, 日本の南極(南極洋も含めて)の生物研究においても今一層の努力が, その計画・実行の両面でなされなければならないとの感を深くした次第である。

Peru Current について*

Sur le courant du Pérou

奈 須 敬 二**

水産業が, Peru Current およびその周辺海域の生産力に依存するところは非常に大きく, 更に高緯度では未開発の海域が残されている。今年度水産庁所属調査船開洋丸(3,210トン)が, 同海域の調査(東京出港1968年11月5日:帰港1969年3月1日)を実施することになったが, すでに水産業界においても Peru Current 流域への関心は高くなっている。

そこで, 筆者は既往の報告・資料等に基づき, Peru Current 流域の全貌につきまとめた。本文がささやかではあっても, 何らかの形で参考に供することが出来れば幸である。

Peru Current は, 南東太平洋域における反時計回りの寒流の部分に相当し, 起源は概して Subantarctic 域に

* 1968年11月11日受理

** Keiji NASU 遠洋水産研究所 Far Seas Fisheries Research Laboratory

*** 山中 一(1968, 私信)によれば, ペルー, チリー両国間の感情問題から, チリー国内では Humbolt Current, ペルー国内では Peru Current を用いた方がよいとのことである。

あり, 南米西岸に沿って40°S付近から北西方向に流れ, 大陸沿岸に極く近い海域では湧昇域とほぼ一致している。そして, 大陸近くを北上する流れを Peru Coastal Current, その沖合の北上流を Peru Oceanic Current と称し, それらを総称して Humbolt Current なる別名称が用いられているが, GUNTHER (1936)は Coastal Current を Humbolt Current と定義している***。

Peru Coastal Current と Oceanic Current は, 南下する不規則な Peru Counter Current によって分れており, その Counter Current は Pacific Equatorial Water と呼ばれ, 表面にまで浮上することもあるが, (WYRTKI, 1963), 概して, Subsurface Current となって距岸500~180kmの沖合に存在し, 11月~3月にもっとも顕著となっている。従って, 11月以前の冬期には, Peru Counter Current が表面まで浮上することなく, 更に弱いため Peru Current は Oceanic と Coastal に分離されることなく単一流を形成してきて, その勢力がもっとも強い時期となっている。

Peru Currentは生産力高く, プランクトン豊富で, ア

ンチョビー、カツオ、マグロ、イカ、アシカ、クジラそして海鳥類が多棲している。その Current の北限は、Gulf of Guayaquil 付近にあり、水塊は一般にその周辺の太平洋系水塊より低温となっている。水色は、既述したように生産力が高いため、また南極洋周辺に繁殖する海産生物などにも起因して、緑、カーキ色、オレンジ色又は赤味を帯びており、そして北方海域は世界における海鳥分布密度のもっとも高い海域となっている。そして、その海鳥によるグアノ産業は世界的に有名である。

なお、Peru Currentは北上するに従って、その巾は広くなっているが、流速が小さいために(平均 0.2~0.5

厘/時) 流量は小さい ($10 \times 10^6 \sim 15 \times 10^6$ トン/秒)。また、ペルー沖では約11年を周期として起る El-Niño の異常発達年には、発達した南下流がこの海域の海産動物相に相当の被害を与えている。

水温分布

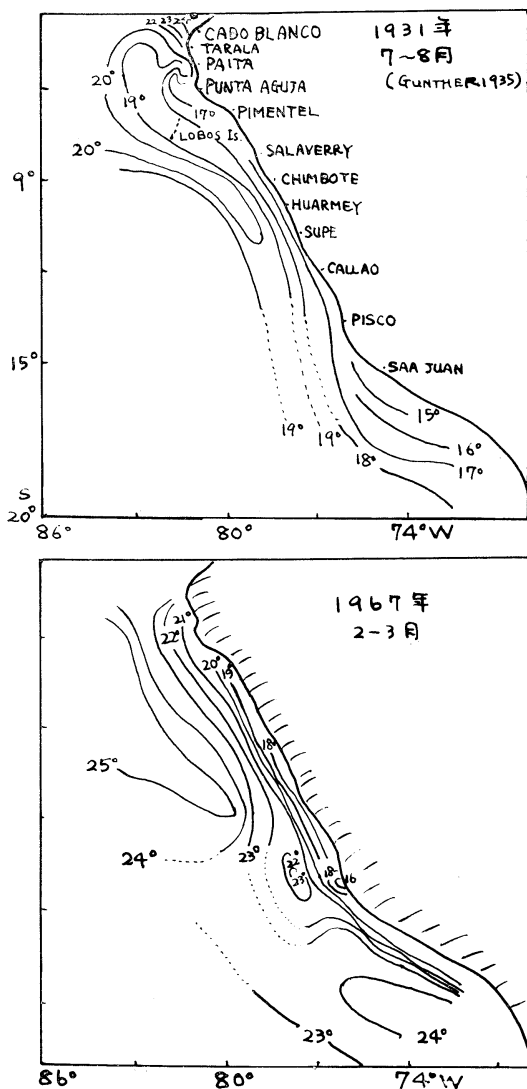
ペルー、チリー沖の等温線は、大陸に極く接近した海域では、概して海岸線に平行しており、 $5^{\circ} \sim 10^{\circ} \text{S}$ 付近の沖には暖水塊が舌状形をなして南東に分布している。そしてその暖水塊は、冬期(7~8月)には 20°C 以上、夏期(2~3月)には 25°C 以上を示している(第1図参照)。従って、その暖水塊の東西両域では低温域となっており、その東西両域における水平方向の温度勾配は、東側(大陸寄り)に大きく、西側(沖合い)に小さくなっている。特に、冬期その暖水域とその周辺海域との動物相は異なり、暖水域内では冬期においてもトビウオが分布している。その舌状形暖水塊は、Guañape 諸島沖で50 哩、Lobos 諸島沖で140 哩、Punt Aguja 沖で180 哩のところにある。

Cape Blanco の極く沿岸には、高温水塊が分布しているが、その直ぐ沖合の距岸約 25 哩付近迄に冷水塊が北上しており、その水塊による不連続面が Peru Coastal Current の北限となっている。更に、南米大陸岸に沿って帯状に低温域が存在しているのは、湧昇流に起因した現象である。

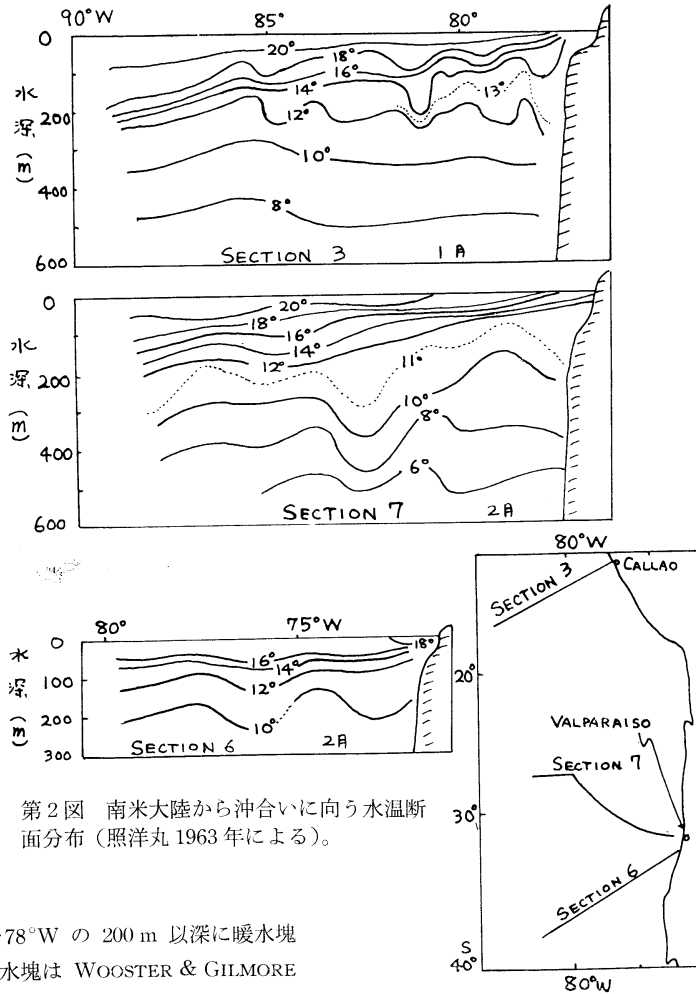
次に、大陸から沖合いに至る表面水温の変化は、場所・時期によって変動があり、これらの現象は局部的に風の影響を受けることが大きく、そして温度分布から湧昇域は概して 30°S 以北に発達しているようである。

南東太平洋域を概観すると、夏期においては既述したように、水温分布から Peru Current の西方への extension は弱くなっているようであり、冬期においてはペルー沖に南下暖水塊はみられず、 5°S 以北付近から Peru Current の西への張り出しが顕著となっている。そして、 30°S 以北における最高温月と最低温月との表面における水温の年偏差は、概して、Peru Current 域、特にペルー沖にみられる南下暖水塊域に大きくなっている。

南米大陸から沖合いに向う観測線に沿った温度の断面分布を第2図に示した。Peru Current を直角に横断した Section 3 では、水深 200 m 付近から極く大陸岸に沿って顕著な湧昇流の存在していることがわかる。なお、温度躍層は陸岸近くで 15 m 深付近にあるが、沖合いへ行くに従って深くなる傾向がみられ、 81°W 付近には収束現象そして 85°W 付近には発散現象がみられている。



第1図 冬期(7~8)月および夏期(2~3)月における表面水温。



第2図 南米大陸から沖合いに向う水温断面分布 (照洋丸 1963 年による)。

Section 7 では、77°~78°W の 200 m 以深に暖水塊が存在しているが、その水塊は WOOSTER & GILMORE (1961) が述べている Peru Undercurrent* に関連しているようにも考えられる (山中, 1958)。

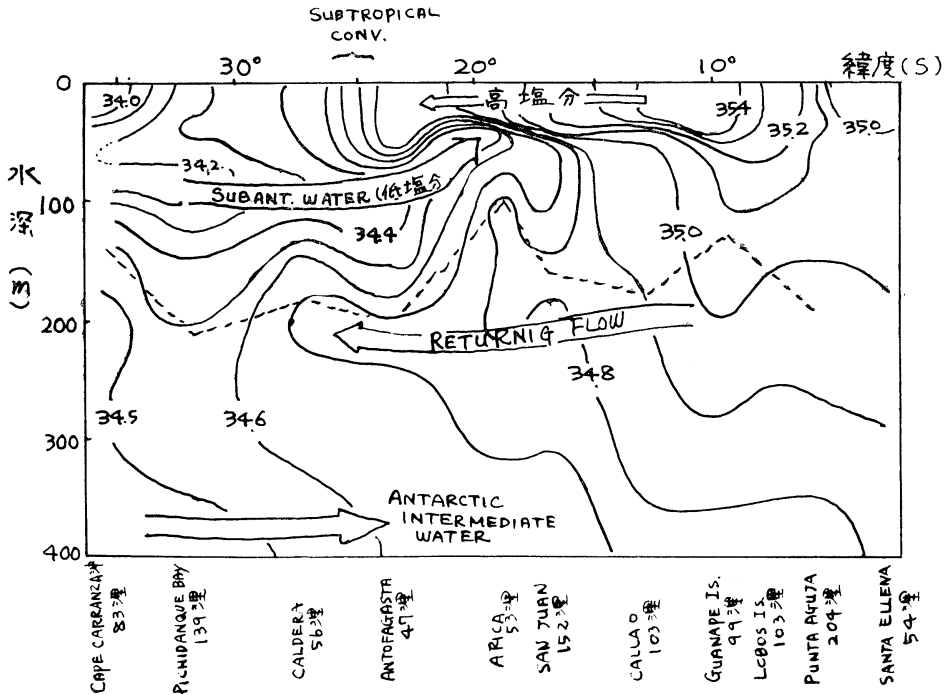
Section 6 では、Section 7 でみられたような表面水温の変化は、暖・冷水塊の流入によって非常に複雑となっている。なお、第3図にはみられないが、観測値によれば 75°W の 200 m 深付近に inversion layer がみられているが、これは Peru Oceanic Current にはみられない現象で、この海域の特徴ではなからうか (山中, 1958)。

* ペルー北方から南下する undercurrent は、少なくとも 41°S にまで達し、ペルー沖およびチリー北部沖で 4~10 cm/sec の流速を有している。流量は南下するに従って小さく、5°S において $21 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{sec}$ 、15°S で $3 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{sec}$ で、その coastal edge における流れは大陸に平行している。また 15°S 以南における undercurrent は、高温高鹹、低 O₂ が特徴となっている。(WOOSTER & GILMORE, 1961)。

塩分量分布

水温では、湧昇流に起因した冷水域が大陸沿岸に分布し、また Peru Current の消長に応じて分布しており、海水流動を間接的に把握することが出来る。しかし、この海域における塩分量分布では、降水、蒸発等によって特に変化しやすいため、少なくとも表面における値から流動のパターンを検討することは困難である。

第3図には、南米大陸にほぼ平行して Peru Current に沿った南北方向における塩分量の断面分布を示した。ほぼ 34.5~34.8% によって推定される Subtropical Convergence が 25°S 付近に存在している。その北側に高鹹水塊が分布し、その下層を低鹹な Subantarctic Water が Subsurface Current となって北上しており、400 m 付近にまた融氷に起因した低温水塊 (Antarctic Intermediate Water) が北上している。そして、それら



第3図 ペルー海流に沿った 400 m 深までの塩分分布。この図はほぼ大陸に平行しており、平均距岸距離は約 100 哩、破線は湧昇流の最大深度を示す (GUNTHER, 1936)。

2 水塊の中間層を高温水塊が Returning Flow となって南下し、Subantarctic Water と Subtropical Water の水塊が、Peru Coastal Current の重要な成因となっている。

流 動 (第4図参照)

高緯度の West Wind Drift に起源を有する北上した Peru Current はペルー沖で西に向かい、そして South Equatorial Current と混合している。その流速は、先述したように一般に小さいが、不規則で大陸寄りでは平均 10-12 mile/day、距岸 100-130 哩で 3.5 mile/day 程度となっており、平均流速は概して大陸からの距離に反比例している。

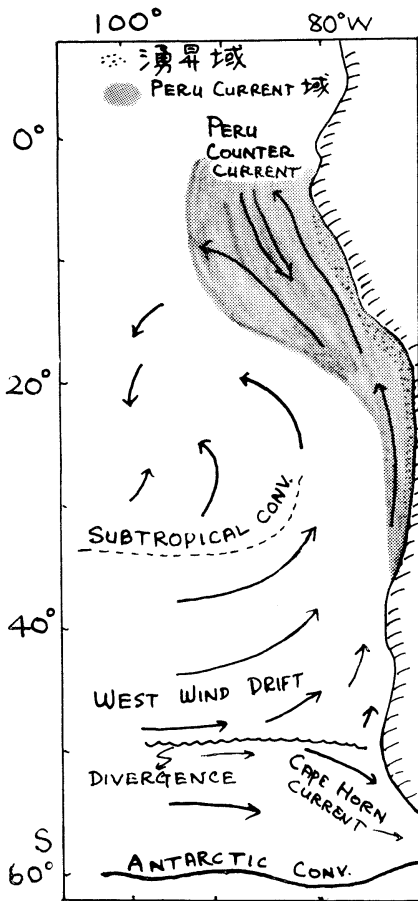
また、航行船舶からの報告によれば、チリー沖を南下時には、北上時の10%程度の時間を要し、そして Ocean Passage of the World によれば、流速はチリー沖で 10-30 mile/day、ペルー沖で 10-25 mile/day となっている。

Peru Currentの西端——南東貿易風に起因した北上皮流は、大陸に平行しているため地球自転偏向力により沿岸域から表層水を発散し、その結果補流として底層水が湧昇している。従って、南米西岸では北上する Peru

Current に接する海域では、概して湧昇流が発達しており、その湧昇水塊はチリー沖で 50-100 哩、ペルー沖で 150-250 哩にまで達している。Peru Coastal Current と Peru Oceanic Current との境界は変動が大きく決定することは困難であるが、SCHOTT と SCHU による年平均等温線図から、40°S 付近では殆んど大陸に接しており、30°S で 75°W、即ち距岸約 180 哩に存在していることが推定されている。

Peru Currentの北端——第1図から分るように、ペルー沖の北上冷水塊と南下暖水塊 (Equatorial Counter-current) との間に形成された蛇行性前線が北限となっていて、ほぼ 2-3°S 付近にある。

Peru Currentの南端——西から東に向う West Wind Drift は、チリー南部沖で北に向う Peru Current と、南に向う Cape Horn Current に分かれている。従って、チリー沖を北上する Subantarctic Water の殆んどは West Wind Drift に起源を有していて、その水塊は広義には Peru Current、特に Peru Oceanic Current に属しているものと考えられる。なお、GUNTHER (1936) は Peru Coastal Current の南限を、チリー沿岸に形成されている湧昇域の南限としており、その位置は William



第4図 夏期における表面流。

scoresby の観測によれば、Cape Carranza (約 36°S) 付近にある。

MOSSMAN (1909) は、気象学的な cyclonic circulation と anticyclonic circulation を 41°S で分けており、その南では西南西風が卓越し、北への卓越風は季節によって変っている。即ち、10-3月には南風、4-9月には北風がそれぞれ卓越し、チリ沿岸の季節風となっていて、その風帯域は Caldera 周辺の 25°S 付近まで伸びている。

これらの諸現象から Peru Current の南限は季節によって変化することがわかる。なお、William scoresby の観測によれば、8°-47°S 間の秋と冬の温度差は 8°-33°S 間で最大、40°S 以南で最少となっており、40°S 以南の水塊は Cape Horn Current に属しているものと推定される。

El-Niño

Peru Currentの北限と収束している高温南下流は、通常クリスマスの後に生じていることから、土地の漁師により幼児キリストの名をとって El-Niño (子供の意味) と呼ばれており、2-3°S 付近にまで達している。しかし、稀にはあるが、大気循環の異常現象に起因して、高温な熱帯水塊が北方からペルー沖へ急激に流入する El-Niño の異常年があり、斯様な年における南下暖水は、Callao 以南の 12°S 付近にまで達することがある (例、1891, 1925, 1953, 1957-58, 1963-65)。

SCHOTT による El-Niño の持続期を第1表に示した。
(SVERDRUP *et al.*, 1946)

第1表 El-Niño の持続期間。(1925年)

場所	緯度	出現月日	持続期間
Lobitos 沖	4°20'S	1月20日~4月6日	76日
Puerto Chicana 沖	7°40'S	1月30日~4月2日	63日
Callao 沖	12°20'S	3月12日~3月27日	15日
Pisco 沖	13°40'S	3月16日~3月24日	8日

El-Niño の異常発達年は、海洋・気象の異常現象を伴って大災害をもたらしている。即ち、南下暖水塊と Peru Coastal Current との混合現象が発達するため、その過程において Peru Coastal Current 域に濃密に分布するプランクトン、魚類、イカ等海産動物の大量弊死を来し、それらの死骸が沿海一帯を漂流し始め、その結果多量の硫化水素が発生し、大気・沿岸水を汚染する。また、多量発生した硫化水素によって港内に碇泊中の船舶のペイントを黒変させるため、Callao painter (カヤオのペンキ屋、方言では Aguaja と呼ばれている) として知られている。

海産動物の大量弊死により、グアノ鳥 (Guano bird) は餌料に欠乏し、この鳥群の移動および多量弊死によってグアノ産業が大打撃を受ける結果となる。

El-Niño の異常発達と同時に、Tropical Rain Belt が南下して乾燥地方に豪雨をもたらしている。例えば、8°S にある Trujillo の8年間における3月の平均雨量は僅か 4.4 mm であるが、El-Niño の異常年である 1925年3月には、395 mm を記録している。そして、この異常年は太陽黒点極小期付近に起きているため、ほぼ11年が周期となっている。

湧昇海域

南米西岸の等深線は、陸岸から沖合いに向かって急勾

第2表 チリー・ペルー沖の湧昇域における、海底地形の勾配と表面における水温の降温 (GUNTHER, 1936)。

チリー			ペルー		
海域	大陸棚勾配	降温 °C	海域	大陸棚勾配	降温 °C
Cape carranza	1 : 180	2.20	Guanape Is.	1 : 800	2.60
Arica	1 : 120	0.78	Lobos Is.	1 : 580	1.37
Pichidanque Bay	1 : 40	0.68	Callao	1 : 190	1.69
Antofagasta	1 : 30	0.72	San juan	1 : 160	4.11
Caldera	1 : 20	2.80	Cape blanco	1 : 100	2.02
			Punta aguja	1 : 70	2.30

配となっており、その地形的特徴と冷水域との間に密接な関係がある。例えば、Point dune 北方の冷水域は等深線が 100 m から 500 m に急勾配となっている地形と一致しており、第2表にチリー、ペルー沖の海底地形の勾配と表面における水温の降温を示した。

気象の影響——ペルー沿岸に沿って南東貿易風が発達すると乾気候をもたらす、湧昇流を生じる結果沿岸海域に低温現象がみられ、その現象は 1~4 月に起きる。一方、太平洋からの北東貿易風が Gulf of Panama から強風となって南米大陸に吹き込むと、Equatorial Water の南下流がペルー沿岸に収束し、時折 Callao から Pisco の南にまで達して、沿岸における表面水温が 10°C 以上に昇温することがある。

風向と湧昇現象間の関係は、Antofagasta 沖でもっとも顕著に現われ、2~3日間と言うような短期間においても、風向によって湧昇流が発生又は消滅している。Callao 沖の湧昇流は、東の風が卓越する時に発達し、風が弱い時か又東の風向成分が小さい時に弱くなる。なお、他の海域では次の通り。

Pichidanque Bay および San juan 南東風の時発達 Cape carranza および Caldera 北西風の時弱い表面と湧昇深度における両水塊間の密度差は、ペルー沖よりチリー沖に大きくなっているため、湧昇流の起源となるエネルギーがチリー沖に大きいものと考えられる (GUNTHER, 1936)。なお、ペルー沖に顕著に発達した湧昇流がみられないのは、強風と強流の影響を受けていることも考えられているが、その他にペルーが低緯度に在るために、地球自転偏向力に起因しているところも大きい。

湧昇現象のみられる深度——その深度は比較的浅く、過去の調査結果によれば最浅 40 m、最深 360 m、平均 133 m と推定され、殆んど大陸棚縁辺付近に形成されている。

磷酸塩と生物

Pichidanque Bay の表面における磷酸塩は非常に少なく、湧昇流が発達していないことを知ることができる。そして、植物性プランクトンの量も少なくなっている。一方、San juan 沖で距岸 50 哩まで表面では磷酸塩に富み、湧昇流の発達していることが明らかで、第3表に海域別の磷酸量とプランクトン量間の関係を示した。

第3表 磷酸塩量とプランクトン量 (GUNTHER, 1936)。

海域	測点当り平均プランクトン量		磷酸塩*	
	植物cc	動物cc	濃度	範囲(哩)
Guanape Is.	<25	405	豊	15
Lobos Is.	<25	395	〃	40~80
Cape carranza	76	313	〃	70
San juan	51	208	〃	50
Antofagasta	25	276	〃	25
Caldera	18	172	中	20
Pichidanque Bay	非常に少い	113	貧	—

* 豊: >80 mg/m³, 中: 40-80 mg/m³, 貧: <40 mg/m³

第4表 大陸からの距岸距離と植物性プランクトン量。

距岸距離(哩)	観測回数	植物性プランクトンの平均量 cc/l
<2	9	30.6
2~3	9	55.5
4~5	13	64.6
9~10	13	42.5
11~25	19	37.0
26~55	24	48.0
56~100	17	75.0
101~150	6	41.6
151~200	2	37.5

第5表 植物性プランクトンのパッチとその分布状況 (GUNTHER, 1936)。

距岸距離 (哩)	パッチの大きさ (哩)	プランクトンの 平均量 (cc/l)	卓越種	海 域	緯 度 (S)
—	—	—	<i>Chaetoceros</i>	Santa elena	02°11'
<2	2	50	"	Cape blanco	04°19'
0-10	10	179	{ <i>Chaetoceros</i> <i>Coscinodiscus</i>	Punta aguja	05°44'
5-15	10-15	25-50	{ <i>Coscinodiscus</i> <i>Chaetoceros</i>	Lobos Is.	07°05'
—	—	—	<i>Coscinodiscus</i>	Guañape Is.	08°47'
5-10	10-20	87.5	<i>Chaetocerus</i>	Callao (August)	12°29'
65-150	100	66.6	{ <i>Planktoniella</i> <i>Rhizosolenia</i>		
—	—	—	—	Cllao (July)	"
0-15	15	25	{ <i>Chaetoceros</i> <i>Thalassiosira</i>	Arica	19°26'
45-85	40-50	175	{ <i>Chaetoceros</i> <i>Rhizosolenia</i>		
—	—	—	—	Antofagasta (North)	23°12'
7-15	8-10	108	{ <i>Chaetoceros</i> <i>Corethon</i>	" " (South)	23°54'
2-5	3	37.5	{ <i>Corethon</i> <i>Chaetoceros</i>	Caldera	27°06'
30-50	20	25	{ <i>Planktonilla</i> <i>Synedra</i>		
—	—	—	{ <i>Trichodesmium</i> <i>Chaetoceros</i>	Pichidanque Bay	30°
—	—	—	{ <i>Corethon</i> <i>Thalassiothrix</i>		
5-15	10	55	{ <i>Chaetoceros</i> <i>Corethon</i>	Cape carranza	35°40'
35-85	50	135	{ <i>Chaetoceros</i> <i>Corethon</i> <i>Synedra</i>		

なお、第4表に示した植物性プランクトン沈澱法による容積測定結果から、平均して距岸100哩以内は100哩以遠より植物性プランクトン量が多くなっている。

第5表に、植物性プランクトンのパッチとその分布状況を示した。概して、パッチの大きさは距岸距離に比例しているが、これは生産力の高い湧昇域から沖合へプランクトンが輸送されることに起因しているものと考えられている。採集されたプランクトンの卓越種は、殆んどの海域で *Chaetoceros* のようなコスモポリタン種となっている。又 *Rhizosolenia* や *Planktonilla* のような Oceanic 種と Neritic 種との間には、分布差がみられ、更に北方には *Conssinodiscus* や *Thalassiosira* が多く、南方では *Synedra* や *Corethron* が多くなっている。

動物性プランクトン量は、一般に多く、第6表から明

らかなように、1曳網当りの平均量はチリー沖に比較してペルー沖に多くなっているが、*Euphausia* に関してはチリー沖に多くなっている。なお、Corral 沖のクジラは *Euphausia vallentini* を捕食している。

その他の動物 — Ballena, Lobos de Tierra, Guañape および Pescadores などの島々のように、チリー、ペルーなどの南米西岸には、クジラ、魚、鳥などに起因した地名が多く、これらの島名からも同海域にクジラ (シロナガス、ナガス、ザトウ、イワシ、マッコウ)、魚類、海鳥類等の多棲していることが想像できる。又イカ類も多く、体長 (2-3 cm から 1 m 以上に達するものまで変化に富んでいる) からして種類も多いものと考えられ、夜間など船の灯に集ることが珍しくないと報告がされている。

第6表 チリーおよびペルー沖における動物性プランクトン量 (GUNTHER, 1936)。

緯 度 (°S)	標 本 数	平均プランク トン量 cc	<i>Euphausia</i> の 平均量 cc	他のプランクト ン平均量 cc	<i>Euphausia</i> を 含む標本数
2-14	132	360	25.5	334.5	12
14-36	155	225	116	109	42

既往の調査研究報告等から, Peru Current 域は比較的明らかにされているが, その南の周辺海域は今後の成果を待たなければならない状態である。従って, その海域の調査は海洋学的にも産業的にも有意義と考えられ, 是非とも日本の手で実施したいものである。

引用並びに参考文献

- BJERKNES, J. (1961): "El-Niño" study based on analysis of ocean surface temperatures 1935 to 1957: Inter-Amer. Trop. Tuna Comm. Bull. 5(3).
- DEACON, G. E. R. (1933): A general account of the Hydrology of the South Atlantic Ocean, Dis. Rep., Vol. 7.
- DEACON, G. E. R. (1937): The hydrology of the Southern Ocean, Dis. Rep., Vol. 15.
- DEACON, G. E. R. (1937): Notes on the dynamics of the Southern Ocean. Dis. Rep. Vol. 15.
- GUNTHER, E. R. (1936): A report on oceanographical investigations in the Peru Coastal Current. Dis. Rep. Vol. 13.
- Informe Preliminar del Crucero 6611, Deal Primavera de 1966 (Cabo blanco-punta coles).
- Informe Preliminar del Crucero 6608-09, de invierno 1966 (Mancora-llo).
- Informe Preliminar del Crucero de otono 1966 (Cabo blanco-llo).
- Informe Preliminar del Crucero de invierno 1965 (Mancora-morro sama).
- Informe Preliminar del Crucero 6705-06 del otono de 1967 (Cabo blanco-llo).
- Informe Preliminar del Crucero 6702 de verano de 1967 (Cabo blanco-arica).
- MIDDLETUN, L. and J. NATVIG (1957): Pacific Antarctic Waters, Sci. Rep. of the "Brategg" Expedition, 1947-1948, No. 3.
- MOSSMAN, R. C. (1909): The Monsoons of the Chilean Littoral (Preliminary note). Trans. Roy. Soc. Edin. XLVII.
- Pilot Chart of the South Pacific Ocean, No. 2601 (published quarterly). U. S. Hydrographic Office, Washington.
- RIED, JOSEPH L. (1962): On circulation, phosphate-phosphorus content, and zooplankton volumes in the upper part of the Pacific Ocean. Limnology and Oceanography, Vol. 7, No. 3.
- 水産庁 (1957): 調査船照洋丸調査報告書.
- 水産庁 (1959): 調査船照洋丸調査報告書.
- SVERDRUP, H. U. *et al.* (1946): The Oceans. Prentice Hall.
- WOOSTER, W. S. and M. GILMARTIN (1961): The Peru-Chile Undercurrent J. Mar. Res., Vol. 19. No. 3.
- WYRTKI, K. (1963): The horizontal and vertical field of motion in the Peru Current. Bull. Scripps. Inst. Oceanogr., 8(4).
- WYRTKI, K. (1964): The Thermal Structure of the Eastern Pacific Ocean. Ergänzungsheft Reihe A(8°), Nr. 6.
- WYRTKI, K. (1964): Total integrated mass transports and actual circulation in the eastern South Pacific Ocean. Study on Oceanogr.
- WYRTKI, K. (1965): Surface currents of the eastern Tropical Pacific Ocean. Int-Amer. Trop. Tuna Comm. Bull., 9(5).
- 山中 一 (1958): 調査船照洋丸調査報告書.
- YOSHIDA, K. (1967): Circulation in the Eastern Tropical Oceans with Special References to Upwelling and Undercurrents. Jap. Geophysics, Vol. 9. No. 2.

IOC (政府間海洋学委員会) 法律ワーキング・グループの発足*

“IOC Working Group on Legal Questions”

小 田 滋**

1. 法律ワーキング・グループ設立の経緯

IOC, 即ち政府間海洋学委員会は、1960年ユネスコの決議によって設立されたものである。その加盟国の共同活動を通じて、海洋の性質及び資源に関する知識を増進するために、科学的調査を促進することを目的とする。UN, ユネスコ, FAO 及び UN 組織の他の機関の加盟国で、共同活動の必要な海洋学計画に参加する意志があるすべての国が加盟できる。1968年3月現在では、日本、アメリカ、イギリス、ソ連などをふくめて、59カ国が加盟している。2年に1回会合することとされ、議長及び2名の副議長からなるビューローは、14カ国の諮問理事会の参加を得て、その間に会合を行なう。IOCが公式プログラムとして承認した国際計画には、たとえば1959年—1965年の国際インド洋調査や、1965年以降の黒潮共同調査などをふくんでいる。

IOCの法律問題への関心は、UNのECOSOC決議1112(第40会期)及びGA決議2172(第21会期)などに刺戟されたものと思われる。もっとも、それ以前にも、IOCは1961年10月の第1会期における決議1-7「固定ステーション」において、ユネスコが、IMCOと協議して、無人及び有人の観測ブイの法的地位を明確にすべく、措置をとることを勧告した。更に、第2会期の決議2-18「固定海洋学ステーションの法的地位」もこれを補足している。ユネスコが、IMCOと協議してまとめた資料が「有人及び無人の海洋データ・ステーションに関連のある法律問題に関するペーパー」(IOC/INF-108: March 1967)である。

IOCのビューロー及び諮問理事会第6回会議(1966年

5月16日—18日)においては、ユネスコが1967年もしくは1968年に海洋ブイ・ステーションの利用の法的側面に関する予備会議を開く可能性を検討するようビューローが勧告すること(勧告6・7)、又ビューローが、日本、アメリカ、イギリス、オランダ、ソ連に、海洋法の専門家を任命して、前記の予備会議のために現行の国内、国際の慣行の資料を用意せしめること(勧告6・9)という勧告を可決している。

さてIOCのビューロー及び諮問理事会第7回会議(1967年1月30日—2月1日)の第8議題は、「海洋データ・ステーションの法的側面——1967年—68年の作業計画」というのであった。もちろん、IOCとしては、法律問題といっても、海洋データ・ステーションのそれに限られると思っていたようである。しかし、この会議において、ソ連の代表は、IOCがもっと広い意味での公海における海洋調査の法的側面の研究の責任をひきうけるべきである、という意見を表明した。そうして、海洋の研究及び海の資源の利用の法的側面に関する新しいIOCワーキング・グループの設立を提案した。このワーキング・グループは、6ないし8カ国の代表で国際海洋法の専門家をもって構成されるべしというのである。(UNESCO/IOC/B-30A; 2 June 1967, Annex VI)。これに対しアメリカ代表は、この問題はまずGA決議2172(第21会期)で設立された専門家グループによってとりあげられるべしという意見であった。又ACMRRの事務局長も、多くの専門機関がこの問題に関心を持っていると述べた。SCORの事務局長は、このソ連提案をIOCの加盟国に配布して、IOC第5会期までにその見解を求めることをサジェストし、これが大勢を占めた。この線に沿って勧告7・32が採択された。

IOC第5会期は、1967年10月19日—27日、パリで開催された。その議題6は、「公海における科学調査及びその適用の法的側面」というのである。さきのソ連提案は、イギリス、アメリカの修正提案をふくめて採択された。これがIOC決議5-6「海洋の科学調査に関する

* 1969年2月26日受理

本稿は筆者が「ジュリスト」昭和44年2月1日号及び2月15日号に掲載した「海洋開発と国際連合」の中の第5節である。有斐閣「ジュリスト」編集部のご了解を得て本誌に転載することとした。

** Shigeru ODA 東北大学法学部 Faculté de Droit, Université du Tôhoku

法律問題についての IOC ワーキング・グループの設立である。その任務は次の二つである。

(1) 海洋データの収集の諸方法の利用に関するものをふくみ、特に自然の科学調査及び海の資源の科学調査に関する法的側面を、そのようなリサーチを容易にし、かつそれに指針を与えるような法原則を示す目的をもって、考究すること。この作業をオーシャン・データ・セッションの利用の法的側面に関する資料を用意するためビューロー及び諮問理事会第6回会議によって設立された専門家グループの作業と協力して行なうこと。

(2) 科学的リサーチに対する海洋法の effect に関するドキュメントを用意し、海洋法の発展に対する科学的知識の寄与に関する提案ならびに IOC が UN 及び適切な専門的機関の審議に参加し、海洋法の一層の発展の考慮についての科学的関心及び科学的知識に適切な考慮を払うことを助けることについての提案を準備すること。

2. 第1回会合の招集

法律ワーキング・グループの第1回会合は、1968年9月16日—20日、パリのユネスコ本部で開かれた。参加国は、日本、アメリカ、イギリス、フランス、ドイツ、イタリア、オランダ、スウェーデン、スペイン、ソ連、ポランドであり、FAO、WHO、IAEA、IMCO、ICES (海洋開発理事会)、国際電線保護委員会、SCOR の諸国際機関が代表を送った。日本の代表は、小田と庄司水路部海象課長である。

ワーキング・グループの役員は、全員一致によって次のように決定された。

委員長—小田 (日本)

副委員長—P. D. Barabolia (ソ連)

報告者—W. L. Sullivan, Jr. (アメリカ)

実質審議に入るにあたって、IOC 事務局長は、本ワーキング・グループの背景について述べ、ワーキング・グループ委員長は、海洋の科学的調査と国際法に関する一般的解説を行なった。とくに 1958 年のジュネーブ海洋法 4 条約の解説を行ない、科学調査の自由が公海自由の第 5 として明記されるには至らなかった経緯、大陸棚条約における科学調査に関する規定の不備などに触れるところがあつた。

本ワーキング・グループの任務・権限についても問題であり、IOC が GA や将来の海洋法会議その他に対して行なう提案や勧告を作成することはその任務であるとされたが、しかし、海洋法の修正というようなことは IOC の仕事としてはふさわしくなく、むしろそうした手段に

訴えることなく、科学的調査に対する障害を除去する方法を検討することが合意された。領海内における科学的調査の問題について、各沿岸国の主権内の事項であるだけに、ここでは扱うべきではないという意見が表明された。なお、一般的には大陸棚及び沿岸の漁業水域の制度はすでに確立したものであるという前提で議論が進められがちであるが、日本はこのふたつの概念は国際法上なら確立したものではないという意見であった。いずれにしろ、この会期においては、審議は予備的なものを出なかつたと言えよう。

(1) 科学調査の障害となる法制度

さて、現行国際法の下では、如何なる規定が海洋の科学的調査の自由の障害となっているか。(a) まず領海と公海の境界が不確定であり、また大陸棚の外縁が今日なお争われていることである。過大な領海に対する主張も大きな障害であるとされた。(b) 大陸棚条約第 5 条 8 項は「大陸棚に関する調査であつてそこで行なわれるものに関しては沿岸国の同意を得なければならない」と規定するのであるが、この要件の障害になっているという意見と、逆にむしろこれが科学的調査の自由と沿岸国の利益のバランスをとるものであるとする意見があつた。(c) さらに、この規定にいう沿岸国の同意を要する科学的調査とは何か。例えば seismic work はどう解するかが問題であつた。(d) 領海内において調査船も無害航行の権利を持つのであるが、調査を行なうことも又これに抵触しないと見てよいか。たとえば、海水のサンプルをとったりすること (いずれにしろ外部からは分りはしない) はどうであろうか。(e) 公海条約で科学的調査の自由が第 5 の公海自由としては規定されるに至らなかつたことが大きな障害であつたとし、これを公海条約に付け加えるべきであるとする意見もある。しかし、科学的調査を容易ならしめるためには、むしろその独自の新しい条約が必要ではないかという意見も表明された。又、条約よりはむしろいわば原則宣言といったものが望ましくはないかとも言われた。(f) 沿岸国の権利や義務について充分の理解を持たない科学者自身の態度も障害となる。他方、科学者の動機を疑惑視する沿岸国政府も障害となる。IOC はまさにこの両者のために適切なガイドラインをつくるべきでないかとも示唆された。

(g) 沿岸国のそれぞれの管轄権水域について充分判明していないこと、従つて、図上の色わけなどが必要であるという声も科学者からは聞かれた。とりわけ漁業調査と関連して、漁業水域の概念及び範囲が明瞭でないこと

も指摘された。(h) SCORはできる限り少ない法的障害で調査を行なうことを希望し、その計画がIOCに登録されるならば、その加盟国はその領海内であろうと、大陸棚上であろうと、調査に対して自動的承認を与えるべきであるとする意見が述べられた。しかし、この場合、沿岸国はそれに自国の科学者を参加させる権利と、又調査の結果のデータを得る権利を伴うという趣旨も述べられた。(i) 入港に伴う困難、たとえば大幅な事前の通告が要求されたり、又入国管理、税関がたとえば船あるいは器具の修理・交換、乗組員、研究者の交替に障害となっており、これを除去すべしという声も強い。

(2) 海洋科学調査のための沿岸国の同意

アメリカは、他国の領海、漁業水域、大陸棚における科学的調査にあたってその国の同意を得たり、あるいはその港に入港するにあたっての許可を得るのを容易ならしめるための提案を行なった。この沿岸国に反対の意志の表明がない限り、同意もしくは許可があったものとみなそうというのである。これに対して反対も少なくはない。いくらかの国は、大陸棚については、純粋な地質的調査といえども鉱物資源の開発に影響があり、ここから除外すべしという。又日本、ソ連をふくめた国々は、領海内における科学的調査について沿岸国の自動的承認を推定するのは主権の侵害であると述べた。又、漁業水域はそれ自体制度として確立していないというのは日本の意見でもあった。他方、アメリカの考え方を支持する国々もあった。たとえば、大陸棚について言えば、いずれにせよ開発は沿岸国に保留されているのであるから、科学的調査は沿岸国に実害なしとし、又、領海についても、沿岸国の主権は確立しているのであるから、科学的調査はなんらの害をもたらさないというのである。科学調査船の入港手続の簡素化については一般に多くの支持があったと言えよう。

具体的提案としては、科学調査船が外国の沿岸管轄水域(領海、漁業水域、大陸棚)における調査についてその同意を得るのに、IOCが援助を行なうこと、あるいは少なくともなんらかの手続を確立することを内容とするものが、アメリカ、ソ連、オランダからそれぞれ別々に提出された。これら三つの提案は調整されてひとつのテキスト案となった。この案によれば、沿岸国の同意とりつけのためのIOCの援助は、次の一般ルールに従うことになる。

(a) その調査計画から得られたデータはなるべく速やかに沿岸国に提出されること。

(b) その調査計画の結果は、科学出版物に適切な時期に公開されること。

(c) その調査計画の通知は少なくとも60日の余裕をもって沿岸国及びIOCの機関に行なわれること。

(d) IOCの機関は受領したその通知を、20日以内に、善処方の要請と共に沿岸国に送付すること。

(e) 沿岸国はこの調査計画に参加する権利をもつこと。

(f) 沿岸国は、国際法の原則に従って、同意を拒否しあるいは撤回し得ること、しかしできるならばその理由をIOCの機関及び許可を要請した国に通知すること。

(g) 沿岸国は、必要ならば、見本の過度の収集、海に対する不当な妨害、損害をもたらしかねない地震調査に対して制限を課すことができる。

更に又調査船の入港に関しては、沿岸国が次のことに同意するようにと提案している。

(a) 港湾当局への入港許可の申請にはなるべく短期間をもって足りること。

(b) 一般の入港手続はできる限り簡易化されること。

(c) しかし、沿岸国はその国防上入港に制限を加える港を通知することはできる。

この草案に対して、様々の意見が出された。まず第1に、IOCの役割については、消極・積極両論がある。単に調査の要請を沿岸国にとりつぐべきであるとするものから、むしろIOCはその要請を評価して、沿岸国に対して同意を与えるよう積極的な影響を行使すべきであるというものまである。しかし、この点は、むしろIOC自身によって決定さるべきであるというのが大勢であった。

第2に、IOCの援助は、絶対的なものではなく、その必要が要請された時にのみ与えられるものである点について一致していると言えよう。

第3に、60日の予告というものは、沿岸国にとっても、又科学者の側においても合理的かつ十分であると考えられた。

第4に、この草案に示された手続は、基礎的科学調査にのみ限られるべきで、資源開発活動には適用さるべきではないという意見がいくらかの代表によって述べられた。この点を明記すべきであるという意見と、IOCの役割から言って自明ではないかとする意見とが見られた。

第5に、沿岸国がその同意を拒否するに当たってその理由の説明を要するか。一般に同意の拒否は沿岸国の主権的権利の範囲内だとする意見と、領海に関する限りはそうした原則を肯定した上で、然しIOCとしては科学的調査を容易にするために沿岸国に説明を求め得べきだと

する意見が見られた。更に、大陸棚については、大陸棚条約は沿岸国の同意を一応の規範としているのであり、同意拒否の場合には、沿岸国に説明義務があるという意見も述べられた。この部分において十分に審議のいとまはなかったが、このテキスト案は、1969年はじめに予定されているビューロー及び諮問理事会第9回会議に提出され、更に各加盟国のコメントを得た上で IOC 第6会期に提出されることとされている。

(3) 海洋データステーション

IOC のビューロー及び諮問理事会第6回会議が、海洋ブイ・ステーションの法的問題のため小人数の専門家を任命するよう勧告したこと（勧告 6・9）はさきに述べた。この専門家グループは、この部会開会中に一兩度の会合を開いている。日本から指名されていたのは庄司水路部海象課長である。このグループのさしあたりの作業は、さきに触れた資料 IOC/INF-108 のエディティング

とされ、1969年1月中旬に会合を開いて、ビューロー及び諮問理事会の第9回会議に報告を出し、その作業は、海洋ブイ・ステーションの利用の法的側面に関する予備会議をユネスコが1969年末もしくは1970年に開催できることをめどとして、完成することとした旨、右専門家グループ委員長から報告された。

なお、これに関連して、IAEA の代表からは、海洋データステーションにおけるアイソトープ使用の可能性が述べられ、従って安全性についても法的に検討が行なわれるべきことが示唆された。

(4) 将来計画

この部会の次会期は、1968年なかば頃が期待されている。

（附記：第二回会合は1969年6月に予定されたが、都合により1969年9月のIOC第6会期以後に延期されることとなった。）

シンポジウム

第8回深海研究に関するシンポジウム

VIII^e Symposium sur la mer profonde

日時： 昭和43年12月6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・
日本学術振興会深海研究委員会・東海大学海洋学部 共催

開会の辞 速水頌一郎

話題および話題提供者

1. 中深層のおきあみ類……………根本敬久(東大海洋研)
2. 深海の有機性懸濁物について……………西条八束(名大・理)
3. 海中の懸濁物について……………佐々木忠義(東水大, 理研)
竹松伸(理研)
4. 海洋における窒素の循環……………和田英太郎(東大海洋研)
5. 大洋底の構造……………木村政昭(東大海洋研)
6. 日本列島近海底の大地震とその前震, 余震……………山川宜男(気象大校, 気象研)

総合討論

閉会の辞 佐々木忠義

開会の辞 速水頌一郎

本年は海洋学にとっていろいろと記念すべき出来事がある。たとえば、2年前の国際連合の総会決議に基づいて海洋資源の開発を中心とした国際協力のあり方についていろいろ論議が重ねられたが、その結果政府間海洋会議いわゆる IOC を拡大強化して、そこで expanded program 詳しく言えば “Expanded program of the international co-operation for the scientific research and its application to the development of the ocean.” という鉱物、水産資源の開発から海洋の科学的研究はもとよりのこと研究者の training に到るまでの広範な program をこれから打ち建てていこうという結論が得られて、国連の事務総長がこの秋の国連総会で報告をして承認を得るという国際協力による海洋研究の一つの epoch-making の出来事があった。また、米国の大統領は今年の初

め “International liquid of ocean exploration” 海洋開発10か年計画というものをも提唱している。また、わが国においても海洋科学技術審議会が新発足して、海洋開発5か年計画の作製に今取り組んでいる状態である。

これらの国際的な大きなまた国内的な大きい動きは、いずれもその源を深海の研究に発しているのである。わが国における深海の研究は今から十数年前から深海研究班が組織されて、多くの輝かしい業績を上げて来ていることはご承知の通りである。本日のシンポジウムは、わが国海洋学会の本年最後を飾る行事である。このシンポジウムを準備いただいた佐々木博士をはじめ準備に当られた皆様方の御労苦に敬意を払うと共に本日のシンポジウムが皆様の熱心なご討論により実りの多いものとなることを念願して開会の御挨拶とする。

1. 中・深層のおきあみ類

根本 敬 久*

Euphausiacés dans les couches intermédiaire et profonde

Takahisa NEMOTO

Résumé : Parmi à peu près 80 espèces des Euphausiacés, on en compte plus de 50 dans le Pacifique, dont 12 de couche intermédiaire (*Thysanoessa*, *Stylocheiron*, *Tessarabrachion*, *Thysanopoda*, *Nematoscelis*, *Nematobrachion*) et 4 de couche profonde (*Thysanopoda*, *Bentheuphausia*). Il ne se trouve jamais d'Euphausiacés de surface dans les couches intermédiaire et profonde. La plupart des Euphausiacés de couches intermédiaire et profonde sont carnivores et caractérisées par le corps long, les yeux surcrus ou dégénérés. Peu influencées par la distribution des masses d'eau, elles vivent dans tous les océans. La plupart des Euphausiacés de couche profonde ne se mouvoient pas verticalement à l'exception de la période larvaire, alors que de nombreuses espèces de couche intermédiaire se mouvoient verticalement, si elles sont carnivores.

海洋に広く分布するおきあみ類(甲殻類, おきあみ目)には約85種が数えられる(MAUCHLINE, 1967)。このうち太平洋海域に分布する種は50種を上まわる(BODEN, JOHNSON & BRINTON, 1956)。おきあみ類は海洋において動物プランクトンとして、時として極めて大きな現存量を示すとともに(AIZAWA & MARUMO, 1967)、密な大きな群集団(Patch)を形成すること(MARR, 1962; NEMOTO, 1966)、大きな日周期垂直移動を行なうことにより表層の第一次生産により合成された物質を直接、間接に下層へ輸送する働きをすること(VINOGRADOV, 1962)、植物捕食種、動物捕食種および雑食種にわたり、広く海洋に棲息し(NEMOTO, 1967)、且つかなり多くの種が表層の鯨類や魚類、中・深層の大型魚類からマイクロネクトンに至る生物の重要な餌料となり、海洋の生物生態を研究する一つの要となる生物群である。

太平洋に分布すると考えられるおきあみ類のうち、表層種と考えられるものは少くとも36種類があるが、これに対して中層種と考えられる種は約12種であり、深層種と考えられるものは4種である(BRINTON, 1962)。

表層種と考えられる各種は *Euphausia*, *Thysanoessa*, *Nematoscelis*, *Stylocheiron*, *Thysanopoda* の各層に属する各種があるが、典型的な表層種としては *Euphausia*, *Thysanoessa* 属の各種が現存量として多い。又, *Thy-*

sanopoda は極表層種としては出現しない。

中・深層種としては、*Euphausia* 属のおきあみは全く見られず、*Stylocheiron*, *Tessarabrachion*, *Thysanopoda*, *Nematoscelis*, *Nematobrachion* および *Thysanoessa* の各属のおきあみが出現するが、このうち中・深層種のみ出現する属はない。しかし、*Tessarabrachion* は表層種としてよりも中層種としての性質を示しているともされる(BRINTON, 1962)。

深層種としては *Thysanopoda*, *Bentheuphausia* に属する種であり、*Bentheuphausia* は1属1種として、深層種として出現する。

形 態

おきあみ類の形態は一般的にみて表層種と中・深層種の間特に著しい差は認められない。しかし、垂直分布の異なる各グループごとに検討すると、次の諸点における変異が気付かれる。

1) 体 長

一般に他の動物プランクトンと同じく、表層種においてもおきあみ類は低水温域に分布する種に体長の大きい種がみられる。例えば *Euphausia superba*, *E. crystallophias* (55 mm)、北大西洋の *Meganctyphanes norvegica* (40 mm) 等である。中・深層のおきあみ類は同様に、その棲息水温の表層より低いことにも関連して一般に体長が大きいと考えられる。*Thysanopoda* の深層種 *T. spinicaudata* では 150 mm, *T. egregia* では 62 mm,

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

Table 1. Euphausiids species in epipelagic zone (BRINTON, 1962).

EPIPELAGIC ZONE	
Subarctic epipelagic:	
<i>Thysanoessa raschii</i>	}
<i>T. inermis</i>	
<i>T. spinifera</i>	
<i>T. longipes</i>	
<i>Euphausia pacifica</i>	2-280 meters
Transition-zone epipelagic:	
<i>Nematoscelis difficilis</i>	}
<i>Euphausia pacifica</i>	
<i>Thysanoessa gregaria</i>	}
<i>Euphausia gibboides</i>	
<i>Thysanopoda acutifrons</i>	
<i>Thysanopoda obtusifrons</i>	}
<i>T. aequalis, T. subaequalis</i>	
<i>Euphausia brevis</i>	
<i>E. mutica</i>	
<i>E. recurva</i>	
<i>E. hemigibba</i> (North Pacific)	
<i>E. gibba</i> (South Pacific)	
<i>Nematoscelis atlantica</i>	
<i>N. microps</i>	
<i>Stylocheiron carinatum</i>	
<i>S. abbreviatum</i>	
<i>S. suhmii</i>	
<i>S. affine</i> "Central Form"	
<i>Nematobranchion flexipes</i>	
Equatorial epipelagic:	
<i>Euphausia tenera</i>	}
<i>E. distinguenda</i>	
<i>Stylocheiron microphthalmum</i>	
<i>Thysanopoda tricuspидata</i>	}
<i>Euphausia diomediae</i>	
<i>E. eximia</i>	
<i>E. lamelligera</i>	
<i>E. fallax</i>	
<i>Nematoscelis gracilis</i>	
<i>Stylocheiron affine</i>	
W. Equatorial Form"	
"E. Equatorial Form"	
"Indo-Australian Form"	

T. cornuta では 115 mm の体長のものが採集されている (BRINTON, 1962)。これに比して、熱帯域の表層種の最小は (*P. latifrons, E. tenera* 等) 数 mm に留まっているのである。又 *Nematobranchion* 等の中・深層種も体形は大であり、*Stylocheiron* 属の中でも例えば *S. maximum, S. robustum* 等は他の表層種に比べて極めて大きい。又小型の *Thysanopoda* でも *T. orientalis, T. pectinata* 等はより表層に分布する *T. obtusifrons, T. aequalis* 等に比べて 2 倍も大きく 40 mm 前後に達する。例外としては *Thysanoessa* 属の *T. parva* であって、他の極海域に分布する同属の種よりかなり小さいが、ほぼ同緯度に分布する *T. gregaria* と比べてもやや小さい。

2) 眼

Table 2. Euphausiids species in mesopelagic and bathypelagic zone (BRINTON, 1962).

MESOPELAGIC ZONE	
Cosmopolitan mesopelagic	
<i>Stylocheiron maximum</i>	140-1,000 meters
Subarctic mesopelagic	
<i>Tessarabrachion oculatus</i>	0-1,000 meters
Central-Equatorial mesopelagic (ca. 40° N.-40° S.)	
<i>Stylocheiron longicorne</i>	140-700 meters
<i>S. elongatum</i>	}
<i>Thysanopoda pectinata</i>	
<i>T. orientalis</i>	
<i>T. monacantha</i>	
<i>Nematoscelis tenella</i>	
<i>Nematobranchion boopis</i>	140-1,000 meters
Central mesopelagic:	
<i>Thysanoessa parva</i> (?)	}
<i>Nematobranchion sexspinosus</i>	
<i>Stylocheiron robustum</i>	
<i>Thysanopoda cristata</i>	
BATHYPELAGIC ZONE	
<i>Thysanopoda cornuta</i>	}
<i>T. egregia</i>	
<i>T. spinicaudata</i>	
<i>Bentheuphausia amblyops</i>	

例えば *Bentheuphausia* においては眼は退化しており、個眼の数も極めて少い。他の多くの種についても深層種は眼径が体長に比して小さいのが普通である。*Thysanopoda* についてみると表層 0~700 m に分布する *T. tricuspидata* は相対的に大きな眼を持つが、深層種 *Thysanopoda egregia* や *T. cornuta* の眼は小さい。又 *T. monacantha* (100~1,000 m) はその中間の大きさを持つ。これらの種においては個眼の大きさはあまり変化がない (40 μ 前後) ので、数の減少という形で眼の縮小がみられる。眼の形態は、丸い *Euphausia, Thysanopoda* 属と異なり、*Thysanoessa* 属においてはやや丸いグループとくびれた *T. longipes* の 2 グループがある。*Tessarabrachion, Nematoscelis* 属もこのグループに入るが、*Stylocheiron* 属においては上部の個眼が遊離している種がみられる。*Thysanoessa* 属については表層種 *T. raschii, T. inermis, T. spinifera* の 3 種は幼生期にはやや卵形の眼をしているが、親になるとほとんど丸い形となる。又 *Thysanopoda* でも幼生期には個眼が突出する例が多い。しかし、より垂直分布の幅が広い *T. gregaria, T. longipes, T. inspinata, T. parva* 等はくびれた眼をもっており、これら眼のくびれたグループはより中層に分布するといえる。*Nematoscelis* 属においても垂直分布の幅はかなり広く、*Stylocheiron* 属においても分布の幅は広いが両属ともくびれた眼を有する。

3) 発光器

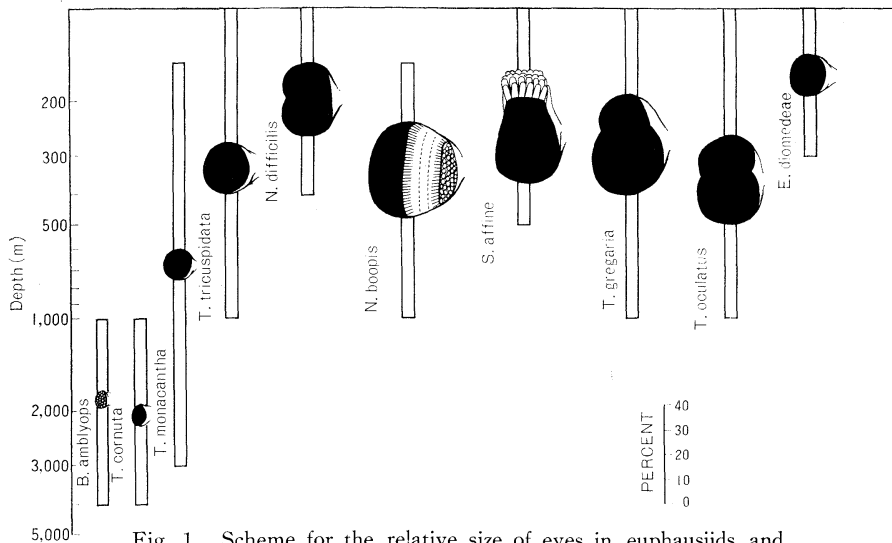


Fig. 1. Scheme for the relative size of eyes in euphausiids and range of vertical distribution. Percent is given for the ratio: Vertical length of eyes/Carapace length.

おきあみの発光器は *Bentheuphausia* を除く各種で発達している。深層種 *B. amblyops* が発光器をもたないのは、退化した眼と関連あるものと考えられ、成群、繁殖等においてこれら発光器官が意味をもっていないと考えられる。

4) 索餌機構

索餌機構については表層種と中・深層種との間にかなり顕著な差がみられる。この点については後述する。

水平分布

中・深層のおきあみ類は表層種より表層の海況の諸条件に影響されることが少ない。*Bentheuphausia amblyops* は太平洋の広域にわたって、2,000 m 以深まで達した Sampling において採集されている (BRINTON, 1962)。*T. cornuta*, *T. egregia* においてもその出現はかなり広範域にわたり cosmopolitan であり、必ずしも水塊構造と一致した分布を示さない。一方、*T. cristata* になるとかなり明らかに Western North Pacific Water, W. South Pacific Water と一致した型を示している。*T. spinicaudata* は太平洋の西側よりはまだ記録されていない。*T. tricuspidata* では特に Pacific equatorial water に分布が集中している。これはある限られた高水温域 (例えば表面水温で 25°C) で、且つ植物プランクトンおよび小型動物プランクトン、餌料生物の豊富な海域に分布している一つの型であるが、夜間に広範囲の垂直移動を行ない、表層のプランクトンを捕食する有利さと一致

している。

垂直移動が同じく広範囲に及び 0~700 m 層に分布する *T. acutifrons*, *T. obtusifrons* 等は南北両半球に分れて分布しているが、これらの種は *T. gregaria* と同じく pleistocene 時代の地球の冷化により、東部太平洋において南北両半球の分布帯が連続していたが、その後の地球の暖化により分布が切れた結果によると考えられる (HUBBS, 1952; BRINTON, 1962)。その主分布層が 140~700 m 層であることはこれを裏づける。

表層種のおきあみの分布は明らかに太平洋の各水系に一致した分布をする種が多く、*Euphausia* 属は大多数がこれに属する。これらのおきあみ類は日中やや中・深層寄りに分布するが、夜間は浮上する種が大部分である。赤道付近 Equatorial water に主分布域がある *Euphausia tenera* についてみると、昼間は 700 m 層まで分布する *E. tenera* は夜間 140 m 以浅に浮上する。しかし、これらの表層種の *Euphausia* が他海域で中層より出現する例は見当たらない。

これに対して *Thysanoessa inspinata*, *Tessara-brachion oculatus* はそれぞれ北太平洋北部に分布する種であるが、相模湾では中層 500 m 以深から発見される。これは他の橈脚類、矢虫類等にみられる傾向 (亜寒帯種が温帯の中・深層より記録される) と一致する。おきあみ類においては明らかに中層にあっては肉食性となる食性と関連があると考えられる。

Nematoscelis 属においても日中、中層に分布する種の

多くは夜間表層に浮上し、水平分布の型は *Euphausia* 属のおきあみとほとんど変わらない。中層に分布する *Nematobranchion boopis* の分布も cosmopolitan ではあるが、極海、南極洋等の中層には分布がみられない。

垂直分布と垂直移動

おきあみ類の垂直分布はその分布する水域ごとに考えなければならない。黒潮流域、相模湾、その他の例による分布は明らかにおきあみの生物量 (Biomass) が表層に多く下層に極めて少く、且つ著しい日周期移動がみられる。又、各属ごとにこれら垂直分布に特徴がみられる。

Euphausia 属は明らかに表層種であり、*Nematoscelis* 属、*Stylocheiron* 属、*Thysanoessa* 属は表層より中層にかけて主分布域がみられる。*Thysanopoda* 属は中層種であり、表層および深層への分布の分化がみられる属である (BRINTON, 1967)。*Bentheuphausia* は深層種であり、平均的には深層のおきあみ類の生物量のほとんど全てをしめる。

垂直移動については一般的には昼夜移動が行なわれる。特に Deep scattering layers の原因としてはおきあみ類が有力な構成者と考えられている (BODEN, 1962)。おきあみ類の中で特に大きな垂直移動を行なう種としては *Euphausia* の各種、*Nematoscelis*、*Nematobranchion* および *Thysanopoda* の各属の中の数種はかなり激しい日周期移動を行なう。例えば *Nematoscelis* については、*Nematoscelis gracilis* の成体は日中 280-700 m 層にみられるが、夜間 140-280 m 層に浮上する。しかし、他の *Nematoscelis* の各種では明らかではない。

Nematobranchion 属の中では *Nematobranchion flexipes* は日中 140-700 m 層に分布、特に 280 m 以深に分布するが、夜間には 280 m 以浅、特に 140 m 以浅に浮上する。しかし、肉食性の *Nematobranchion boopis* の分布は夜間においても 140 m 以深であり、対比して興味深い。

Thysanopoda の各種の分布は特徴的である。日中、中層 140 m-420~700 m 層に分布する。*T. aequalis*、*T. subaequalis*、*T. tricuspudata* は夜間 140 m 層以上に浮上する。これに対して中層種の *T. obtusifrons*、*T. pectinata*、*T. monacantha*、*T. orientalis* 等は、夜間においてもその主群は 140 m 層付近までしか浮上しない。深層種の *T. egregia*、*T. cornuta* 等は一般的に日周期移動は行なわない。*T. egregia* の幼体は 500 m 前後の深度で日中上昇し、夜間下降する移動運動を行なっていると考えられる。

Bentheuphausia amblyops は他のおきあみ類と異なる

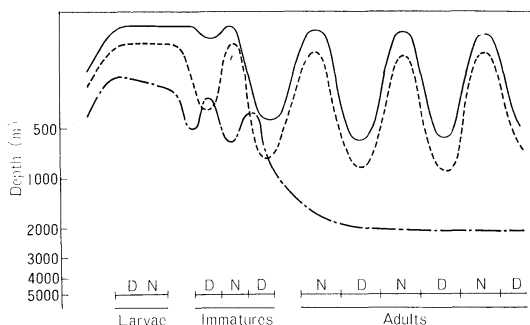


Fig. 2. Scheme for the vertical migration of *Thysanopoda* euphausiids in relation to their development and diurnal activities. Solid line-*Thysanopoda tricuspudata*, Dotted line-*T. monacantha*, Chain line-*T. egregia*. D-Day, N-Night. (NEMOTO, 1967)

り、幼生の時にはかえってより深層に分布している試料もある (BRINTON, 1962)。しかし相模湾の結果によれば明らかでない (NEMOTO, 未発表)。成体になってからは、垂直移動はほとんど認められない。*B. amblyops* の分布は水温 3~9°C の水温域とほぼ一致しているが、両極においても表層に分布しないのはこの種の中・深層のみへの適応を示しているといえる。

Euphausia 属の各種は一般的に表層種であり、純に中・深層種と考えられるものはない。しかしながら 500 m 以浅において、その日周期移動は極めて著しい。これは各海域 (北洋から赤道にかけて) においてみられる。

Stylocheiron の各種はあまり激しい日周期移動を行なわない。700 m 層までが表層種の分布範囲であり、中・深層種の *S. maximum*、*S. longicorne*、*S. elongatum*、*S. robustum* 等も 100~1,000 m 層に分布する。

食性

おきあみ類の食性については多くの報告がある (NEMOTO, 1967; MAUCLINE, 1967, 他)。これらを総観すると、表層性のおきあみ類が植物プランクトンを中心とする濾過捕食者であるのに較べて、中層・深層のおきあみ類は動物捕食性の種が多く見られる傾向がある。

表層種の特徴としては、1) 胸脚の刺毛が良く発達している典型的な濾過捕食種は胸脚の Ischium の節の発達がみられる。2) 大顎の pars molaris の発達が著しい。3) 胃袋の内部構造が固い植物プランクトンの皮殻、例えば珪藻等の破碎に適する特殊な刺の集団 (Cluster spine) がある、等である。

これに対して中・深層に分布するおきあみの各種につ

いては、これらの特徴が認められない。例えば中層種 *Nematobrachion boopis* は大顎の *pars incisiva* が発達し、胃袋の内壁には cluster spine はない、第3胸脚の刺毛は動物プランクトンを捕捉するのに適している等が観察される。

Thysanopoda 属においても、深層種 *T. egregia* においても胸脚の捕捉刺は発達するが、各胸脚の濾過刺毛は発達しない。*T. tricuspadata* は夜間海表層において盛んに摂餌するが、この種は発達した胸脚の刺毛を持ち、胸脚は退化していない。索餌された餌料中には植物プランクトン、小型動物プランクトンが認められ、濾過捕食によって摂餌されたことが推定される。

このようにおきあみ類の激しい日周期移動を行なう意義は、特に植物捕食種、又濾過捕食種にみられ、日周期移動が夜間餌料プランクトンの多い表層において、おき

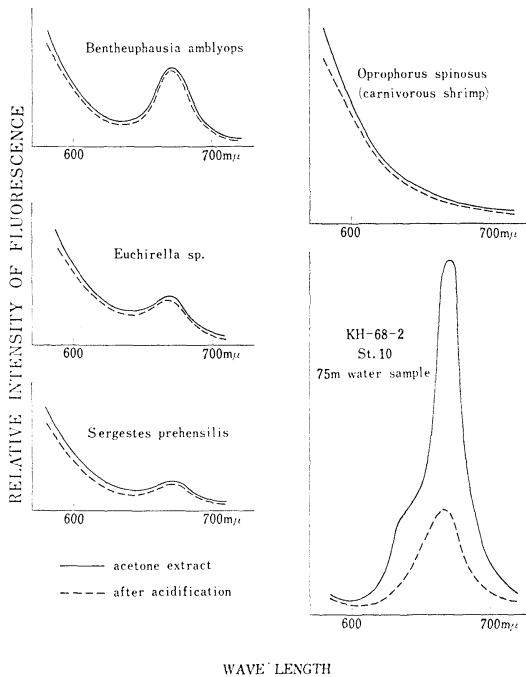


Fig. 3. Fluorescence emission spectra of stomach contents of mesopelagic and bathypelagic zooplankton. *Bentheuphausia amblyops* is bathypelagic and *Euchirella* sp., *Sergestes prehensilis* and *Orophorus spinosus* are mesopelagic species. The water sample is taken at station 10 (Depth 75 m 28.00 N, 132.00 E in KH-68-2 cruise). Degraded pigments are observed in *B. amblyops*, *Euchirella* sp. and *Sergestes prehensilis*. Fresh chlorophyll a spectrum is shown in the water sample. (NEMOTO & SAIJO, in press)

あみ類の索餌効果を高めることが明らかである (NEMOTO, 1967)。

中・深層のおきあみ類について、餌料の定性的な研究はかなり進められたが、(TCHINDONOVA, 1959; NEMOTO, 1967), 定量的な研究は極く近年始められたばかりである。胃内容物現存量を植物プランクトン色素 (Chlorophyll-a + Phaeo-pigments) として測定し、定性する方法により、多くの中・深層のおきあみ類の胃中よりもかなり多くの植物系色素が検出された (NEMOTO & SAIJO, in press)。

深層種 *Bentheuphausia amblyops* については $200 \cdot 10^{-3} \mu\text{g}$ 程度のクロロフィル系色素が検出され、この *B. amblyops* の棲息水層深度より考えれば、2,000 ml 以上の海水を濾過していると考え得る (NEMOTO, in press)。Chlorophyll-a type の色素はほとんど *B. amblyops* の胃中からは検出されず、ここで検出された色素はいわゆる Phaeo-pigments であったと考えられる。(NEMOTO & SAIJO, in press)。これはこの付近の植物色素がほとんどクロロフィル a より退化した色素であるか、又は *B. amblyops* が植物色素を長時間胃中にため込んで分解していたかの2通りの場合が考えられる。しかしおそらく前者であろう。又、表層種の植物捕食種のように superfluous feeding (BEKLEMISHEV, 1962) が行なわれず、摂取された餌料は深層種において、より有効に利用されるものと考えられる。

文 献

- AIZAWA, Y. and R. MARUMO (1967): Vertical distribution of zooplankton and micronekton biomass in Sagami Bay, central Japan. Inform. Bull. Planktology Japan, Comm. No. of Dr. Y. Matsue 60th Birthday, 1-6.
- BEKLEMISHEV, C. W. (1962): Superfluous feeding of marine herbivorous zooplankton. Rappt. Procès-Verbaux Réunions, Conseil Perm. Intern. Explor. Mer., 153, 108-113.
- BODEN, B. P., H. JOHNSON and E. BRINTON (1955): The Euphausiacea (Crustacea) of the North Pacific. University of California Press.
- BODEN, B. P. (1962): Plankton and sonic scattering. Rapp. et Procès-Verbaux Réunions, Conseil Perm. Explor. Mer., 153, 171-176.
- BRINTON, E. (1962): The Distribution of Pacific euphausiids. Bull. Scripps Inst. Oceanogr. Univ. Calif., 2(8), 51-126.
- MARR, J. (1962): The natural history and geography of the Antarctic Krill (*Euphausia superba* Dana). Discovery Rep., 32, 33-464.

- MAUCLINE, J. (1967): Feeding appendages of the Euphausiacea (Crustacea). J. Zool. London, **153**, 1-43.
- HUBBS, C. H. (1952): Antitropical distribution of fishes and other organisms. Symposium on problems of Bipolarity and of pan-temperate faunas. Proc. 7th Pac. Sci. Cong. of Pac. Sci. Assoc., **3**, 324-330.
- NEMOTO, T. (1966): Feeding of baleen whales and Krill, and the value of Krill as a marine source in the Antarctic. Symposium on Antarctic Oceanography, 240-253.
- NEMOTO, T. (1967): Feeding pattern of euphausiids and differentiations in their body characters. Inform. Bull. Planktology Japan, Comm. No. of Dr. Y. Matsue 60th Birthday, 157-171.
- THINDONOVA, J. G. (1959): Feeding of some groups of macroplankton in the north-western Pacific. Tru. Inst. Okeanal., **30**, 166-189.
- VINOGRADOV, M. E. (1962): Feeding of the deep sea zooplankton. Rapp. Proc. Verb. Cons. Int. Explor. Mer. **153**, 114-120.

討 論

討論者 鬼頭正隆 (気象庁)

ただ今、根本さんからオキアミ類の表層・中層・深層種の黒潮域周辺における分布生態、目の構造、食性と摂餌機構との関係、第2次生産者としての食餌同化の量的研究などについて興味深いお話をうかがったが、今後さらに調査を進めていただきたい幾つかの問題点を述べて、討論に替えさせていただきたい。

初めに生物海洋学の重要課題の一つである動物プランクトンの分布と水塊との関連および生物地理学の問題について述べる。近年わが国では黒潮以南の海域における親潮指標種の橈脚類、矢虫類の分布調査結果から、伊豆・小笠原海嶺がそれらプランクトンの南下の境界になるとする報告と、厳格な境界とはならないとする報告がみられるが、まだ決定的な解答が出されていない。いずれかの結論が出されるためには、更に多くの親潮系動物プランクトン群の分布調査が必要となり、大型プランクトンに属するオキアミ類は適当な対象と思う。北太平洋北部には *Thysanoessa inermis*, *T. inspinata*, *T. longipes*, *T. raschii*, *Tessarabrachion oculatus* などが知られているが、これらの綿密な分布調査をお願いしたい。この問題の解明は親潮水に起源をもつ中層水の動向を知るためにも重要な一つの手掛となるものと考えられる。次にオキアミ類では深層種として *Thysanopoda cornuta*,

T. egregia, *Bentheuphausia amblyops* などがあげられるが、これらの分布は大洋の深層に普遍的で、矢虫類の *Eukrohnia fowleri* と同じである。しかるに矢虫類には南極海の深層に特有な *E. bathyantartica* が知られており、1968年にはカリブ海、メキシコ湾の深層にも分布することが明らかにされた。しかし、オキアミ類には南極海の深層種と呼ばれるものが見つかっていない。そこで考えられることは、前述の深層種について精密な形態の研究を行なうならば、あるいは低次の分類基準で区別することができる程の分化があるのではなからうか。

オホーツク海、ベーリング海、日本海では、ニシン、イワシ、サバ、サケあるいはヒゲ鯨の餌料として重要な *Thysanoessa inermis*, *T. raschii*, *T. longipes*, *Euphausia pacifica* などについて、増殖期、寿命、生長速度、年令別生活深度、patch の状態、個体数変動、摂食するプランクトンの種類、摂食時間などについて多角的な研究が行なわれ、また南極洋の *E. superba* についてもかなり詳しい研究が行なわれた。しかし海洋の生物生産機構に欠くことのできない中・深層種については、定量的な調査研究が遅れており、生態、生理さらには生活史の解明のためにも、この面の発展がされねばならないと思う。

次に繁殖力について、第2次生産者として重要な位置を占めるオキアミ類の繁殖力を把握するためには、基礎段階として各種類の産卵量を知る必要がある。卵を雌がしばらく携帯する種類では、産卵量の計数は容易であり、*Nematoscelis diffilis* では雌の湿体重と産卵数とは直線関係にあることが知られている。しかし、海中に直接放卵する種類では、産卵量の測定は困難であるから、卵巢内の孕卵数を計数しなければならないであろう。産み出される卵の体積は卵巢の体積の約 $1/2$ という報告もみられるが、いずれにしてもこの調査を更に進める必要があるのではなからうか。

最後に、海洋生物学にたずさわる研究者に直接の関係はないが、最近北太平洋西部海域でとれるオキアミのある種類は、人間に有害な寄生虫の宿主になっていることが明らかにされた。すなわちこのオキアミを摂食したサバを食べた人間は、胃壁に結節ができて、レントゲン写真の影像是あたかも胃がんのように見え、開腹手術に及んだ例がある。いわゆるサバにあたったというものである。有用オキアミ類に寄生する寄生虫の研究を進めるため、予防衛生の研究にたずさわる医師への協力をお願いする。

2. 深海の有機セストン

西 条 八 東*

Matière organique en suspension dans les eaux profondes

Yatsuka SAIJO

Résumé: Malgré le progrès qu'on a fait depuis quelques années à la recherche de la matière organique en suspension dans les eaux océaniques, il reste encore beaucoup de choses à étudier, dont l'auteur parle de quelques-unes:

- 1° de l'uniformité remarquable de la quantité des matières organiques dans les eaux profondes,
- 2° du rapport C/N des matières organiques, qui est généralement 6 à 7 dans la couche de surface et 10 à 12 dans la couche profonde, tandis que quelques exemples montrent qu'il diminue dans la couche profonde,
- 3° de la chlorophylle dans les matières organiques, dont l'existence d'une bonne quantité, non en forme des phéo-pigments, dans les matières en suspension de couche profonde est démontrée par l'analyse spectrale de fluorescence.

1. 緒 言

STEEMANN NIELSEN (1952) による ^{14}C 法の開発は海洋の有機物生産に関する研究の飛躍的な発展をもたらした。これに伴い、このようなプロセスで作られる海水中の有機物量、特に生物を含めた有機性の懸濁物(セストン)量を知りたいという要求が高まってきた。このような要求は、海洋における有機物の生産、分解というような物質循環の立場からも、filter feeder の餌としての有機セストンというような食物連鎖の立場からも出されて来たのである。このような要求に基づいて、過去約10年間に海洋の有機セストンについての多くの報告が発表され、その量的分布に関する知識は著しく広められた。このような研究の発展は、海水中にわずかしか存在しないセストンをろ過濃縮するための良質なガラスファイバー・フィルター、メンブラン・フィルター類の普及や各種化学分析技術や測器の進歩に負うところが多い。

しかし、現在のところ有機セストンの化学組成については、炭素、窒素、燐などの主な元素を除いては、まだ個々の成分についての断片的な測定値が発表されつつある段階で、その組成について総合的な議論が出来るようになるまでは、まだ少なくとも2~3年はかかるであろう。

* 名古屋大学理学部水質科学研究施設 Water Research Laboratory, Faculty of Science, Nagoya University

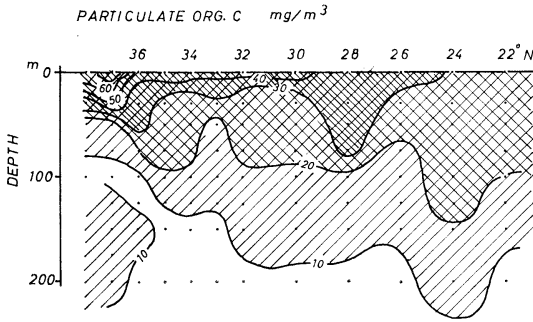
ここではわれわれがこの数年間に得てきた海洋のセストン中の有機炭素および窒素量の測定結果を中心に、深海の有機セストンに関連する二、三の問題点を述べてみたい。

2. 方 法

大型 Van Dorn 式2連採水器(20×2)を用いて採取した試水をガラスファイバー・フィルター(Reeve Angel 984 H Ultra Filter, 径 47 mm)でろ過し、3%食塩水で洗滌後、デシケーター中で乾燥、冷所に保存する。使用するガラスファイバー・フィルターはあらかじめ電気炉で 450°C に加熱し、有機物を除去してある。有機炭素、窒素量の測定は柳本 CHN コーダー(炭水窒素自動分析装置)によった。クロロフィルおよびフェオフィチンは上記と同じガラスファイバー・フィルターでろ過した試料につき蛍光法により測定した。

3. 懸濁性有機炭素の分布

海洋の懸濁性有機物量は水域が異なってもあまり大きなちがいはない。生物活動の盛んな表層から 200 m 層までの懸濁性有機炭素量の分布の1例を第1図に示す。これは 1967 年 9 月東京大学海洋研究所白鳳丸の 142°E 線上の CSK(黒潮共同調査)航海の際に測定したものである。表層付近のみについてみると、38~36°N あたりで



第1図 1967年9月142°E線における表層から200 m までの懸濁性有機炭素量。

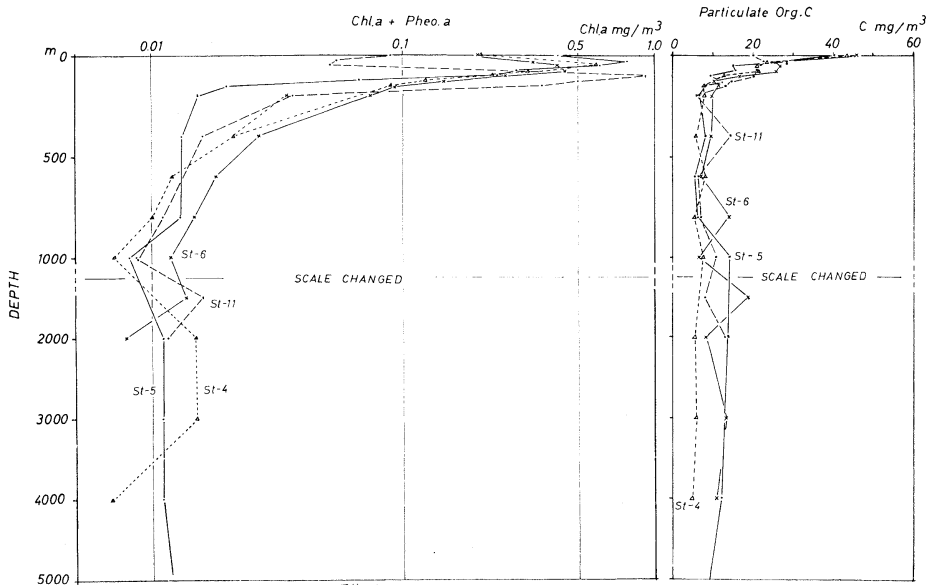
は $70 \sim 50 \text{ mgC/m}^3$ に達するが南下するにつれて次第に減少し、 $28 \sim 22^\circ\text{N}$ では $30 \sim 20 \text{ mgC/m}^3$ となる。特に注目すべきことは、このような変化は表層付近のみに見られ、100 m 以深になると既にその値は $20 \sim 10 \text{ mgC/m}^3$ 程度で大きなちがいはなくなり、さらに200 m 以深になると 10 mgC/m^3 前後に落ち着く。注目すべきことは、この値は深度がそれ以上増してももはや変化せず、4,000 m ないし 7,000 m 位になってもほぼ一定である。この問題については後に改めて論じたい。

海洋の他の水域における測定結果も、高緯度地方の一部や沿岸水域を除けば上記の値とあまり変わらない。表層付近でも一般にはせいぜい 100 mgC/m^3 前後である。たとえば生産の高い水域と考えられる東支那海北部の大

陸棚上の浅い水域においても、われわれが1968年6月に白鳳丸で測った結果は、表層から50ないし100 mの海底に到るまで $50 \sim 100 \text{ mgC/m}^3$ 程度であって意外に少ない。外洋性の内湾である相模湾や駿河湾においても、春や秋の増殖期には表層付近で 200 mgC/m^3 を越える値が観測されるが、他の季節には $50 \sim 100 \text{ mgC/m}^3$ 程度である。HOLM-HANSEN *et al.* (1966) はカリフォルニア沖で、富永は南極海で、いずれも表層付近で $105 \sim 115 \text{ mgC/m}^3$ 程度の測定値を得ている。特に大きな値としては、富永が襟裳岬沖で 193 mgC/m^3 、ニュージーランド南東沖で 262 mgC/m^3 という値をいずれも表層付近で得ている。このような水域では200 m 以深の層でも $50 \sim 80 \text{ mgC/m}^3$ 程度を示し、時には 100 mgC/m^3 を越えることがある。

4. 特に深層の有機性懸濁物について

上述のごとく高緯度あるいは沿岸付近の生産の大きな水域は別として、中緯度から低緯度にかけての外洋の大部分における表層付近の懸濁性有機炭素量は $20 \sim 50 \text{ mgC/m}^3$ 程度である。これがさらに200 m 以深になると数千 m の深層に至るまで $10 \pm 5 \text{ mgC/m}^3$ 程度でほぼ一定である。この例としてさきの142°E線上の4点における測定値を第2図に示した。このように深層の有機セストン量がある深度以下ではほぼ一定になるということ、さらに第1図で示したように表層付近の有機セストン量



第2図 1967年9月142°E線黒潮水域における懸濁性有機炭素量および植物色素(クロロフィルおよびその分解物)の垂直分布。

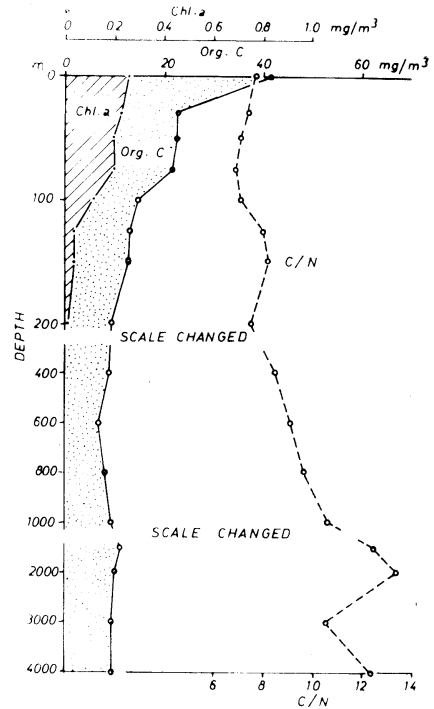
が地域的に変化しても、深層のセストン量はあまり異ならないということは、既に MENZEL (1967) その他によっても認められている。

従来の考え方からいえば、深層の有機セストンは表層付近で生産された有機物が次第に分解しつつ沈降していく過程にあるもので、当然その量は水域によっても異なり、深さとともに次第に減少してよいはずのものであった。このような考え方からいえば、われわれの測定結果も含めて近年明らかになった事実、すなわち深層の有機セストン量が深さとともに減少せず、きわめて均一に近いということは驚くべきことである。

ここでわれわれが有機セストンと呼んでいるものが一体どんなものを意味しているか、もう一度考えてみたい。われわれの測定結果の場合は海水を(経験的に言って)孔径約 1.2μ のガラスファイバー・フィルターでろ過した際、ろ紙上に残るものである。この中に植物プランクトンの大部分、微細な動物プランクトン及びバクテリアの一部、かびの類、各種動植物の分解過程にある有機物、糞などの排泄物、さらに最近いわれているように溶存有機物が吸着その他の物理的過程で懸濁物に加わったものも含まれていると考えてよい。

この中の生物の主要なもの植物プランクトンであると考えてさしつかえないと思う。その意味でクロロフィルの測定値から植物プランクトン中のクロロフィル a: 有機炭素量 = 1:50 と経験的に仮定し、有機セストン中の植物プランクトン量を推定して見たい。このような方法でさきの 142°E 線における懸濁性有機炭素量の各深度の平均値の中で、植物プランクトンがどの位を占めているかを見たのが第3図である。一見して明らかのように、植物プランクトンは生産層では多いが、深度 200 m 位でほとんどなくなり、一方でそれ以外の有機セストン(おそらく大部分がいわゆる detritus と呼ぶべきもの)は表層のみ例外的に多いが、それ以後は深層に至るまで、ほぼ一様に分布していることがわかる。

このように植物プランクトンの分解は生産層付近で大部分終ってしまうものらしく、200 m 以深においては分解されるとしてもその量はきわめてわずかである。この深層の detritus の量がほぼ一定であるという問題については、MENZEL and GOERING (1966) は実験的にこれらの物質がもはや非常に分解されにくい有機物から成り立っていることを示して、これを説明しようと試みた。SHELDON, EVELYN and PARSONS (1967) は Coulter Counter を用いて粒子数を計測する実験を通じて、水中の懸濁粒子の量は、たとえ動物プランクトンによって捕



第3図 1967年9月 142°E 線における懸濁性有機炭素、窒素、C/N比およびクロロフィルの平均値の垂直分布。クロロフィルの量はそのまま有機炭素量として植物プランクトンの現存量を示すように目盛つてある。

食されて一時減少しても、バクテリアの活動により一定値に保たれる傾向にあることを示した。

5. C/N 比について

それではこのような深海の有機セストンはどのような物質からなり立っているのでしょうか。既に述べたように詳しい化学組成は論議できないので、ここではわれわれも多く測定値を得ている C/N 比を中心として考えてみたい。

海洋の懸濁物の C/N 比の垂直分布の一例として、黒潮水域の 142°E 線で得た結果の平均値を第3図に示した。すなわち、生産層付近で 6~7 位、それ以後次第に増えて 9~11 位に落ち着く。植物プランクトンの C/N 比が大体 4~6 位であるから、植物プランクトンの多い生産層では C/N 比が低いのは当然と考えてよい。但し表層は例外であって、海面付近にいわゆる detritus が集まっているためか、あるいは海面付近では溶存有機物から泡による懸濁性有機物の形成が盛んであるためか、一般に若干高い値が得られている。

一方で深層の有機セストンの C/N 比はわれわれの測定結果では全ての場合に深度と共に増加する傾向にあり、例外的な場合でも 5 以下になることはなかった。しかし、太平洋における PERSONS and STRICKLAND (1962) や大西洋における MENZEL and RYTHER (1964) などの出した少数の測定値の中には、深層における懸濁性有機物の C/N 比が 3 位に達するものが見られる。

このように C/N 比が低いということは、この層の懸濁物がアミノ酸の類とか尿素などのような窒素を多く含む化合物を主体として出来ていることを意味している。しかし小山・半田・富野 (1968) は相模湾におけるセストン中のアミノ酸を定量し、表層では 39.1 mg/m³ なのに 500 m では 4.9 mg/m³ と数分の一に減じていることを見出している。さらに、セストン中の有機炭素量及び炭水化物量の垂直分布を調べ、有機炭素量の中で炭水化物としての炭素が占める比率が、表層付近では 20% 程度なのに 500 m 以深では 32~36% 程度に増加することを報告している。以上のような事実から見ても、深層においてセストン中の窒素の比率が増加してゆくような条件は非常に考えにくい。

6. 溶存有機物との関係

ここでいささか本論とはなれるが、C/N の問題に関連して、溶存有機物の C/N 比について若干ふれておきたい。すなわち、DUURSMA (1960) は大西洋の深層の溶存有機物の C/N 比が平均 2.7 であると報告している。このことは、このように C/N 比の低い物質が懸濁物としても海水中に多量に存続し得る可能性を与えてくれる。さらに既に述べたような吸着その他の物理的過程に

よる溶存有機物から懸濁性有機物の形成ということが、かなりの規模で行なわれているとすれば、そのような比の懸濁物の存在することさえ説明できる。

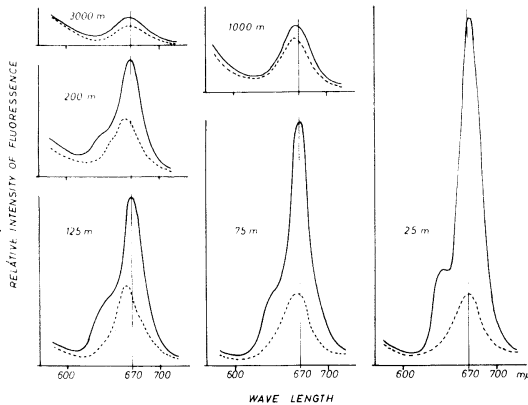
しかし、われわれが最近 ARMSTRONG (1968) の開発した紫外線分解法を用いて黒潮水域の溶存有機窒素量を測定し、同じ水域における小倉 (1967) の溶存有機炭素の測定値と比較して、この水域における C/N 比を求めてみると、その値は 6~8 位となり、DUURSMA のというような小さな値にはならない。ここで溶存有機炭素、窒素および磷について従来の研究者が太平洋、大西洋および印度洋で測定した数値の範囲を第 1 表に示しておく。これからも明らかなように、大西洋における DUURSMA の測定値と太平洋とインド洋における他の研究者の測定値を比較すると、SKOPINTSEV の値を別とすれば、溶存有機炭素と磷についてはよく一致しているが、溶存有機窒素については大西洋の方が倍ぐらい大きい。これが DUURSMA の C/N 比が特に小さい理由である。このような大きなちがいが分析法に由来するものか、それとも大西洋深層における磷酸塩や硝酸塩が太平洋やインド洋に比して明らかに少ないという事実と同様に大西洋の特性であるのか、未だ決定的な判断をする段階ではない。しかし、いずれにせよ太平洋深層における溶存有機物の C/N 比がそんなに小さいとは考えられず、懸濁物の低い C/N 比の説明をこれに求めることは困難と思われる。

7. セストン中のクロロフィル量

表層付近では植物プランクトンが懸濁物のかかなりの部分を占めていることは第 3 図に示した。しかし、一方で深層においても微量ではあるがクロロフィル分解物と考

第 1 表 各研究者によって得られた溶存有機炭素、窒素及び磷の測定値。

	Pacific Ocean		Indian Ocean		Atlantic Ocean	
Dissolved organic nitrogen ($\mu\text{g-atom N/l}$)	SKOPINTSEV ('59)	5~8	FRAGA ('66)	3~8	SKOPINTSEV ('59)	17~18
	ISHII ('66)	5~9			DUURSMA ('61)	9~18
	HOLM-HANSEN <i>et al.</i> ('66)	2~5			KROGH ('34)	17.4 \pm 0.1
	ESUMI, SAIJO (unpublished)	2~8				
Dissolved organic carbon ($\mu\text{g-atom C/l}$)	SKOPINTSEV ('59)	80~220	MENZEL ('64)	25~30	SKOPINTSEV ('59)	150~200
	HOLM-HANSEN <i>et al.</i> ('66)	30~50			DUURSMA ('61)	25~50
	OGURA ('67)	30~50			MENZEL ('67)	40~60
					MENZEL, RYTHER ('68)	25~30
Dissolved organic phosphorus ($\mu\text{g-atom P/l}$)	ROCHFORD ('63)	0.1~0.3	ROCHFORD ('63)	0.1~0.3	McGILL <i>et al.</i> ('64)	0~0.2
	HOLM-HANSEN <i>et al.</i> ('66)	0.1~0.3				
	ESUMI, SAIJO (unpublished)	0.1~0.4				
C/N (atom/atom)	HOLM-HANSEN <i>et al.</i> ('66)	8.4	FRAGA ('66)	7.3	DUURSMA ('66)	2.7



第4図 1967年6月南西諸島東方黒潮水域における各深度別のろ過試料のアセトン抽出液の蛍光分光曲線。実線 670 m μ 付近のピークはクロロフィル a を示す。破線はアセトン抽出液に酸を加え、フェオピグメントとした際の蛍光曲線。

えられる色素が必ず存在していることがわれわれの測定によって明らかになった。その垂直分布は第2図に示したごとくであって、有機炭素の場合と若干異なり、1,000 m 以深までだらだらと減じているが、より深い層ではあまり変化しない。このような色素の大部分はクロロフィルからマグネシウムがとれた、いわゆるフェオピグメントと考えられてきたが、最近われわれが蛍光分光光度計を用いて現場で採集後ただちに分析した結果では、フェオピグメントのみでなく、まだマグネシウムが残っているクロロフィル a (又は一部クロロフィライド a) も存在していることが第4図のように明らかになった。すなわち 670 m μ 付近のピークが酸を加えた際に低下することにより、懸濁物中のクロロフィル a の存在を確認することができる。

クロロフィル色素を低温の暗所に放置すればその分解速度はきわめておそいことが知られている。従って、このような深海に未分解のクロロフィル a が残っていてもそんなに不思議なことではない。高緯度の生産の大きな水域において深層の有機セストンがかなり多かったとこなどから考えて、巨視的に見れば深層の懸濁物中の植物色素量もその供給源となる水域の基礎生産、あるいはもっと正しくは植物プランクトンの現存量に比例していると思われる。そのような意味で深層のセストン中の色素量を測っておくことは、セストンの生成や代謝の研究に手がかりを与えるばかりでなく、海洋の沈殿物の堆積学的な研究にも役立つものと考えられる。

8. 有機セストン量と生産との関係

既に述べたような深海の有機セストンが、量的に見て表層付近における基礎生産とどのような関係にあるか、ちょっと考えてみたい。まだ海洋全域について論ずるだけの測定値はないから、比較的測定値の多い黒潮系の暖水域のみについて述べる。

このような水域の深層の有機セストン量は既に述べたように $10 \pm 5 \text{ mgC/m}^3$ 程度である。一方、深層への有機セストンの供給がどのような方向からなされるか、すなわち垂直的因子と水平的因子のどちらが強いものかわからないが、溶存物質でない以上、セストンの場合は平均的に見てある速度で下降しつつあると考えて大きな誤りはないと思う。したがって、太平洋中央部というような十分広い水域を考えれば、そこにおける基礎生産と深海の有機セストンの間の量的関係を考察してみることも、決して無意義とは思われない。

このような水域における基礎生産は、暖水域であるため *in situ* 法による従来の測定値から $0.15 \text{ gC/m}^2/\text{day}$ 程度と見て大きな誤りはないと考える。このうち $1/3$ は夜間の呼吸によって失われると仮定すると、実際の有機物生産は $0.10 \text{ gC/m}^2/\text{day}$ となる。このうち捕食なども含めた直接、間接の分解によって消費された後にセストンとして残る量は少なくとも 30% はあると考えられるから、深層まで達する有機セストン量は $0.03 \text{ gC/m}^2/\text{day}$ 程度である。

しかるに、この水域の深層の有機セストン量は $10 \pm 5 \text{ mgC/m}^3$ 程度、すなわち 0.01 gC/m^3 程度であるから、表層における1日の生産で 3 m の厚さの層の detritus が供給されると考えてよい。あるいは表層で作られた有機物が分解されつつ1日に 3 m の速度で沈降してゆけば、生産と各層の detritus の現存量とがバランスされていると考えてもよく、いずれにせよ、あまり無理な仮定とは思われない。深海への有機物の堆積量がこの程度のものであるかどうかは未だよく検討していない。

9. 結 語

深海の有機セストンの研究はまだ予察的な研究の段階にあると見てよいのではなからうか。やと量的な分布が明らかになったばかりで、そのサイズ分布についての研究も不十分であり、化学組成についても C/N 比というような最も基本的なものさえまだ疑問が多い状態にある。今後、海洋の生産あるいは物質循環の立場からこの方面の研究を進めるにあたって、特に重要な問題は、単にどのようなアミノ酸や糖がどれだけ含まれている

か、というような測定のみでなく、その中で実際にバクテリアによって利用され得る形のものでどれだけ含まれており、動物プランクトンの栄養源となり得るものがどれだけあるか、というような利用面からの考察が重要であろう。サイズ分布についてもこのような立場からの研究が必要であり、サイズ分布と化学組成の関係も興味ある結果が予想される。

さらにセストンを単に化学物質としてではなく、適当な染色法を組み合わせることによってその構成物を解明してゆこうとする、根本がはじめている研究方法は非常に有力な武器となるであろう。一方、深海の有機セストンの形成過程の解明には上記のような野外観測のみでなく、室内における分解あるいは捕食、排泄なども含めた基礎実験、溶存有機物から懸濁性有機物の生物学的あるいは物理的形成的実験などが地味に積み重ねられてゆくことが必要であり、特に¹⁴Cラベルした有機物を用いての実験などは、最終生成物を追求してゆくために非常に有力な手段となるのではなかろうか。

文 献

- ARMSTRONG, F. A. J. and S. TIBBITTS (1968): Photochemical combustion of organic matter in sea water, for nitrogen, phosphorus and carbon determination. *J. Mar. Biol. Ass. U. K.*, **48**, 143-152.
- DUURSMA, E. K. (1960): Dissolved organic carbon, nitrogen and phosphorus in the sea. *Netherl. J. Mar. Res.*, **1**, 1-148.
- HOLM-HANSEN, O., J. D. H. STRICKLAND and P. M. WILLIAMS (1966): A detailed analysis of biologically important substances in a profile off southern California. *Limnol. Oceanogr.*, **11**, 548-561.
- 小山忠四郎・半田暢彦・富野孝生 (1968): (文部省特定研究) 海洋生物群集の総合的研究—42年度研究実績報告, JIBP/PM セクション, 1968年3月 76-79.
- MENZEL, D. W. and J. H. RYTHER (1964): The composition of particulate organic matter in the western North Atlantic. *Limnol. Oceanogr.*, **9**, 179-186.
- MENZEL, D. W. and J. J. GOERING (1966): The distribution of organic detritus in the ocean. *Limnol. Oceanogr.*, **11**, 333-337.
- MENZEL, D. W. (1967): Particulate organic carbon in the deep sea. *Deep-Sea Res.*, **14**, 229-238.
- OGURA, N. (1967): Studies of the ultraviolet absorbing materials in natural waters. A thesis for the degree of Doctor of Science, Tokyo Metropolitan University, pp. 101.
- PARSONS, T. R. and J. D. H. STRICKLAND (1962): Oceanic detritus. *Science*, **136**, 313-314.
- SHELDON, R. W., T. P. T. EVELYN and T. R. PARSONS (1967): On the occurrence and formation of small particles in seawater. *Limnol. Oceanogr.*, **12**, 367-375.
- STEEEMANN NIELSEN, E. (1952): The use of radioactive carbon (¹⁴C) for measuring organic production in the sea. *J. Conseil, Conseil Perm. Intern. Exploration Mer*, **18**, 117-140.

討 論

討論者 鎌谷明善 (東工大)

懸濁物中の有機炭素と窒素含量、及びその化学組成について話されたが、そこでまず感じたことは試料の処理、分析法を異にした結果を対比させて論議されている点である。また同一の研究者であっても異なった処理を行なった試料について窒素分析と炭素分析を行ない、そのC/Nを論議しているデータも含まれている。この点は今後改め、統一した分析法を確立しなければならないと考えられる。有機懸濁物という言葉はあまりにも莫然とした概念規定で用いられているきらいがある。一言で有機懸濁物と言っても、その形成要因、それに伴う質的差異もあるであろうが、また形成後の時間的経過に伴う化学的・生物的作用によっても変動するであろう。この過程はあまり研究されていないようである。しかし、問題の本質はその辺にあるような気がする。

話題提供の中で興味ある一つの問題は懸濁物中のC/Nである。一般に多くの測定結果はある一定の値(7~10)に近いが、場合によってはかなりへだたった値が見られる。このような現象の生じる原因としては次の様なことが考えられよう。たとえば、ある種の物質が核となりそれに溶存している有機物が吸着して懸濁物が形成するとすれば、(1) 選択的に窒素に富んだ物質を吸収する性質を持つ必要がある。とすれば実際に海洋にこのような現象があるかどうか又その核質の本体は何かを解明してゆく必要がある。(2) もし選択的吸着作用がないならばその水塊内の溶存性有機物自体のC/Nが非常に低いか高いかでなければならないと考えられよう。このためには、懸濁物のC/Nと同時にその水塊の溶存性有機物のC/Nも測定し、併せて検討することが肝要と言えよう。(3) 懸濁物中には窒素に富んだアミノ酸が卓越しているという報告もあるが、C/Nの低い試料に炭水化物含量が顕著に低く窒素に富んだタンパク質が残されている証拠はいまだうかがえない。この点も今後の研究の余地を残している。天然ではC/Nが10前後からかけ離れた基質

が分解してゆく場合、欠乏している方の元素 (C or N) は immobilization する一方、過剰の元素はすみやかに無機化するようである。そして一定の C/N を保とうとする傾向は数々の実験から理解される。

このように考えて来ると懸濁物自体の持つ意義はその形成機構に研究の重要性がある。この形成機構の研究の一つとして (1) Bubbling 法が多く用いられて来た。この方法は溶存性有機物を粒子体に変えることであるが、Bubbling 法による粒子体の形成は主として海洋の表層部に限定されよう。表層部で形成した粒子体が懸濁物形成の核質として深海部までその主導的地位を堅持しえるかどうかはかなり疑問である。このほかに有機物の (2) 粘土鉱物への吸着、(3) 多価陽イオンとの錯体を形成することは知られているが、その実験データはごく少なく、海洋でどの程度の重要性を持つかは不明である。(4) 微生物、藻類、動物の分泌排泄物の粘着性は大きく、これへの溶存性有機物の吸着もまた無視出来ないであろう。この様にして造られた懸濁物は言わば一次産物であり、これに微生物、カビ類が群棲し生活を営み、かつそれらの代謝産物や再合成産物に富んだ二次産物に変質してゆくであろう。いわゆる海洋性腐植物である。

有機懸濁物の形成は以上のようにいくつかの要因が考えられる。これらの中のいずれの要因によって形成したかによって懸濁物の有機物組成は必然的に異なるであろうし、その後の微生物等による分解作用の働き方も当然異なってくることは十分予想される。従って、有機懸濁物の有機物含量とその組成を考える場合、その形成機構とその後どの様な生物的化学的变化過程をたどるかが問題である。この問題を解明するためには、海洋化学・生物学者はもとより粘土鉱物・土壌・界面化学等の多方面の研究者との協同研究を進めてゆくことが肝要と考えられる。

有機懸濁物が単に Detritus-feeder のエネルギー源としてのみではなく、環境調節作用 (たとえば海水の粘性の安定化、浸透圧調節) をはたしているとも考えられる。また、懸濁物に群棲する微生物、カビ類の生産する生理的活性物質 (B₁₂, B₆, パントテン酸等) の役割も無視出来ない。われわれはこの様な観点からも有機懸濁物の海洋生態系における位置づけを再検討する必要がある。

一般討論

座長 高木和徳 (東水大)

三宅 (東教育大) particulate の問題を物理的に考える上で重要なことは、upwelling のような特殊な場所は別

として、重力による沈降と水平方向の水による運搬である。また、transport されている水の温度、酸素、一番重要なのは、酵素系だと思いが、そういうものがどんな状態にあるか知る必要がある。ただ一点 vertical な方向で観察した場合、主として horizontal transport の非常に複雑な時間的断面を見ているに過ぎない。vertical の方向に密接に関係があると化学者は考えるがそれは非常な間違いである。むしろ、非常に遠いところの現象がそこに現われていると考えるべきだ。MENZEL, DUUR-SMA, 西条さんのデータの食い違いについては、たとえば sinking が非常に早く、しかもすぐ冷たい水の中に入ってしまうような場合、アミノ酸の分解が相当遅れる可能性がある。北太平洋の場合、水系が割合水平方向に均一になっているので同じようなデータが出てくるが非常に高緯度地方とか coastal area では鉛直方向の構造が複雑でいろいろな水が入って来ているから、そういった点についてご検討願いたい。

小倉 (都立大・理) C/N について私共の研究室の大月ならびに私自身も経験があるが、プランクトンを実験室的に分解した際に、プランクトンの C/N は 5 ぐらいだが、分解が進むにつれて 3 とか 4 というようにプランクトンの元の値より小さくなる。つまり実験的に C/N の小さい懸濁性および溶存性のものができる。

土じょうに関連してスチープソンがいつている fixed ammonium すなわち、silicate 中にアンモニウムイオンが強固に吸着していてみかけ上有機窒素として定量されるような事が海洋の中でも起こっていてみかけ上 N が rich になっている可能性がある。

根本 (東大海洋研) 西条先生が書かれた carbon と nitrogen の分布で深い方に peak が出ている例があるが私も東シナ海の沖で、particle の大きさと質を調べたところ、二、三の例で、800 m ぐらいの所から 2,000 m 位のところで数点 peak を見つけた。これは三宅先生がいわれた横との関係はもちろん、上との関係もあるであろうが従来諸外国でも深い方では C とか N の分布は均一だという考え方であったが、peak が化学分析でも形体的にもとらえられている。それはどういうことかお教え願いたい。

西条 私も教えてもらいたい方だが peak は間違いはない。むしろ均一というのがおかしくて、明らかに大きな変動がありうる。三宅先生がおっしゃったように他の水が入り込んでいるとか、regional に patch ができている可能性がある。

3. 海水中の懸濁物について

佐々木 忠義* 竹松 伸**

Matière en suspension dans les eaux de mer

Tadayoshi SASAKI et Noburu TAKEMATSU

Résumé: Selon l'analyse quantitative par filtre, la matière inorganique en suspension dans les eaux de mer se compose: 1° du minéral tel que le feldspath, le quartz, l'argile, 2° de la dépouille, 3° de la substance inorganique dans les êtres vivants, 4° de la substance inorganique dans le détritit et 5° de composés inorganiques difficiles à résoudre. Un exposé est fait sur les origines, les distributions et les propriétés des composantes (1) et (4) qui sont des éléments essentiels dans l'océanographie chimique. La plupart du minéral argileux tel que le kaolin, l'illite et le chlorite sont transportées des continents en plein océan par le vent. Le détritit se compose principalement d'agrégats organiques produit par la substance organique dissous dans l'eau de mer, qui contient, à son tour, une bonne quantité de substances inorganiques. Il est donc possible que les ions métalliques susceptibles à former des complexes stables avec les substances organiques (l'acide-amino, le peptide, la protéine) se concentrent dans les agrégats et se déposent au fond profond.

ミリポア・フィルターやグラス・ファイバ・フィルターを用いて海水中の無機懸濁物として定量したのものの中には、(1) 粘土鉱物、石英、長石などの鉱物類、(2) 生物の遺骸、(3) 生物中の無機物、(4) detritus 中の無機物、(5) 難溶性無機化合物などが含まれる。

このうち(1)と(4)は量的にも、その性質においても、金属元素の海洋化学を論ずる際には重要な要素となるので、その起源、分布、性質などについて述べる。

1. 鉱物類について

海水中に懸濁している鉱物類に関する研究の数は少ないが、ATKINS ら¹⁾(1954)はイギリス海峡で、石英、長石、カオリナイト、セリサイト、堇青石、電気石などを同定している。GUNNERSON と EMERY²⁾(1962)はカリフォルニアのサンペドロ海盆で、石英、長石、黒雲母と少量の角閃石、白雲母などを同定している。最近では、石井と石川³⁾(1964)が東シナ海と沖縄沖で、石英、長石、カオリナイト、緑泥石をX線回折により判定している。

われわれは、海水 100~600 l を HAミリポア・フィル

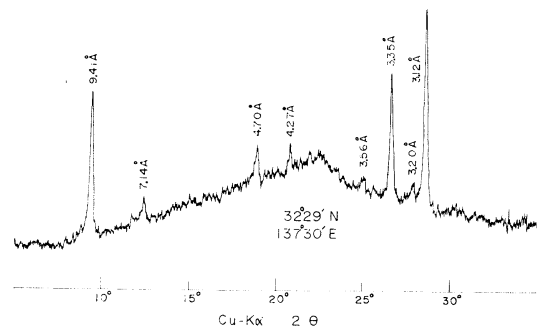


Fig. 1. X-ray diffraction pattern of suspended matter in surface sea water (32°29'N, 137°30'E).

ターでろ過し、ろ過残渣を溶解している無機塩が残らないように蒸留水で洗浄し、フィルター上のろ過残渣を合成樹脂製の菌ブラシで集め、これのX線回折を行ない無機懸濁物を同定している。海水中の懸濁物のX線回折、の例をFigs. 1~4に示す。Fig. 1で、9.41Å, 4.70Å, 3.12Åの反射は滑石、7.14Å, 3.56Åの反射はカオリナイト、4.70Å, 3.35Åの反射は石英が存在することを示し、3.20Åの反射は長石の存在を予想させる。Fig. 2は深さ100 mと500 mから各々150 lを採水し、一緒にしたもの(a)と、深さ1,000 mと1,500 mから各々150 lを採水し、一緒にしたもの(b)のX線回折の結果を一つの図

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

** 理化学研究所 The Institute of Physical and Chemical Research

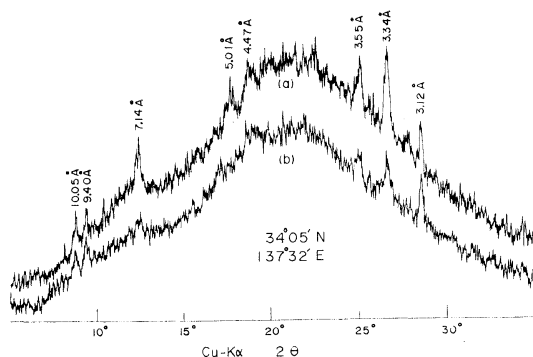


Fig. 2. X-ray diffraction patterns of suspended matter in deep sea water (34°05'N, 137°32'E).

に示したもので、10.0 Å, 5.01 Å からイライト, 9.40 Å, 3.12 Å から滑石, 7.14 Å, 3.55 Å からカオリナイト, 3.34 Å から石英などが同定されるが、この場所では、懸濁している物質が鉛直方向に変化がないことを示している。Fig. 3 は東海村沖の例で、(b) は (a) の 5 km 沖合でのものである。懸濁している鉱物は同じであるが、同定された鉱物は、14.3 Å のモンモリロナイト (グリセロール処理で確認)、14.3 Å, 4.75 Å の緑泥石, 10.0 Å, 5.04 Å のイライト, 7.14 Å, 3.55 Å のカオリナイト, 3.35 Å の石英, 3.20 Å の長石などである。Fig. 4 に試料の採水地点を、Table 1 に X 線回折の結果を示す。一般的に言えば、石英は懸濁物中で最も多い鉱物であるが、粘土鉱物中ではカオリナイトが最も多く、イライト、緑泥石の順である。滑石が多くの試料から検出されているが、後に述べるように、大西洋上のバルバドス島の風送塵の中にもかなり多量に存在しており、興味深い。

ところで、懸濁しているこれらの鉱物の起源であるが、河川や風によって陸から運ばれたもの、火山活動によるものおよび authigenic なものなどが考えられる。いずれにしろ、懸濁物は最終的には海底に沈殿するので、海底堆積物の起源と密接な関係がある。海洋性起源のものについては、phillipsite や glauconite のように明らかに authigenic なものの外に、溶存しているケイ酸とアルミニウムの量から推測して、ケイ酸アルミニウムの沈殿ができると考えられているが、量的には問題にならない。したがって、海底の堆積物は懸濁物の状態を経て海底に沈殿したものと考えてよい。そこで、海水中の懸濁物の X 線回折により同定された粘土鉱物、石英、長石などが海底にどのように分布しており、その起源がどのように説明されているかを述べ、最近出された風送塵の調査の結果どのように修正されたかを大西洋を中心に述べる。

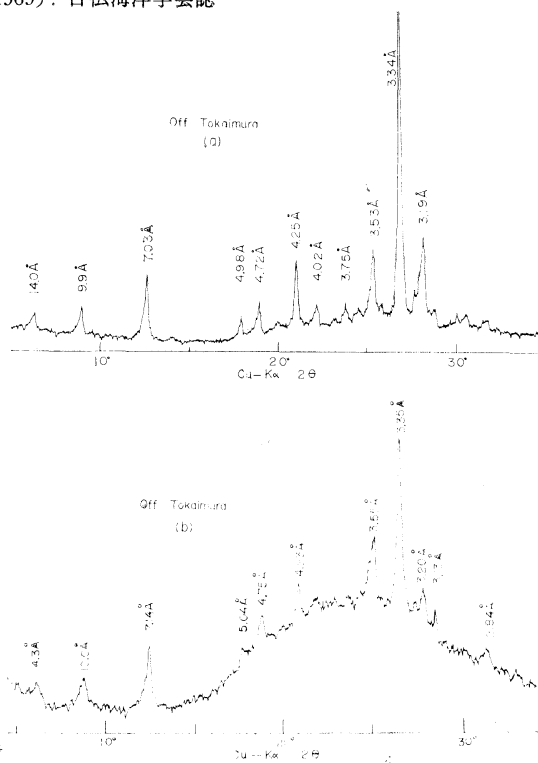


Fig. 3. X-ray diffraction patterns of suspended matter in surface sea water (off Tokai mura).

GOLDBERG と GRIFFIN⁴⁾ (1964) は大西洋の粘土鉱物の分布と起源について論文を発表している。それによれば粘土鉱物は非常に特徴のある分布をしている (Fig. 5)。イライトは、太平洋の場合と同じく、大西洋においても最も量の多い粘土鉱物であり、その源はヨーロッパ-アフリカ大陸にあり、大部分は風によって運ばれたとしている。カオリナイトは赤道海域に 50% 近く存在するが、アフリカのコンゴ川やナイジェル川および南アメリカのアマゾン川によって運ばれたものを赤道海流系が広く赤道海域に分布させた、と述べている。モンモリロナイトは不規則な分布をしているが、火山活動にその起源を求めている。緑泥石は大西洋の大部分の海域に 15% よりわずかに低い割合で均一に分布している。

ところで、大西洋上のバルバドス島で風送塵を集め、大西洋の海底堆積物との比較を行なった興味深い論文が DELANY ら⁵⁾ (1967) により発表された。この実験の最初の目的は宇宙塵を集めることであつた。バルバドス島はさんご礁であり、定期的な貿易風の通り道であり、ヨーロッパ-アフリカ大陸から約 5,000 km 離れているので、陸性起源の塵埃の影響が少なく、宇宙塵を集めるには理想的な場所と考えた。しかし、集めている塵が陸性起源の

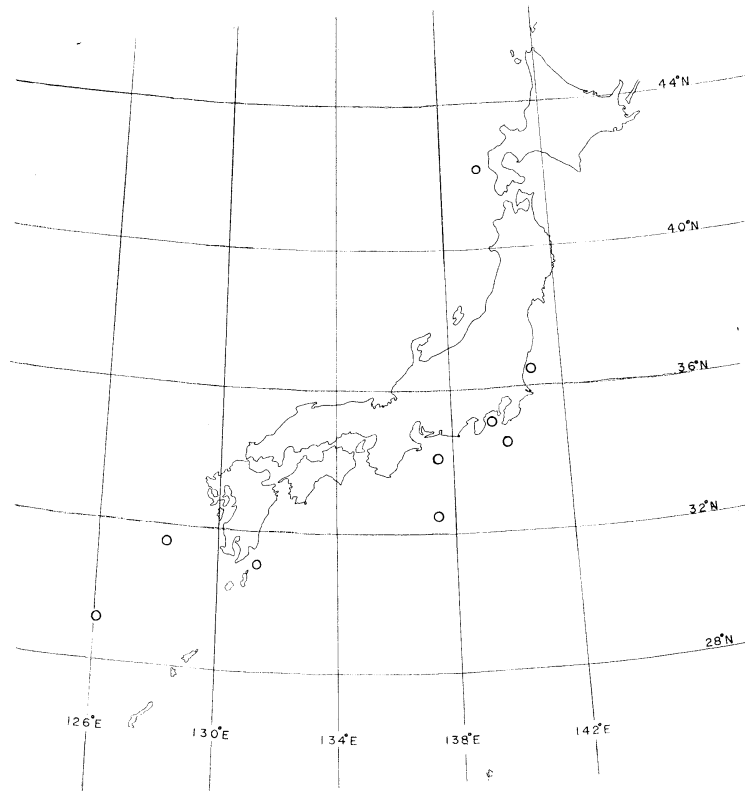


Fig. 4. Location of samples in Japanese waters.

Table 1. Minerals in suspended matter in sea water, identified by X-ray diffraction.

Sample number	Location	Date collected	Depth (m)	Volume (l)	Materials identified
1	31°37'N 128°21'E	6/4/1967	surface	120	I, K, α -Q
2	32°29'N 137°30'E	19/5/1967	surface	600	T, K, α -Q
3	34°05'N 137°32'E	26/5/1967	100 500	150 150	I, T, K, α -Q
4	34°05'N 137°32'E	26/5/1967	1000 1500	150 150	I, T, K, α -Q
5	31°04'N 131°15'E	23/7/1967	surface	600	I, T, α -Q
6	29°08'N 126°01'E	29/7/1967	surface	400	T, K, α -Q
7	Off Hatsushima in Sagami Bay	13/10/1967	surface	600	I, K, α -Q, G, Cal
8	34°27'N 139°57'E	11/3/1968	surface	200	I, T, K, α -Q
9	Off Hatsushima in Sagami Bay	28/6/1968	surface	200	C, I, T, K, α -Q, F
10	Off Tokaimura	18/7/1968	surface	200	C, I, K, α -Q, F

I: Illite, T: Talc, K: Kaolinite, α -Q: α -Quartz, G: Gypsum, Cal: Calcite, C: Chlorite, F: Feldspar

Table 2. Clay mineral and quartz concentration in Barbados dust and Atlantic Ocean sediments, M, montmorillonite; I, illite, K, kaolinite; C, chlorite; and Q, quartz on a CaCO₃-free basis. (after DELANY *et al.*, 1967)

Dust sample	Date collected	M	I	K	C	Q
Barbados dust 1	4-6 October 1965	20	34	36	8	12
2	26-28 October 1965	14	54	25	7	9
3	7-21 November 1965	19	37	34	10	8
4	21 November-1 December 1965	19	29	—	—	8
5	1-15 December 1965	24	29	36	9	12
6	15-21 December 1965	16	44	—	—	10
7	21-23 December 1965	14	42	33	12	11
8	23-25 December 1965	12	52	23	13	9
9	2-6 January 1966	14	40	35	11	—
10	6-8 January 1966	12	45	32	12	10
Av. composition of dust		16	41	32	10	10
Atlantic Ocean sediments east of ridge						
	Locations					
Zep 26	33°35.4'N 9°43.2'W	16	58	13	13	13
Zep 25	31°12.3'N 11°50.1'W	16	60	13	11	16
Zep 24	26°57'N 19°58.2'W	24	42	24	10	15
Zep 23	26°13.8'N 26°26.9'W	16	44	28	13	14
Zep 22	25°05.2'N 34°13.1'W	20	43	27	11	14
Lsd 212	6°47'N 19°18'W	16	18	52	14	11
Av. composition east of ridge		18	44	26	12	14
Atlantic Ocean sediments on ridge and flanks						
	Locations					
Zep 21	24°16'N 39°06.2'W	16	43	28	14	15
Zep 19	23°59.9'N 44°58.3'W	16	47	22	14	13
Zep 20	23°34.2'N 42°28.0'W	16	44	27	12	11
Zep 18	23°34.1'N 44°14.4'W	18	41	24	16	7
Zep 17	23°05'N 45°40.1'W	15	44	27	13	12
Zep 16	21°56.4'N 45°56.3'W	15	46	25	13	10
Zep 15	21°06.2'N 44°56.9'W	14	44	30	13	10
Zep 14	21°05.2'N 46°33.7'W	16	42	30	11	11
Zep 13	20°08.4'N 49°00.5'W	24	38	25	12	11
Zep 12	19°07.5'N 52°04.2'W	26	36	25	13	11
Lsd 219	5°42'N 32°51'W	19	32	36	13	8
Lsd 217	3°56'N 34°04'W	23	30	35	12	8
Lsd 215	3°21'N 30°52'W	18	30	41	12	7
Lsd 216	3°18'N 31°00'W	18	30	41	12	10
Av. composition on ridge and flanks		18	39	30	13	10
Atlantic Ocean sediments west of ridge						
	Locations					
Zep 11	16°25.2'N 57°38'W	32	34	23	11	6
Zep 10	14°33.5'N 61°06.4'W	28	25	28	8	7
Lsd 223	11°34'N 44°48'W	24	36	28	12	10
Av. composition west of ridge		31	32	26	10	8

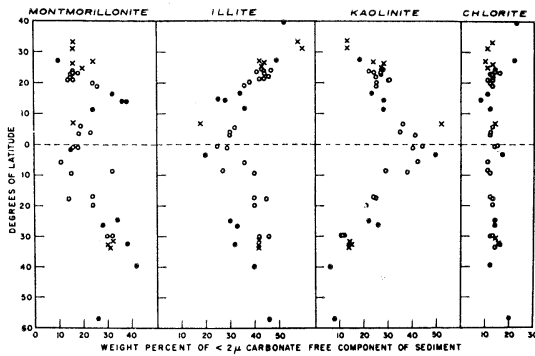


Fig. 5. The clay mineral contents, given as per cent of the less than 2μ size fraction. (after GOLDBERG and GRIFFIN, 1964).

ものであることがわかり、次のような実験を行なった。1965年8月から1966年4月までの9か月間毎日風送塵の量を計り、これより風送塵の堆積速度を0.6mm/1,000年と計算した。Io/Th法で測定した海底堆積物の堆積速

度は中央大西洋海嶺の西側で0.5mm/1,000年、東側で1.6mm/1,000年であるので、海嶺の西側の堆積速度とはよく一致するが、東側のそれとは一致しない。しかし、風送塵の収率および雨などによる scavenging 効果を考慮すると、0.6mm/1,000年は堆積速度の下限であり、西部大西洋では標準であろう。

彼らはまた風送塵中の粘土鉱物と石英の分析を行なっている。その結果を大西洋の海底堆積物の分析結果と一緒に Table 2 に示す。これによると、バルバドス島の風送塵では、イライトが粘土鉱物の中で最も多く存在し、平均41%、カオリナイトがこれに次ぎ、32%、以下モンモリロナイトが16%、緑泥石が10%であった。石英は風送塵全体の10%であった。これを海底堆積物と比べると、海嶺の上と東側では、粘土鉱物の割合においても石英の含量においても、よく一致するが、風送塵を集めたバルバドス島のある海嶺の西側のそれとは一致しない。これは風送塵の堆積速度が海嶺の西側の海底堆積物の堆積速度と一致していることと矛盾するが、海底堆積

Table 3. Barbados material (silt minerals with densities $> 2.7 \text{ g/cm}^3$). (after DELANY *et al.*, 1967)

Dust	μ	Mica	Chlorite	Amphiboles	Pyroxenes	Dolomite	Anatase	Rutile	Hematite	Goe-thite	Talc	Miscellaneous
Barbados 1	2-4	—	—	—	—	19	10	10	8	6	5	Serpentine?
Barbados 1	4-8	13	9	5	—	14	12	9	8	6	—	Serpentine?
Barbados 1	8-40	26M + B	14	7	—	10	~5	5	~6	5	19	
Barbados 2	4-8	6	9	6	?	?	18	8	9	7	Tr	
Barbados 2	8-40	21	8	4	—	—	11	4	5	—	11	
Barbados 3	2-40	6	6	4?	—	—	9	7	~6	~4	5?	Serpentine?
Barbados 4	2-40	—	Tr	—	—	—	9	7	6	6	—	
Barbados 5	2-40	10	9	~6	—	—	7	6	5	~3	41	Serpentine?
Barbados 6	2-40	9	6	~5	?	?	11	4	7	~4	68	Serpentine?
Barbados 7	2-40	14	7	—	—	—	9	5	5	~2	3	Serpentine?
Barbados 8	2-40	14M	5	8	—	—	13	5	Tr	Tr	Tr	Serpentine?
Barbados 9	2-40	9	6	—	—	—	4	4?	—	—	5	Serpentine?
Barbados 10	2-40	9	6	Tr	—	—	6	6	—	~4	19	Serpentine
Blank (Barbados)		15M	29	—	—	—	—	—	—	—	90	
Tower												
Blank (La Jolla)		—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	Qtz.-calcite
Laboratory												
Barbados soils and sediments												
Base of Tower 2-44	—	—	—	—	?	—	—	—	—	—	—	Magnetite Plagioclase Magnetite
Chalky Mount 2-44	26M	25	—	—	—	—	~6	8	—	—	—	Magnetite
Belleplane 2-44	49M	66	—	?	—	—	?	?	—	—	—	Magnetite Sphene Magnetite
Farley Hill 2-44	—	—	8	—	—	—	—	—	6	—	—	Zircon
Joes River 2-44	30M	52	—	—	—	—	—	—	—	—	—	Zircon
Bath Oceanic Formation	35M	52	—	—	—	—	—	—	—	—	—	Zircon, Sphene Tourmaline

M, muscovite; B, biotite; Tr, trace.

物の起源として風送塵だけを考えることには無理があり、海流などにより運ばれるものも考慮する必要があることを意味しているものと思われる。参考までに風送塵のシルトに属する鉱物のX線回折の結果をTable 3に転載する。単位はそれぞれの鉱物に特徴的なX線回折の相対的なピークの高さである。ここで、前述したように滑石がかなり存在するが、われわれも海水中の懸濁物中に滑石を同定しており、興味深い。

さて、DELANY らの結論—海底堆積物の大部分は風送塵である—を認めると風送塵は海水中の金属元素の濃度、沈殿機構に大きな影響を与えるものと思われる。というのは、風送塵中に含まれる粘土鉱物は天然のイオン交換樹脂と考えてよいほどのイオン交換能力をもつからである。GRIM⁶⁾ (1962) によれば代表的な粘土鉱物のイ

オン交換容量 (CEC, 単位 meq./100g) はカオリナイトが 3~15, イライトが 10~40, モンモリロナイトが 80~150, バーミキュライトが 100~150, 緑泥石が 10~40 である。

KRAUSKOPF⁷⁾ (1956) は海水中の 13 種の微量金属元素の粘土への吸着を、CHESTER⁸⁾ (1965) は海水中に懸濁しているイライトへの亜鉛とコバルトの吸着をそれぞれ論じている。

また、粘土鉱物はイオンの選択的吸着、イオンの固定、有機物との有機複合体の生成などの性質をもつことが見いだされている。イオンの選択的吸着に関しては CAROLL と STARKEY⁹⁾ (1960) や WEAVER¹⁰⁾ (1967) が海水中の主要な元素について述べているが、より影響が大きいと思われる微量金属元素については資料が少

Table 4. Uptake of trace cations on "Bubble produced organic aggregates" in filtered sea water. (after SIEGEL and BURKE, 1965)

Cation	Run	Date	Treatment	Sample Total counts	Total counts on filter*	% Total counts on filter
⁶⁵ Zn	1	August 25, 1964	Bubbled	146,000	620±9	0.42 ±0.006
	2	"	Standing	178,000	244±7	0.14 ±0.004
	3	August 27, 1964	Bubbled	17,600	139±5	0.79 ±0.03
	4	"	"	1,360	0±5	0.00 ±0.3
	5	"	Standing	1,360	2±4	0.15 ±0.3
	6	"	"	1,360	6±4	0.44 ±0.3
	7	October 30, 1964	Bubbled	33,000	168±5	0.51 ±0.02
	8	January 20, 1965	Bubbled	1,470	1.5±0.7	0.10 ±0.05
	9	"	"	1,470	0±0.6	0.00 ±0.04
	10	"	Standing	1,470	1.2±0.7	0.08 ±0.05
	11	"	"	1,470	1.0±0.7	0.07 ±0.05
⁸⁵ Sr	1	October 26, 1964	Bubbled	14,500	8±1.4	0.055±0.01
	2	October 30, 1964	Bubbled	17,800	10±1.5	0.055±0.01
	3	January 5, 1965	Bubbled	6,960	4.5±1.4	0.065±0.02
	4	"	"	5,640	1.8±1.4	0.032±0.03
	5	"	Standing	5,480	2.5±1.4	0.046±0.03
	6	"	"	5,040	2.3±1.4	0.044±0.03
⁵⁴ Mn	1	January 10, 1965	Bubbled	2,920	3.4±1.4	0.12 ±0.05
	2	"	"	2,920	3.3±1.4	0.11 ±0.05
	3	"	Standing	2,920	1.7±1.3	0.044±0.05
	4	"	"	2,920	2.2±1.4	0.075±0.05
⁴⁵ Ca	1	January 15, 1965	Bubbled	1,470	0±0.9	0.0 ±0.06
	2	"	"	1,470	0±0.9	0.0 ±0.06
	3	"	Standing	1,470	0±0.9	0.0 ±0.06
	4	"	"	1,470	0±0.9	0.0 ±0.06
	5	January 27, 1965	Bubbled	55,000	0±0.7	0.0 ±0.001
	6	"	"	55,000	0±0.7	0.0 ±0.001
	7	"	Standing	55,000	0±0.7	0.0 ±0.001
	8	"	"	55,000	0±0.7	0.0 ±0.001

*Single determinations; confidence limits pertain to counting statistics alone. Counts reduced to net counts/min.

ない。SIEGEL¹¹⁾ (1966) は亜鉛-グリシンの錯体の粘土鉱物への吸着を論じている。粘土鉱物は海水中の金属元素の行動に影響を与えらると思われが、その寄与がどのくらいであるかは、海水中の金属元素と粘土鉱物の相互作用を調べると同時に、海水中に懸濁している粘土鉱物の量を知らなければならない。残念ながら、海水中に懸濁している粘土鉱物の定量方法は確立しておらず、今後の研究を待ちたい。

2. detritus 中の無機物について

MCALLISTER ら¹²⁾ (1960) は太平洋北東部の定点 P (50°N, 145°W) において懸濁物の研究を行ない、

detritus 125 mgC/m³, 植物プランクトン 20 mgC/m³, 動物プランクトン 2 mgC/m³ と測定している。PARSONS¹³⁾ (1963) は、溶存有機物, detritus, 植物プランクトン, 動物プランクトン, 魚の割合をそれぞれ 100, 10, 2, 0.2, 0.02 としている。いずれにしても detritus は植物プランクトンの数倍存在することになる。

ところで、この detritus と呼ばれているものは生物の分解残渣はむしろ少く、溶存している有機物からできた organic aggregate であろう、といわれるようになった。この説の発端は BAYLOR ら¹⁴⁾ (1962) および SUTCLIFFE ら¹⁵⁾ (1963) の論文である。これらの論文の要旨は—HA ミリポア・フィルターでろ過して懸濁物を除い

Table 5. Analytical results, AFRAM deep stations. (after WANGERSKY and GORDON, 1965)

Station	Position	Depth (m)	CaCO ₃ (μg/liter)	Org. C (μg/liter)	Mn ⁺⁺ (μg/liter)	Station	Position	Depth (m)	CaCO ₃ (μg/liter)	Org. C (μg/liter)	Mn ⁺⁺ (μg/liter)
10	16°34'N 22°06'W	13	54	117	0.031			3, 130	45	52	0.041
		1, 100	118	522	0.038			3, 675	51	39	0.027
11	16°23'N 21°36'W	14	33	55	0.031			4, 170	35	12	0.012
		173	47	18	0.022			4, 720	14	30	0.031
13	16°15'N 21°12'W	430	52	92	0.034	55	08°13'N	0	18	30	0.056
		14	39	112	0.033		25°41'W				
		180	52	55	0.034	59	11°21'N	0	8	18	0.347
		472	32	46	0.034		31°01'W				
14	16°06'N 20°42'W	1, 166	63	113	0.037	65	12°13'N	10	41	58	0.045
		15	37	63	0.030		38°53'W	740	36	17	0.048
		186	38	18	0.029			1, 690	32	16	0.027
		475	49	19	0.028			2, 660	43	30	—
15	15°54'N 20°13'W	1, 174	52	96	0.034			3, 155	42	23	0.026
		14	39	82	0.025			3, 695	40	10	0.034
		186	—	21	0.032			4, 200	34	22	0.036
		480	36	18	0.030			4, 750	52	68	0.042
16	15°46'N 19°40'W	1, 186	40	39	0.054	68	14°58'N	10	48	70	0.056
		14	—	171	0.018		44°01'W	1, 080	35	20	0.041
		184	48	39	0.029			2, 130	40	42	0.033
		476	48	15	0.036			3, 110	37	13	0.022
17	15°31'N 19°40'W	1, 145	48	80	0.031			3, 610	38	20	0.026
		13	82	197	0.014	70	17°08'N	10	43	17	0.041
							46°45'W	1, 135	45	17	0.028
								2, 040	34	19	0.040
38	08°00'N 19°58'W	100	47	56	0.044			2, 985	38	9	0.047
		900	30	42	—						
		2, 170	41	40	0.041	74	23°14'N	10	148	14	0.023
		3, 160	59	33	0.039		52°38'W	1, 055	38	19	0.055
		3, 810	—	41	0.061			2, 050	286	8	0.045
		3, 910	42	41	0.037			3, 075	20	9	0.039
52	10°05'N 24°28'W	0	37	49	0.046			3, 565	44	10	0.063
		1, 165	38	99	0.060			4, 050	33	17	0.045
		2, 340	41	41	0.043			4, 600	45	5	0.048
		2, 635	37	24	0.087						

た海水に、同じくHA-ミリポア・フィルターで塵を除いた空気を通じ、気泡を作ると、リン酸の濃度の高い有機懸濁物を生じる。この現象より砕浪などによってできる気泡が海洋での有機懸濁物を作る作用をしているというものである。しかし、表層ではこのような気泡による有機懸濁物の生成機構を認めるとしても、深層においては多量の気泡を生じるような現象は考えられない。ところで、ろ過した海水をしばらく放置すると懸濁物が生じることは、われわれがしばしば経験することであるが、この現象を研究した論文が RILEY ら¹⁶⁾ (1965) および SHELDON ら¹⁷⁾ (1967) により発表された。RILEY らによれば、ろ過した海水に粒子の種を入れると、bubbling をしてもしなくても、生成する organic aggregate の量は同じである。これは核になる粒子へ溶存物質が吸着することによって organic aggregate が生じるという説である。一方、SHELDON らによれば、ろ過した海水には2, 3時間で粒子が生じ始め、除々に増加して数日で平衡に達する。また、生じた粒子をろ過して除くと新たに粒子が生じ、この現象は繰り返される。

生成する粒子の量は溶存している有機物の1% ぐらいであり、粒子の生成機構にはバクテリアが関与している、と述べている。その生成機構はともかく、溶存している有機物から粒子状の有機物ができることがほぼ明らかにされた。溶存有機物から生じる organic aggregate が detritus の主要部分を占めるとすると、detritus は有機懸濁物の大部分を占めるので、溶存している金属元素の懸濁物への移行および沈殿機構を考える場合、この現象は非常に問題になる。というのは、溶存している有機物と金属イオンとは錯体を作っている可能性があることと、organic aggregate という名称が misnomer であるといわれるくらい organic aggregate 中の無機物の占める割合が大きいためである。RILEY らによれば、ろ過した海水に bubbling を行なって作った organic aggregate 中の有機炭素の含量は全乾燥重量の10% に過ぎない。

しかしながら、上記の方法により海水中の溶存物質から作った organic aggregate 中の鉄、アルミニウム、ケイ素、カルシウムなど無機物の分析データはない。

海水中の懸濁物の無機成分のデータとしては、ARMSTRONG¹³⁾ (1958), JOYNER¹⁹⁾ (1964), 豊田と岡部²⁰⁾ (1967)がある。無機物の濃度は海域によりかなりの差があるが、JOYNER によればアルミニウムと鉄の原子比は0.10~32 の間で変化し、ARMSTRONG によればケイ素とアルミニウムの原子比は7~46 の間で変化している。これは鉱物類、生物の遺骸、生物および detritus 中の無

機物、難溶性無機化合物などそれぞれの割合が異なっているためと思われるが、どの状態にどのぐらい存在するかを知ることが必要である。

次に微量元素の有機懸濁物への濃縮を考察する。SIEGEL と BURKE²¹⁾ (1965) はろ過した海水に放射性元素 ⁶⁵Zn, ⁵⁴Mn, ⁸⁵Sr および ⁴⁵Ca を加え、bubbling を行ない、organic aggregate を作った後、再びろ過してフィルター上に保持された放射能を測定した。一方、bubbling を行なわないものに対しても同様な測定を行ない、bubbling を行なったものとの比較をしている。その結果を Table 4 に示す。実験の重点が bubbling をしたものとし

Table 6. Analytical results, AFRAM surface stations. (after WANGERSKY and GORDON, 1965)

Station	Position		CaCO ₃ (μg/liter)	Org. C (μg/liter)	Mn ⁺⁺ (μg/liter)
	N lat	W long			
3	27°38'	47°03'	840	110	0.32
7	21°49'	33°05'	1,080	140	1.35
8	20°34'	30°35'	700	150	0.80
9	17°40'	24°58'	700	180	0.88
18	14°30'	17°04'	818	330	1.15
19	13°24'	17°30'	900	490	0.74
20	12°11'	17°56'	1,160	850	1.46
21	12°12'	17°16'	670	420	0.52
22	13°19'	17°28'	680	100	0.80
23	11°31'	17°30'	760	190	0.80
24	10°52'	16°44'	700	310	0.76
25	09°35'	16°15'	740	550	0.68
26	08°45'	14°36'	760	110	0.48
27	08°04'	13°35'	620	240	0.32
32	09°07'	18°01'	890	130	0.75
33	09°09'	18°32'	920	230	0.76
34	07°59'	20°29'	710	120	0.76
36	07°59'	19°58'	790	90	0.80
37	10°56'	20°32'	730	160	0.44
39	07°56'	19°59'	830	150	0.56
41	09°22'	19°46'	720	170	0.78
43	07°49'	19°35'	560	100	0.60
46	09°58'	18°48'	710	70	0.48
48	09°53'	17°00'	860	100	0.63
49	10°40'	21°09'	1,320	300	0.82
51	08°20'	22°44'	820	150	0.60
54	10°49'	25°12'	1,070	210	0.72
56	07°50'	26°16'	990	0	0.68
58	10°31'	29°00'	820	20	0.46
60	10°08'	32°20'	820	50	0.52
62	10°33'	36°19'	860	140	0.64
67	12°20'	42°19'	700	300	0.44
69	15°20'	45°10'	710	160	1.80
71	18°23'	47°58'	810	210	0.84
73	21°18'	50°49'	780	140	0.64
75	24°16'	53°38'	720	180	0.72

ないものの違いに置れているため、比放射能とか、生成した organic aggregate の量が測られていないので、organic aggregate 中に取り込まれるこれら微量元素の量を計算することはできないが、取り込まれる順序は $Zn^{++} > Mn^{++} > Sr^{++}$ である。この順序はたんぱく質、ペプチド、アミノ酸などとこれらの金属イオンがキレートを作る強さの順序と一致している。

WANGERSKY と GORDON²²⁾ (1965) は懸濁物中の二価のマンガンの量を測定した。その結果を Table 5 および Table 6 に示す。

懸濁物中の Mn^{++} の濃度は表層で $0.72 \mu\text{g}/l$ 、深層で $0.038 \mu\text{g}/l$ である。一方、有機懸濁物の濃度は外洋および沿岸の表層でそれぞれ $0.15 \text{mgC}/l$ および $0.23 \text{mgC}/l$ であり、外洋および沿岸の深層では、それぞれ $0.02 \text{mgC}/l$ および $0.041 \text{mgC}/l$ であった。懸濁物中の有機炭素の量と Mn^{++} の濃度を比較すると、有機炭素の表層の値は深層のそのほほ 10 倍であり、 Mn^{++} の濃度も表層の値は深層の値のほほ 10 倍である。このことは有機懸濁物と Mn^{++} のような微量元素の間に何らかの相互作用があることを示している。彼らはまたろ過した海水およびカゼインと Mn^{++} を含む人工海水に bubbling を行ない、生成した organic aggregate 中の Mn^{++} の量を測定し、 $0.002 \sim 0.05 \mu\text{g}/l$ を得た。この値は深層における懸濁物中の Mn^{++} の濃度 $0.038 \mu\text{g}/l$ に等しい値である。ところで、PARSONS と STRICKLAND²³⁾ (1962) は北太平洋の 500~3,000 m からの 8 試料について、懸濁物中の有機炭素、窒素、炭水化物炭素をそれぞれ $49.5 \mu\text{g}/l$, $13.7 \mu\text{g}/l$, $15 \mu\text{g}/l$ と測定した。

これより、organic aggregate 中の炭水化物以外の炭素は、グリシンやアラニンのような窒素含量の多いアミノ酸を含むたんぱく質またはペプチドからできていると、結論した。GURD と WILCOX²⁴⁾ (1956) は、生物中に存在する金属イオンは、アルカリ金属を除き、ほとんどたんぱく質と結合している、と述べている。また、SIEGEL と DEGENS²⁵⁾ (1966) はキレート樹脂を Cu^{2+} , Fe^{3+} , Co^{2+} , Ni^{2+} , Zn^{2+} などのアミノ酸と錯体を作る重元素で飽和し、これを固定相として海水中からアミノ酸を分離している。このことは、これら重元素はアミノ酸やたんぱく質と安定な錯体を作ることを示している。このように考えると、これら重金属イオンは溶存有機物と錯体を作ることにより大きな分子量の化合物を作り、organic aggregate の生成を促進するのではないかと思われる。

以上、海水中の金属元素の濃度や沈殿機構などを考察する場合、生物や生物の遺骸などの外に懸濁してい

や detritus を考慮しなければならない。

文 献

- 1) ATKINS, W. R. G., Pamela G. JENKINS and F. J. WARREN (1954): The suspended matter in sea water and its seasonal changes as affecting the visual range of the Secchi disc. *J. Mar. biol. Ass. U. K.*, **33**, 497~509.
- 2) GUNNERSON, C. G. and K. O. EMERY (1962): Suspended sediment and plankton over San Pedro Basin, California. *Limnol. Oceanogr.*, **7**, 14~20.
- 3) ISHII, J. and T. ISHIKAWA (1964): Detection of mineral components of suspended matter in sea water by X-ray diffractometer. *Studies on Oceanography (Hidaka commemorative volume)*, 288~295.
- 4) GOLDBERG, E. D. and J. GRIFFIN (1964): Sedimentation rates and mineralogy in the South Atlantic. *J. Geophys. Res.*, **69**, 4293~4309.
- 5) DELANY, A. C., A. C. DELANY and D. W. PARKIN, and J. J. GRIFFIN and E. D. GOLDBERG, and B. E. F. REIMANN (1967): Airborne dust collected at Barbados. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, **31**, 885~909.
- 6) GRIM, R. E. (1962): *Applied Clay Mineralogy*. McGraw-Hill.
- 7) KRAUSKOPF, K. B. (1956): Factors controlling the concentrations of thirteen rare metals in sea water. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, **9**, 1~32B.
- 8) CHESTER, R. (1965): Adsorption of zinc and cobalt on illite in sea water. *Nature*, **206**, 884~886.
- 9) CARROLL, D. and H. C. STARKEY (1960): Effect of sea-water on clay minerals. *Clays and Clay Minerals*, Pergamon Press, 80~101.
- 10) WEAVER, C. E. (1967): Potassium, illite and the ocean. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, **31**, 2181~2196.
- 11) SIEGEL, A. (1966): Equilibrium binding studies of zinc-glycine complexes to ion-exchange resins and clays. *Geschim. et Cosmochim. Acta*, **30**, 757~768.
- 12) MCALLISTER, C. D., T. R. PARSONS and J. D. H. STRICKLAND (1960): Primary productivity at Station "P" in the northeast Pacific Ocean. *J. Conseil, Cons. Perm. Int. Expl. Mer*, **25**, 240~259.
- 13) PARSONS, T. R. (1963): Suspended organic matter in sea water. *Progress in Oceanography*, Vol. 1, Pergamon Press, 203~239.
- 14) BAYLOR, E. R., W. H. SUTCLIFFE and D. S. HIRSCHFELD (1962): Adsorption of phosphate onto bubbles. *Deep-Sea Res.*, **9**(2), 120~124.

- 15) SUTCLIFFE, W. H., E. R. BAYLOR and D. W. MENZEL (1963): Sea surface chemistry and Langmuir circulation. *Deep-Sea Res.*, **10**, 233~243.
- 16) RILEY, G. A., D. Van HEMERT and P. J. WANGERSKY (1965): Organic aggregates in surface and deep waters of the Sargasso Sea. *Limnol. Oceanogr.*, **10**, 354~363.
- 17) SHELDON, R. W., T. P. T. EVELYN and T. R. PARSONS (1967): On the occurrence and formation of small particles in seawater. *Limnol. Oceanogr.*, **12**, 367~375.
- 18) ARMSTRONG, F. A. J. (1958): Inorganic suspended matter in sea water. *J. Marine Res.*, **17**, 23~34.
- 19) JOYNER, T. (1964): The determination and distribution of particulate aluminum and iron in the coastal waters of the Pacific Northwest. *J. Marine Res.*, **22**, 259~268.
- 20) 豊田恵聖, 岡部史郎 (1967): 北西太平洋, インド洋および南極洋における浮遊懸濁物中のアルミニウム, 鉄, ケイ素およびリン含有量の鉛直分布, 日本海洋学会誌, **23**, 1~9.
- 21) SIEGEL, A. and B. BURKE (1965): Sorption studies of cations on "Bubble produced organic aggregates" in sea water. *Deep-Sea Res.*, **12**, 789~796.
- 22) WANGERSKY, P. J. and D. C. GORDON (1965): Particulate carbonate, organic carbon, and M^{++} in the open ocean. *Limnol. Oceanogr.*, **10**, 544~550.
- 23) PARSONS, T. R. and J. D. H. STRICKLAND (1962): Oceanic detritus. *Science*, **136**, 313~314.
- 24) GURD, F. R. N. and P. E. WILCOX (1956): Complex formation between metallic cations and proteins, peptides, and amino acids. *Advances in protein chemistry*, Vol. 11, Academic Press Inc, 311~427.
- 25) SIEGEL, A. and E. T. DEGENS (1966): Concentration of dissolved amino acids from saline waters by ligand-exchange chromatography. *Science*, **151**, 1098~1101.

討 論

討論者 杉浦吉雄 (気象研)

1. 佐々木, 竹松両氏の御研究に対して, 粘土鉱物の組成を定量的に取り扱えるように研究を進めて欲しい。そのためには, まず有機物を完全に取り除くことが必要ではないかと思う。
2. バルバドス島で集めた風送塵の沈降速度と大西洋底の堆積速度が一致すること, 粘土鉱物組成が両者においてほぼ一致することから, 大西洋における深海底堆積物が主として風送塵をもって構成されるとする結論にはな

お検討の余地がある, と思う。まず, 海底土と塵の組成ばかりでなく, run-off の組成も示さなければ片手落ちである。

島に降下した塵と海面に降下したものは同じとしても, それより直ちに海底に達したもので等しいとすることができるであろうか。深海底に達するまでの数 1,000 m の深さを沈降する間に, 粒子の篩分けがないだろうか。篩分けに伴う組成変化がないだろうか。も一つ, 海は, さきほど三宅先生が指摘されたように, 層重構造をしていて各層にいろいろの水平線が考えられる。そういう状況下で, 数 1,000 m を落下するに要する時間内に起きるであろう水平方向の変位を無視してよいだろうか。この際, 水平方向の組成変動がなければよいが, 竹松氏が紹介されたように, GOLDBERG らはかなり顕著な変動があることを実際に太平洋で認めている。大西洋でも同様ではないかと考えてもあまり不自然ではないと思う。それならば, 島で集めた降下塵と大西洋のある場所の深海底土の組成がたまたま等しかったからと言って, 直ちに一般論にまで拡張してよいものであろうか。

3. 有機物と金属イオンの錯体形成については私自身, 別の問題について興味深く思っていたことである。海水起源のエエロゾルの化学組成変化の機構として, このような考え方を試みた。海水中の表面活性有機物の泡の面に吸着されて泡とともに海面に運ばれる。この際, 泡に吸着した有機物と錯結合をしている金属イオンは泡の面に濃縮される。従って, 泡の膜が海面ではじめて生ずるエエロゾル粒子は当該金属イオンを濃縮することになる。

4. 私自身, 懸濁物を研究したことはないが, 最近, 山本氏 (舞鶴海気) との共同研究で, 日本海海水中の Fe, Al についてその分布を研究し, その結果, Fe, Al の大部分は粒子状で存在することを明らかにした。日本海の南側では, 深さ 200 m 辺を境にして上層で塩素量が高く下層で低い。Fe, Al の濃度も上層で高く下層で概して低い, 濃度勾配は塩素量の場合のように明らかに深さ 200 m の辺にあるとは考えられない。もっと深いところにまで延びているようにみえる。また, 上層では西方で高く東方で低い。これは対馬暖流を考えると流れの上で高く流れの下で低いことに当る。下層ではこの逆の関係がみられる。以上の事柄はいずれも, Fe, Al が粒子状で存在し常に重力による沈降を受けていると考えたと説明できる。日本海の 200 m 以深の水は外への出口をもたないから, 海底に沈積する以外に途がない。Fe, Al の供給源は上層にあるから, 日本海全体についての平均値をとると, 下層のなかではその上下方向の濃度は平衡状態と

して考えれば等しくなければならない。しかし、実際に濃度の平均値をとってみると、下の方へ行って濃度が低くなる。この結果を説明するには、Fe, Al を含む粒子が下の方で沈降速度を増すと考えなければならない。すなわち、沈降とともに粒子の大きさか比重の何れかあるいは双方が増大する、ということになる。

一般討論

座長 猿橋勝子 (気象研)

猿橋 いろいろ問題点があるが、まず airborne dust, 海水中の粒子状物質および海底土中の鉱物の関係について討論をお願いしたい。

三宅 (東教育大) 深海底土, 海水中の粘土鉱物, airborne dust が関係あるという着想は 1956 年頃の Scripps の Edward GOLDBERG の出したものであるが、その着想は私と GOLDBERG と ARRHENIUS の discussion の過程において出て来たものであることをお話ししておきたい。1955 年に旭川地方に放射性をおびた yellow dust つまり大陸から来た小さい粒子が降ったが、放射性物質を追いかけるとネバタの核実験が原因であることがわかった。つまり、数万 km airborne された dust がみつかったわけで、特に quartz, 粘土鉱物については、海水中のものはこの寄与が大きいと考えて GOLDBERG は研究を始めたわけである。杉浦さんが指摘したように海底土あるいは海水中の無機懸濁物は airborne dust ばかりではない。もちろん、run-off もあるけれども、特に遠洋においては airborne dust が相当な部分を占めることがだんだん明らかになって来た。佐々木、竹松両氏の研究で、沿岸ではあるが、海水中の suspension の中に粘土鉱物の外に calcite, gypsum, talc が同定されているのに注目したい。日本付近の海水で calcite とか gypsum が沈殿することは考えられないので、これは大陸から来たものと考えられる。私が杉浦さん達と調べたところでは大陸から来たものの中には約 5%~10% の calcite が含まれるし、gypsum についても定量されていないが、その存在がほぼ確認されている。最近、雨水中に硫酸とカルシウムがふえて来ているが、私の考えでは、そのカルシウムの起源もおそらく大陸起源の calcite にあり、非常にふえた空気中の硫酸によって溶かされて出てきたものではないかと予想している。

talc の存在については、GOLDBERG が最近言っていることだが、DDT その他薬品の増量剤として用いられていてこれが相当量に達している。そうだとするとこれは人工的汚染の一つになるわけである。

富永 (東学芸大) airborne dust は大気の安定度とか季節風、貿易風と密接な関係があって、大陸の yellow dust が日本にくるのは上空に乱流の多い時である。airborne dust が海面に落ちてからは泡の問題があるが、表面波の影響はあまり深い所にはないので、古典的な流体力学の Stokes の法則で、粒子径がわかれば、落下速度を計算できる。やっかいな問題は、海面から 50 m ぐらいから 200 m ぐらいまでの間にある thermocline である。thermocline では必ず何らかの擾乱が起っていて、乱流の外に scale の大きな、私の考えでは、数 m から数 10 m にわたる internal wave が起きて vertical 方向の混合を促進している。こういう問題については、物理屋も協力して、STD などにより温度の分布や密度の分布を調べるとか、流速計で流れを測るなどして物理的なものも考えながら、杉浦さんが話された鉄やアルミニウムの粒子の沈降状況を解釈すべきである。

猿橋 有機物と金属イオンの complex の問題も含めて御討論いただきたい。

西条 (名大・理) 有機性の懸濁物についてはバクテリアの問題が大きい。白鳳丸で北大の西沢さんのところの方が bubbling をして、それを Millipore でこして、多賀さんに位相差顕微鏡でみてもらったら、できた懸濁物はみなバクテリアであったという経験もあるわけで、この種の実験は滅菌状態でする必要がある。

complex の問題については特にはないが、溶存有機物を測るのに使っている紫外線照射を有機物の分解に利用したらどうか。名大の北野研究室の方がホウ素の complex の研究に使っている。私達も鉄と有機物の complex の問題を扱ったが、精度のせいもあってうまくいかなかった。

三宅 一昨年太平洋学術会議のときソ連の MOKYEVSKAYA が同じような報告をしているので、それも refer した方がよい。

竹松 (理研) 杉浦さんの分析法では多分鉱物類はひっかかっているのではないかと思うが、鉄やアルミニウムがどういう状態で存在するのか調べる必要がある。

杉浦 (気象研) そういう意味では予報的な研究で当然存在状態を考えなければならない。分析法は海水に酸を加え、1 か月ぐらい放置して溶出されるものを測っているので、分布をなす主体が何であるかは今後の問題である。

松本 (東教育大) 三つほどお尋ねしたい。海底に deposit する量が大西洋では airborne dust でほとんど説明されるということだが、TUREKIAN は大西洋で川

から supply される重金属と海底に deposit する重金属の間に chemical balance が成立しており, airborne dust を考えなくても説明できるとしている。

川からの supply と airborne dust が両方合わさったものが本当の姿であろうから, それぞれの割合を調べる必要がある。

南太平洋などの堆積物中のイオニウムの含量を調べると, かなり長い間海水中に懸濁していた形跡がある。

これは川から supply したものが海流によって運ばれ, 長い間浮遊していた証拠ではないか。

竹松さんの話だと, seston は有機性のものが10%で残りは無機的なものであり, 無機的な方の分析がほとんどないとのことであるが, seston 中のケイ素, 鉄, アルミニウムに関しては東海大の豊田さんが報告している。

seston は無機的なものが多いので, 私は seston 中の二価のマンガンはほとんど silicate mineral で説明されると思う。あまりキレートにこだわらない方がよい。

竹松 1 番目の質問に対しては, 言われる通り両方の

寄与があると思う。

2 番目の質問に対しては, これは滞留時間の問題なので, 川から入っても airborne dust から入っても滞留時間さえ長ければそれでよい。

3 番目の質問で, こちらの説明が悪かったと思うが, 海水中で鉄とかアルミニウムがどういう状態で存在するかを調べるには, 海水中の mixture を分析したのでは意味がないので, まず鉱物類を除き, organic aggregate を作り, その中の鉄とかアルミニウムを測る必要があると言ったわけである。

三宅 もちろん, ケイ酸鉱物の中に入っているマンガも相当あるであろうが, MOKYEVSKAYA の話では, 数字は覚えていないが, 有機物の寄与がかなりあるということである。最近, 非常に注目すべきことは東海大の岡部さんがマンガンを相当含んだ, だいたい二酸化マンガと鉄の酸化物だど思うが, そういう particle を実際に海水中で見つけている。これも manganese nodule の生成機構の問題に関して重要な発見ではないかと思う。

4. 海洋水中における窒素サイクル

和田 英 太 郎*

Cycle de l'azote dans l'eau de mer

Eitaro WADA

Résumé: L'acide nitreux, un des composés azotés dans les océans, se montre maximal à la couche inférieure de la zone euphotique stratifiée en été. En considérant que le cycle de l'azote étant en état permanent sous une telle condition hydrologique, il y a peu de perturbation du cycle causée par le mélange de l'eau et la diffusion due au gradient de la concentration, nous proposons, par la cinétique, d'évaluer la relation quantitative in situ entre des composés azotés et de comprendre les processus principaux du cycle de l'azote. Après avoir montré que toutes les réactions peuvent être traitées, en première approximation, comme réaction primaire, nous obtenons le rapport ammoniacque-acide nitreux en fonction de la température, du nombre des bactéries et de l'activation. D'ailleurs, une étude porte sur les facteurs déterminant le rapport acide nitreux-acide nitrique et les valeurs calculées sont comparées avec les valeurs mesurées.

1. はしがき

海洋水中には, 窒素化合物として, 有機態窒素, アン

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

モニア, 亜硝酸, 硝酸等が存在し, これらはプランクトン, バクテリア等の生物作用により生産, 消費され, 複雑な分布をしている。生物作用としては, 大きく見て, 植物プランクトンによるアンモニア, 硝酸等の同化, バクテリアによる有機物の無機態窒素への分解および動物

プランクトンによるアンモニアの排泄が考えられ、この二つの経路で形成されたサイクルの1断面として、われわれは海洋水中での各態窒素の分布をとらえることができる。これら窒素化合物については、従来より多くの研究 (COOPER, 1937; VON BRAND, RAKESTRAW, RENN, 1937, 1939; VACCARO, 1960, 1963; HAMILTON, 1964) がなされ、窒素サイクル中での各反応段階に関しては、かなり詳細な点まで明らかになっている。一方、近年になって、 ^{15}N をトレーサーとして使用し、現場海水中の窒素固定、アンモニアおよび硝酸の同化 (DUGDALE, GOERING, 1967), 脱窒素反応 (GOERING, 1968) 等の速度を測定する研究が報告され、窒素サイクルを動的平衡状態としてとらえる試みがなされるようになってきた。MIYAKE, WADA (1968) は三陸沖での窒素化合物の分布から、サイクルが定常状態下にあるという一つのモデルを考え、アンモニア、亜硝酸、硝酸の量的分布についての考察を行なった。著者はこれをさらに他の海域に拡張し、各態窒素 (NH_4^+ , NO_2^- , NO_3^-) の分布より、現場海水における窒素サイクルの断面をとらえ、各態窒素の量的関係を明らかにすることを試みた。

2. 北西太平洋における無機態窒素化合物の分布

Fig. 1 に今回試水を採取した観測点を示す。Fig. 2~4 は1967年6月151°E線上的で深度300mまでのアンモニア、亜硝酸、硝酸の垂直分布を示したものである。各々の分析方法としては、アンモニアは船上でミリポアフィルター (HA 0.45 μ) でろ過後、-20°C に凍結保存し、SAGI (1966) の方法によって分析した。亜硝酸、硝酸はそれぞれ BARNES, FOLKARD (1951) および MULLIN, RILEY (1955) の方法で分析を行なった。アンモニアの分布 (Fig. 2) は、従来 MENZEL, SPAETH (1962); SAGI (1966) 等によって報告されているとおり深さに関して一定の傾向を示さず、所々に高い値を示している。亜硝酸 (Fig. 3) は euphotic zone の下部に特徴的なピークを示し、各採水点によって垂直分布のパターンは異なっているが、全体としての傾向は北から南に行くにつれて、ピークの高さは減少し、その位置は次第に深くなっていく。一方、このピークは、硝酸の分布 (Fig. 4) と対比させてみると、硝酸の濃度が急激に増加する深さと対応していることが見出せる。今この時期における euphotic zone での無機態窒素の見かけの turn over time を計算してみる。この航海において東京教育大学の高橋氏の行なった測定によると、St. 1 においては透明度 8 m, 光合成層 22 m, ^{14}C 法による生産量は 200~

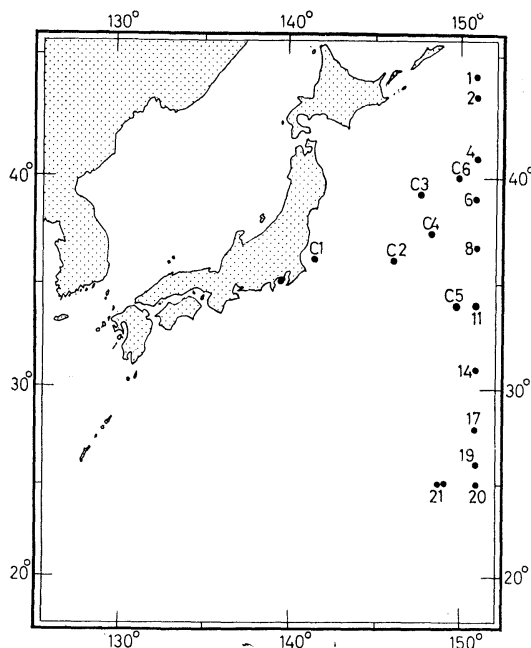


Fig. 1. Locations for Sampling.
St. C₁~St. C₆: August, 1964 Ryōfu-maru
St. 1~21: June, 1967 Ryōfu-maru
Sagami Bay: June, 1968 Hakuho-maru

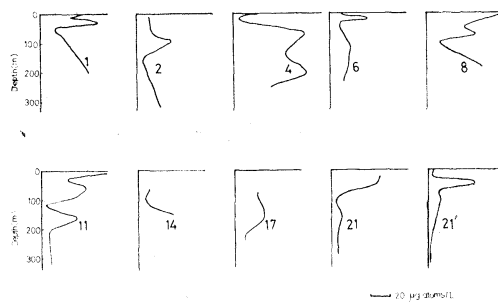


Fig. 2. Vertical distribution of ammonia.
(St. 1~St. 21)

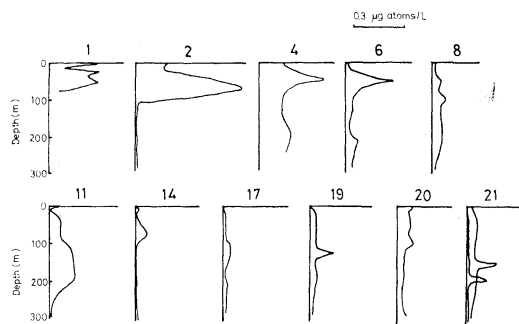


Fig. 3. Vertical distribution of nitrite.
(St. 1~St. 21)

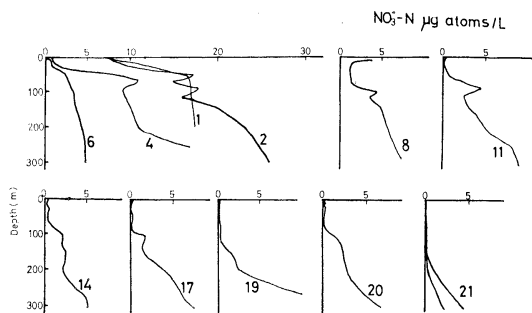


Fig. 4. Vertical distribution of nitrate.
(St. 1~St. 21)

500 C-mg/m²/day, St. 20 においてはそれぞれ, 41 m, 100 m, 200~250 C-mg/m²/day であった。同化に際しての C/N 比を7とすると, この時期における窒素同化による NH₃⁺+NO₃⁻ の turn over time として高々数週間の値が得られる。この短い turn over time から推察すると, 気象条件, 海況の安定した海域において, サイクルが定常状態になっていることが考えられるが, 一方, 定常状態をみだすものにも, 水の動きと, 濃度勾配ともなう拡散がある。しかしながら Fig. 3 に見られるような亜硝酸が特定の狭い層に, 極大を示す海域では, 窒素サイクル中での亜硝酸の生産, 消費が水の動きによる濃度の均一化を上回っていることを示唆している。したがって, 次に述べるような海域においては, euphotic zone に明瞭な亜硝酸のピークが出現するであろう。

i) 水の成層化が進み, 垂直方向に見た時, 各層(例えば各 σ_t について)毎に窒素サイクルを閉鎖系として見なし得る。ii) その中で反応に関与する各種の生物の分布が定常的にある範囲内に保持されており, 窒素サイクルが定常状態になっている。この条件に適合する海域としては, 夏の北太平洋, 赤道海域等が考えられる。

次にこのような海域における, 窒素化合物の分布に関して, 考察を進めていく。

3. 窒素サイクル中での反応速度定数の意味

海洋水中における窒素サイクルの各生物的反応の反応速度を決定する因子としては, 次の項目が考えられる。

- 1) 各態窒素(基質)の濃度
- 2) 反応を行なうバクテリアの数(N)
- 3) その系の温度 (T°C)
- 4) 光の強さ
- 5) Salinity
- 6) pH
- 7) その他の環境因子*

KIMATA, KAWAI, YOSHIDA (1963) によると海水の Salinity および pH の変動範囲内では, バクテリアの活性におよぼす両因子の影響は無視することができる。従って, ここではバクテリアによる反応に関しては1)~3)の因子を重要な項目とし, 窒素同化に際してはさらに4)の因子を含めて考察していく。

有機物のバクテリアによるアンモニアへの分解は, 有機物の量に比例する (GRILL, 1951)。アンモニアおよび亜硝酸の酸化に関しては, 海洋性硝化バクテリアを使用した一例を Fig. 5 に示す。Fig. 5a は温度 24°C において, NH₄⁺→NO₂⁻ の反応におけるアンモニア濃度の時間変化を示したものである**。図から判断してこの反応は基質であるアンモニアの濃度に関して, 一次反応として取扱得ることを示唆している。Fig. 5b は NO₂⁻

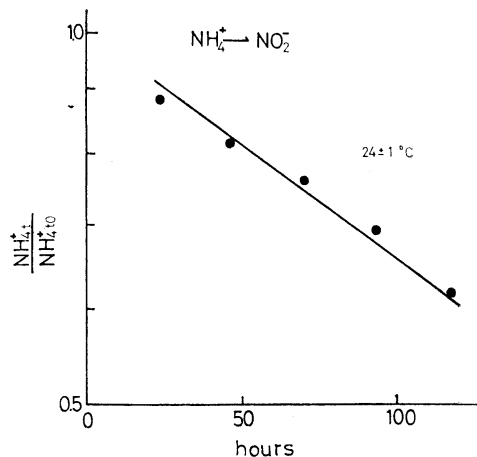


Fig. 5a: Time course of oxidation of ammonia to nitrite by nitrite bacteria.

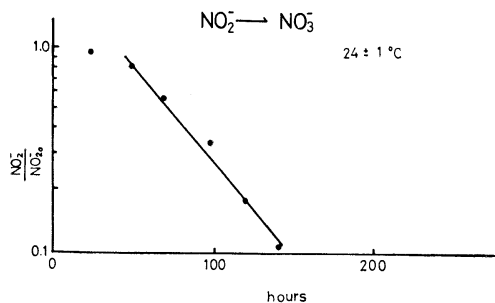


Fig. 5b. Time course of oxidation of nitrite to nitrate by nitrate bacteria.

* 生物の環境への適応, 制限因子となりうるマイクロエレメントの量等。

** この時反応を行なったバクテリアの活性が大きく変化しなかったと考えられる。

→NO₃⁻ における亜硝酸濃度の時間変化を図示したものであるが、前者と同様の結論を導くことができる。

KIMATA ら (1963) によると海洋性硝化バクテリアの活性の温度依存性は海水の温度範囲 (5°~30°C) では、指数関数のかたちで表わしうる。従って、NH₄⁺ $\xrightarrow{k_1}$ NO₂⁻, NO₂⁻ $\xrightarrow{k_2}$ NO₃⁻ なる生物的反応を考える時、上記の各因子を総合すると、次の式を導くことができる。

$$-\frac{d(\text{NH}_4^+)}{dt} = k_1(\text{NH}_4^+) = k_1' N_1 e^{\alpha T} (\text{NH}_4^+) \quad (1)$$

$$-\frac{d(\text{NO}_2^-)}{dt} = k_2(\text{NO}_2^-) = k_2' N_2 e^{\beta T} (\text{NO}_2^-) \quad (2)$$

ここで k_i は見かけの速度定数、 k_i' は上記因子を考慮に入れた場合の定数であり、 α, β は各バクテリアの温度依存性を意味する定数である。

プランクトンによる窒素の同化速度は、従来 ¹⁴C 法によって測定された一次生産の量に比例すると考えられる。

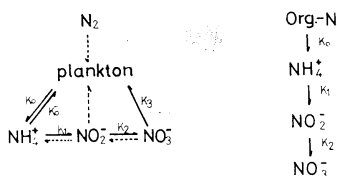
$$-\frac{d(\text{NO}_3^-)}{dt} = a P_r \quad (3)$$

ここで P_r は ¹⁴C 法による一次生産の速度であり a は比例定数である。

4. 窒素サイクルのモデル

海洋水中における窒素サイクルの主反応を考える時、亜硝酸の生成の経路はサイクル解明のための重要な点となる。亜硝酸の生成の経路としては、1) アンモニアの酸化、2) 硝酸の還元の一つが考えられる。HAMILTON (1964) の報告によると生物の関与しない光化学反応による亜硝酸の生成は無視できる。GOERING (1968) はメキシコ沿岸の溶存酸素の少ない海域において、脱窒素反応の中間生成物として、深さ数百 m の層に亜硝酸のピークが出来る可能性を報告している。著者は光合成層においては、溶存酸素が十分に存在し、バクテリアによる硝酸還元が起りにくいことおよびプランクトンが硝酸を同化する際、多くの場合亜硝酸は生物の体の外へ出てこないこと等から、亜硝酸生成の主経路をアンモニアの酸化であるとして以下に示すモデルを考えた。

(A) 表層水(光合成層) (B) 中深層水



k_i : 基質以外の項を含む速度定数

ここで実線は主反応を意味し、点線の反応に関してはモデル計算上では無視*した。

上記窒素サイクルが各態窒素濃度に関して定常状態になっている場合には、

$$(A) \quad \frac{(\text{NH}_4^+)}{(\text{Org-N})} = \frac{k_0}{k_0' + k_1} \quad (4)$$

$$\frac{(\text{NO}_2^-)}{(\text{NH}_4^+)} = \frac{k_1}{k_2} \quad (5)$$

$$\frac{(\text{NO}_2^-)}{(\text{NO}_3^-)} = \frac{k_3}{k_2} \quad (6)$$

$$(B) \quad \frac{(\text{NH}_4^+)}{(\text{Org-N})} = \frac{k_0}{k_1} \quad (7)$$

$$\frac{(\text{NO}_2^-)}{(\text{NH}_4^+)} = \frac{k_1}{k_2} \quad (8)$$

となる。

5. 亜硝酸 - アンモニア比

式(1)(2)(5)(8)によれば、表層および中深層水中における亜硝酸-アンモニア比は次のようになる。

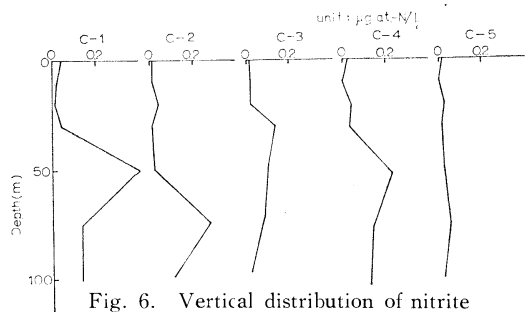
$$\frac{(\text{NO}_2^-)}{(\text{NH}_4^+)} = \frac{k_1}{k_2} = k' \frac{N_1}{N_2} e^{(\alpha-\beta)T} \quad (9)$$

上式は観測された亜硝酸-アンモニア比と温度との関係を示している。今ある海域において、亜硝酸生成細菌 (N_1) と硝酸生成細菌 (N_2) の活性の比 ($k' \frac{N_1}{N_2}$) が一定であれば、対数をとることにより、

$$\ln \frac{(\text{NO}_2^-)}{(\text{NH}_4^+)} = \ln k' \frac{N_1}{N_2} + (\alpha-\beta)T \quad (10)$$

となり、 $\ln \frac{(\text{NO}_2^-)}{(\text{NH}_4^+)}$ と温度との間に直線関係が得られることになる。

Fig. 6 および Fig. 7 は 1964 年 8 月凌風丸で測定した三陸沖での亜硝酸の垂直分布および亜硝酸-アンモニア



* GOERING, DUGDALE, MENZEL (1966) によると *Trichodesmium* sp. の多い熱帯海域では窒素固定がかなり行なわれている。

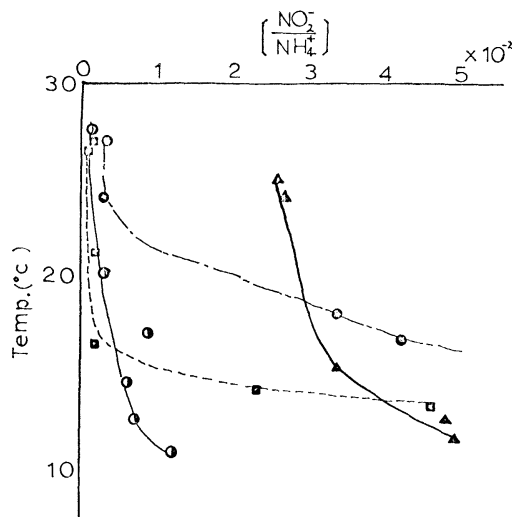


Fig. 7. Relationship between ratios of nitrite to ammonia and sea water temperatures.

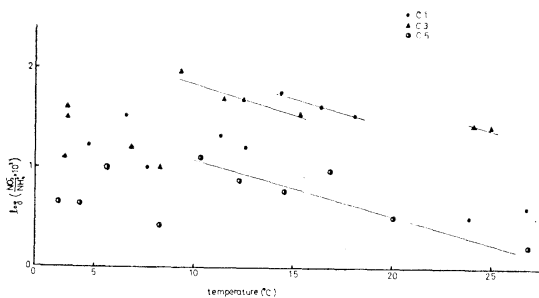


Fig. 8. $\text{Log} (\text{NO}_2^-/\text{NH}_4^+)$ versus sea water temperature (St. C₁~C₅).

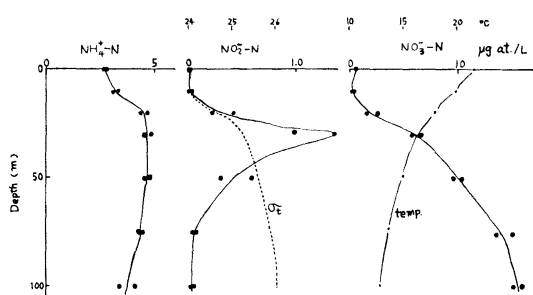


Fig. 9. Vertical distribution of nitrogenous compounds:

Sagami Bay ($35^{\circ}08'N$, $139^{\circ}28'E$) June, 1968

ア比の温度に対する変化を示している。Fig. 8には縦軸に亜硝酸-アンモニア比の対数、横軸に温度をとり、式(10)の検討を行なってみた。これによると、採取地点ごとに $k' \frac{N_1}{N_2}$ の相異はあるが、図に見られる直線関係があり $(\alpha-\beta)$ の平均として -0.15 が得られた。他の海域

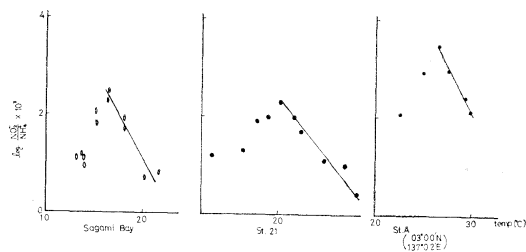


Fig. 10. $\text{Log} (\text{NO}_2^-/\text{NH}_4^+)$ versus sea water temperature:

Sagami Bay, St. 21, St. A ($03^{\circ}00'N$, $137^{\circ}02'E$)

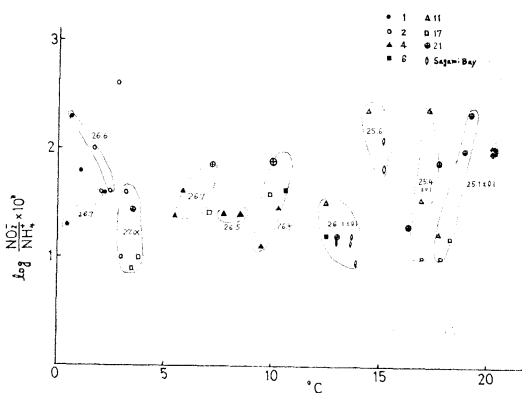


Fig. 11. $\text{Log} (\text{NO}_2^-/\text{NH}_4^+)$ versus sea water temperature: intermediate water (St. 1~St. 21).

において、同様の取扱いが可能であるか否かを検討するために、相模湾での測定結果を Fig. 9 に示す。ここでは 30 m 層に亜硝酸のピークが見出され、これは σ_t および硝酸の濃度が急変する深さに対応している。Fig. 10 には相模湾, St. 21 および 1968 年 1 月気象庁で測定した点の 3 地点について、Fig. 8 と同様に図示した。前の三陸沖での場合と同じく、3 地点とも、亜硝酸のピークが出現する深さまで、直線関係が見出される。Fig. 8 ではあまり明確ではなかったが、この 3 地点においてはさらに温度の低い所(深度大)で符号が正の直線関係となっており、相模湾, St. 21, St. A 各々の屈折点での温度は、それぞれ $17^{\circ}C$, $20^{\circ}C$ および $26^{\circ}C$ であった。Fig. 11 には $151^{\circ}E$ 線上の中層水について同様の取扱いを行なったものを図示する。参考のために、 σ_t 別に各グループに分けてみたが、はっきりとした傾向は見出されなかった。

ここで Fig. 8, 10 および 11 に見出された関係から、次のような結論および今後の問題点が指摘される。

1. 表層(光合成層)において、水の成層化が進み、亜

硝酸のピークが出現する海域では、アンモニア亜硝酸の量的関係は式(10)のかたちで扱うことができる。

2. 亜硝酸の濃度は、そこに存在する基質としてのアンモニアの量、バクテリアの分布、バクテリアの活性の温度依存性の各因子の積のかたちとしてあらわされる。そして亜硝酸のピークはアンモニアの濃度が若干増大し、 $\frac{N_1}{N_2}$ が不連続に変わり (Fig. 8) 同時に温度が低くなる所に出現している。

今後の問題点としては、亜硝酸-アンモニア比に関して、以上のような取扱いを行なう場合、

3. アンモニアの種々の定量法を検討し、硝化細菌によって、実際に使われるアンモニア態窒素の形態とその定量法を知ること、
4. 亜硝酸のさらに高感度の定量を行なうこと*
5. 硝化細菌の生理学的性質を知ること、例えば、活性の温度依存性が環境によってどう変化するか、この問題は Fig. 10 に見られる屈折点が生ずる原因に関連していると考えられる。

6. 亜硝酸-硝酸比

式(2)(3)(6)より

$$\frac{(\text{NO}_2^-)}{(\text{NO}_3^-)} = \frac{k_3}{k_2} = \frac{aP_r}{k_2 N_2 e^{\beta T}} \quad (11)$$

亜硝酸-硝酸の比はニトロバクテリアの活性と植物プランクトンによる硝酸の同化が二つの大きな因子となる。Fig. 12 には St. 1, 12, 20 における一次生産の垂直変化を示した。(これは東京教育大学の高橋氏によって測定された値である。) 一次生産の垂直変化のパターンは海域、

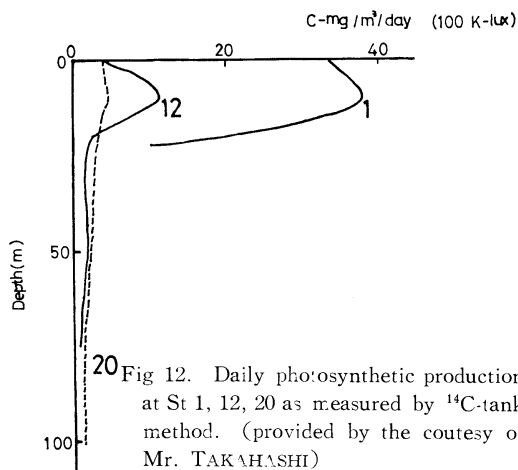


Fig. 12. Daily photosynthetic production at St. 1, 12, 20 as measured by ¹⁴C-tank method. (provided by the courtesy of Mr. TAKAHASHI)

* これに関しては和田、服部により 1969 年度化学会で発表予定。

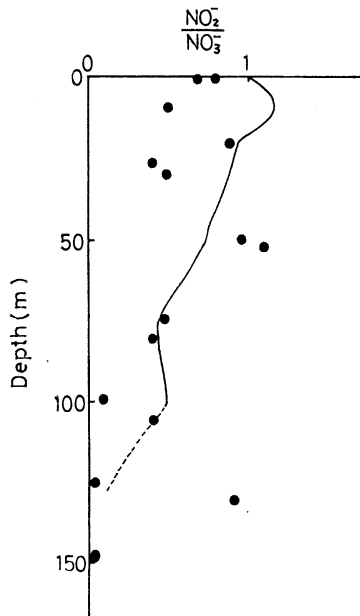


Fig. 13. Relationships between ratios of nitrite to nitrate and depth. (St. 20)

採水地点によって異なっているので、ここでは一例として St. 20 における亜硝酸-硝酸比を計算値と比較した (Fig. 13)。計算は β として三宅・和田による 0.25 を使用し、表層 (0 m) を 1 とした時の相対値を求め Fig. 13 に実線で示した。Fig. 13 から実測値と計算値の間には (11) 式を支持するようなはっきりとした関係は見出せなかった。この点に関して、今後窒素サイクルのモデルの検討を含めて、亜硝酸、硝酸の定量、¹⁴C、¹⁵N を使用した同化速度、バクテリアの活性等の同時測定が必要であると思われる。

7. あとがき

著者は窒素サイクルが定常状態になっている海域を想定し、その中で現時点で妥当な窒素サイクルのモデルを考え、主として無様態窒素化合物の量的関係を考察した。この報告の中では成層化した海域において、各層ごとの閉鎖系を考え、また窒素サイクルのモデルの中では亜硝酸の生成経路をアンモニアの酸化に基づくものとしている。しかし、さらに詳細に窒素サイクルを把握するためにはプランクトンによる硝酸の同化の際に亜硝酸が生成される場合があることも考慮する必要がある。

閉鎖系として各層をとらえている点に関しても、ある特定層に亜硝酸が多く生成され、それが拡散によって上下に広がってゆくと考えた場合、単独に亜硝酸の垂直分

布の説明が出来ると思われる。これらの問題に関しては、中深層水も含めて、亜硝酸が検出される層とされない層における窒素サイクルの根本的な相違を明らかにすること、ならびにサイクルに関与する総ての生物の生理学的な知見を積み重ねることに待たねばならない。

この研究を進めるにあたり御指導いただいた東京教育大学三宅泰雄教授に厚く感謝の意を捧げる。また、たえず御助言をいただいた東京大学海洋研究所服部明彦教授に心から御礼申しあげる。

参 考 文 献

- BARNES, H. and A. R. FOLKARD (1951): The determination of nitrites. *Analyst*, **76**, 599-603.
- COOPER, L. H. N. (1937): The nitrogen cycle in the sea. *Marine Biol. Assn., U. K. Jour.*, **22**, 183-204.
- DUGDALE, R. C. and J. J. GOERING (1967): Uptake of new and regenerated forms of nitrogen in primary productivity. *Limnol. Oceanogr.*, **12**, 196-206.
- GOERING, J. J., R. C. DUGDALE and D. W. MENZEL (1966): Estimates of in situ rates of nitrogen uptake by *Trichodesmium* sp. in the tropical Atlantic Ocean. *Limnol. Oceanogr.*, **11**, 614-620.
- GOERING, J. J. (1968): Denitrification in the oxygen minimum layer of the eastern tropical Pacific Ocean. *Deep-Sea Res.*, **15**, 157-164.
- GRILL, E. V. (1961): A chemical study of nutrient regeneration from phytoplankton decomposition in sea water. A thesis, University of Washington.
- HAMILTON, R. D. (1964): Photochemical processes in the inorganic nitrogen cycle of the sea. *Limnol. Oceanogr.*, **9**, 107-111.
- KIMATA, M., A. KAWAI and Y. YOSHIDA (1963): Studies on marine nitrifying bacteria (Nitrite formers and nitrate formers)-III. On the nitrite formation of the marine nitrite formers. *Bull. Japanese Soc. Sci. Fish.*, **29**, 1031-1036.
- MENZEL, D. W. and J. P. SPAETH (1962): Occurrence of ammonia in Sargasso Sea Waters and in rain water at Bermuda. *Limnol. Oceanogr.*, **7**, 159-162.
- MIYAKE, Y. and E. WADA (1968): The nitrogen cycle in the sea. *Rec. of Oceanogr. Works in Japan*, **9**, 197-208.
- MULLIN, J. B. and J. P. RILEY (1955): The spectrophotometric determination of nitrate in natural waters with particular reference to sea water. *Anal. Chem. Acta.*, **12**, 464-480.
- SAGI, T. (1966): Determination of ammonia in sea water by the indophenol method and its application to the coastal and off-shore waters. *Oceanogr. Magazine*, **18**, 43-51.
- VACCARO, R. F. and J. H. RYTHER. (1960): Marine phytoplankton and the distribution of nitrite in the sea. *J. Cons.*, **25**, 260-71.
- VACCARO, R. F. (1963): Available nitrogen and phosphorus and the biochemical cycle in the Atlantic off New England. *Jour. Mar. Res.*, **21**, 284-301.
- von BRAND, T., N. W. RAKESTRAW and C. E. RENN (1937): The experimental decomposition and regeneration of nitrogenous organic matter in the sea. *Biol. Bull., Woods Hole*, **72**, 165-175.
- von BRAND, T., N. W. RAKESTRAW and C. E. RENN (1939): Further experiment on the decomposition and regeneration of nitrogenous organic matter in sea water. *Biol. Bull., Woods Hole*, **77**, 285-296.

討 論

討論者 小倉紀雄 (都立大・理)

海洋における窒素は NH_4^+ , N_2 , NO_2^- , NO_3^- , org-N など種々の形態で存在している。これらの窒素化合物の詳細な分布および相互間の関係を明らかにすることは海洋における窒素の循環を論ずるさい重要なことである。

有機窒素 (org-N) および有機炭素 (org-C) に注目し、海洋における有機物の循環・分解・質的特徴などについて述べる。

org-C, org-N の鉛直分布

溶存有機炭素 (DOC) の鉛直分布 (1967年6月、凌風丸で採取した北太平洋水) を Fig. 1 に示す。DOC濃度は表面で 1 mg C/l 前後、下層にむかい徐々に減少し 500 m 以深で約 0.5 mg C/l になった。St-1 の 50 m 層に DOC の極大値が認められたが、一般に NO_2 極大の存在する層に DOC 極大は認められなかった。

溶存有機窒素 (DON) の鉛直分布を Fig. 2 に示す。DOC と同様に NO_2 極大層に対応する層に DON の極大値は認められなかった。たとえ生物活動の影響により DOC, DON の極大が生じて、その量がベースとして存在する量に比べ小さいため、ピークが見かけ上測定されなかったと考えられる。このように DOC, DON は生物活動の影響を微妙に反映する成分ではない。

溶存有機物の C/N 比

有機物の質的特徴を表わす指標として C/N が用いられ、様々な考察がなされている (PROVASOLI, 1963; DUURSMA, 1965)。St-2 における C/N 比を Fig. 2 に示す。C/N 比は 5~14 となり表層と深層で著しい差は

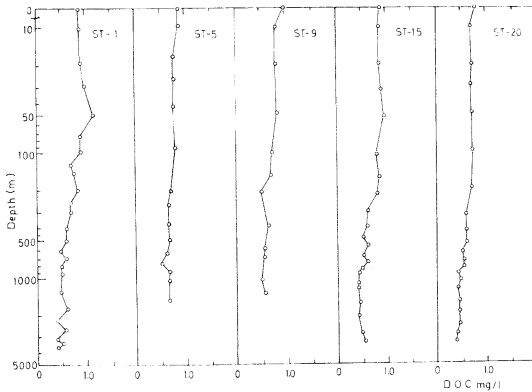


Fig. 1. Vertical distribution of dissolved organic carbon.

(ST-1: 44°N, 151°E, ST-20: 25°N, 151°E)

認められなかった。比較のため、他の著者により得られた溶存有機物の C/N 比を Table 1 に示す。DUURSMA の値は深層でとくに小さい。懸濁有機物についても PARSONS ら (1962); DAL PONT ら (1963); MENZEL ら (1964) により深層で極めて小さい C/N 値が得られている。

窒素に富む有機物化合物の例を Table 2 に示す。これらは代謝産物であるが、海洋において現在まで検出された報告は尿素 (DEGENS ら, 1964) 以外にない。またこのような単純な化合物が海洋の溶存有機物の主要部分をしめるとは考えられない。

海水中の有機物の大部分をしめる実体の良くわからない有機物は総称して water humus と呼ばれる。その C/N 比は約 10 でわれわれにより得られた値 (C/N 比: 5~14) に近い。

現在まで報告されている小さい C/N 値が正しいとすれば、C/N 比のちがいの原因は (1)原料となる生物 (有機物) の化学組成の違い、(2)環境 (温度・塩分・バクテリア

Table 1. C/N ratio of dissolved organic substances in the ocean.

Authors	Location	Depth	C/N (by weight)
DUURSMA (1961)	North Atlantic	0-200 m	~10
		200-4000 m	~3
HOLM-HANSEN <i>et al.</i> (1966)	off California	0-200 m	~7
		200-1300 m	~11
FRAGA (1966)	western Indian	0-200 m	~10*
		200-4000 m	~8*
WILLIAMS (1967)	eastern Pacific	0-200 m	7~12
		200-1500 m	9~15

* by atom

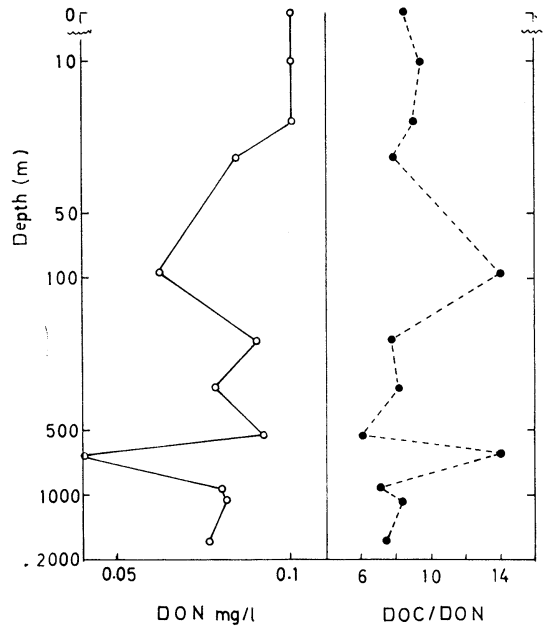


Fig. 2. Vertical distribution of dissolved organic nitrogen and C/N ratio. (ST-2: 43°N, 151°E)

Table 2. C/N ratio of organic compounds.

Compounds	Chemical Structure	C/N (by atom)
urea	<chem>NC(=O)N</chem>	1/2
uracil	<chem>O=C1NC=CC(=O)N1</chem>	2
creatine	<chem>NC(=O)NCC(N)C(=O)O</chem>	4/3
guanine	<chem>O=C1NC2=C(N1)N=CN=C2N</chem>	1
guanidine	<chem>NC(=O)N</chem>	1/3
glycine	<chem>NC(=O)O</chem>	2
adenine	<chem>C1=NC=NC2=C1N=CN2</chem>	1

Table 3. Change in C/N ratio of dissolved organic substances during the decomposition of plankton. (OGURA, 1968)

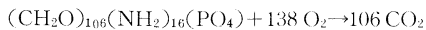
Time of storage (day)	DOC (mg/l)	DON (mg/l)	C/N (by weight)
0	1.83	—	—
8	1.60	—	—
15	1.43	0.37	3.9
29	1.37	0.43	3.2
54	1.39	0.48	2.9
127	1.37	0.49	2.8
Original plankton			5.6

アの種類と数, 酵素系など) による有機物の分解過程の違いなどに基づくだろう。

プランクトンを実験室で分解させたとき, 分解が進むにつれプランクトン体の C/N より小さい溶存有機物が生成した (Table 3, OGURA, 1968; OTSUKI ら, 1968)。このように天然状態においても C/N 比の小さい有機物の生成が可能であるかもしれない。

有機窒素プランクトン体の分解

REDFIELD ら (1963) はプランクトンの化学組成を仮想しその分解について考察した。



窒素 16 原子および炭素 106 原子の酸化に 276 原子の酸素が必要である ($\Delta N/\Delta \text{O} = 16/276$, $\Delta C/\Delta \text{O} = 106/276$)。

DOC と酸素量の間には表層 (σ_t 27.0 以下) で $\Delta C/\Delta \text{O} = 1/3$ ($106/276$), 500 m 以深 (σ_t 27.0 以上) では $\Delta C/\Delta \text{O} \ll 1/3$ ($106/276$) の関係が得られた。この結果, 深層の溶存有機物の酸素含量は表層のそれより小さいと考えられる。更に DON のデータが多く得られれば酸素量との関係などより有機物の分解過程を詳細に明らかにすることができるだろう。

文 献

- DAL PONT, G. and B. NEWELL (1963): Suspended organic matter in the Tasman Sea. *Aust. J. Mar. Freshwater Res.*, **14**, 155-165.
- DEGENS, E. T., J. H. REUTER and K. N. F. SHAW (1964): Biochemical compounds in offshore California sediments and sea waters. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **28**, 45-66.
- DUURSMA, E. K. (1961): Dissolved organic carbon, nitrogen and phosphorus in the sea. *Netherl. J. Sea Res.*, **1**, 1-148.
- DUURSMA, E. K. (1965): The dissolved organic constituents of sea water. P. 433-475. In: J. P.

- Riley and G. Skirrow (ed.) *Chemical Oceanography* vol. 2, Academic Press, New York.
- FRAGA, F. (1966): Distribution of particulate and dissolved nitrogen in the Western Indian Ocean. *Deep-Sea Res.*, **13**, 413-425.
- HOLM-HANSEN, O., J. D. H. STRICKLAND and P. M. WILLIAMS (1966): A detailed analysis of biologically important substances in a profile off southern California. *Limnol. Oceanogr.*, **11**, 548-561.
- MENZEL, D. W. and J. H. RYTHER (1964): The composition of particulate organic matter in the western North Atlantic. *Limnol. Oceanogr.*, **9**, 179-186.
- OGURA, N. (1968): 未発表
- OTSUKI, A. and T. HANYA (1968): On the production of dissolved nitrogen-rich organic matter. *Limnol. Oceanogr.*, **13**, 183-185.
- PARSONS, T. R. and J. D. H. STRICKLAND (1962): Oceanic detritus. *Science*, **136**, 313-314.
- PROVASOLI, L. (1963): Organic regulation of phytoplankton fertility. P. 156-219. In: M. N. Hill (ed.) *The Sea*, Vol. 2, Interscience Pub. London.
- REDFIELD, A. C., B. H. KETCHUM and F. A. RICHARDS (1963): The influence of organisms on the composition of sea-water. P. 26-77. In: M. N. Hill (ed.) *The Sea*, Vol. 2, Interscience Pub. London.
- SKOPINTSEV, B. A. (1960): Organic substance in sea water. *Tr. Gidrofiz. Inst.*, **19**, 3-20.
- WILLIAMS, P. M. (1967): Sea surface chemistry: organic carbon and organic and inorganic nitrogen and phosphorus in surface films and subsurface waters. *Deep-Sea Res.*, **14**, 791-800.

討論者 秋山 勉 (気象庁)

海洋細菌による実験結果を基礎にして, 海洋水中における窒素化合物の循環の理論を設定し, それによって海洋における無機窒素化合物の分布を説明しようとするものと試みた和田さんの講演は, 私共観測を主とするものにとって資料解析の上で大変参考になる。

日本近海および西部北太平洋海域において最近の数年間に気象庁で観測した窒素化合物の分析結果から, ただ今の講演に関連して注目すべきことは, (1) 窒素化合物の存在比, $\frac{[\text{NO}_2^-]}{[\text{NH}_4^+]}$, $\frac{[\text{NO}_2^-]}{[\text{NO}_3^-]}$ は, 海域的にまた季節的に大きな変動をする。たとえば, 本州東方の 144°E, 30~40°N の観測ラインについては下記の如くである。

	冬	夏
$[\text{NH}_4^+]$	0.1~0.3 $\mu\text{g-at/l}$	0.3~1.0
$[\text{NO}_2^-]$	0.2~0.3	0.3 (極大層)
$[\text{NO}_3^-]$	2~18	0.5

すなわち、アンモニアは夏において冬の約3倍程度の含量であり、硝酸塩は冬季に多く海域による差も大きい。夏季では1けた少ない様な量に減少している。(2)アンモニアの含量は、鉛直的には一般に表層が多いが、深層においてもしばしば無視できない含量が出現しており、その層では少量ながら亜硝酸塩の存在が認められる。(3)亜硝酸塩は、周知の如く、夏～秋の季節に著しい極大が水温躍層付近に出現するが、光合成層における積算量の比較では、冬期における方が夏期より遙かに多い。

最近の東支那海における観測結果によれば、亜硝酸塩分布の極大層とクロロフィル-a分布の極大層とが非常に良く一致していることが注目される。この事は、一部の研究者が報告しているように、和田さんのモデルの外に、生物による光合成作用の過程において硝酸塩が還元されて亜硝酸塩が生成する可能性を示唆しているように思われる。

海中における窒素循環の全サイクルを考える場合には生物体が分解する際の間生成物である尿素やアミン類が、また動物の排泄物が光合成作用において生物に利用され得ることも考慮に入れるべきであろう。また海洋における窒素化合物各態の存在量は、窒素化合物相互の循環の外に、水平的、鉛直的な海水の混合や拡散等に支配されるであろう。

分析法については、従来亜硝酸塩のみについては確立されていたが、アンモニアおよび硝酸塩については近年ようやく信頼できる分析法が使用されてきた段階である。また無機窒素化合物の3成分が同時に定量された資料は現在では少ないので、今後のより正確な資料の蓄積が望まれる。

一般討論

座長 猿橋勝子(気象研)

猿橋 和田さんから主として海水中の無機体窒素すなわちアンモニア、亜硝酸、硝酸の複雑な分布はアンモニアから亜硝酸ができ、亜硝酸から硝酸ができるという過程を考えて、反応速度論的に扱うことによりかなりの部分が説明できるという発表があった。小倉さんからは、無機体窒素だけでは海水中の窒素を論ずるには不十分であり、有機体窒素を考慮すればさらに詳細な解析ができるのではないかという発言があった。

また、秋山さんからは実際に測定した結果に基づいて和田さんのアンモニアから亜硝酸ができ、亜硝酸から硝酸ができるという仮定を支持することができる。しかし、和田さんが仮定したよりもっと幅広い濃度分布を示

すという suggestion があった。和田さんは今日は organic の問題について全然ふれていなかったが、organic な事についても研究しているわけで、何か追加することがあればどうぞ。なければ共同研究をしていた三宅先生何か。

三宅(東教育大) 速度論的な扱いをする際にモデルを非常に単純化しているのでまだ問題点があると思う。さきほど話しがあった excretion の問題についてはまだ考えていないし、二次反応が含まれていると考えられるところも一次反応形に置き換えた。そういう点でこれは単純なモデルであるが半定量的にかなり説明できるところに着目していただきたい。こういう仕事をしている際に問題になるのは、定量方法である。亜硝酸は問題ないし、硝酸も最近かなりいい方法が開発されたので問題ないが、アンモニアは問題である。分析法によっては試薬により分解されてアンモニアになるようなものと一緒に測っている。アンモニアのデータの相当大きな開きはこのためと思われる。

かつて鷺さんの方法を私の研究室で鷺さん、秋山さん、吉村さん、その他と細かく検討してみたことがあるが、鷺さんの方法が一番小さいアンモニアの値を与えることがわかった。そういうわけで、鷺さんの方法が水中に溶けているアンモニウムあるいはアンモニアの分析法としては今のところ一番良い方法と私自身は考えているが御意見を伺いたい。

鷺(気象庁) 私共は今やっている方法が必ずしも一番いいとは思っていない。名古屋大学でやっているニューエルの方法は煩雑だが割に本当のアンモニアに近いものが測られると聞いている。実際、船に乗って測定する場合には余り煩雑ではできないが、われわれの方法は pH も下げないので簡略化した割には本当に近いものが測られている。そういう意味ではニューエルの方法は一度 pH を確か4.7 ぐらいに下げるのでアミンがかかってくると思う。さきほど、和田さんがリチャードの方法と比較していたがリチャードの方法はアミノ酸とかアミンなどすべて含まれてしまって total に近いものが測られている。あのグラフから見てもうなづけるが直線上にのるような点は open sea とかなり深い水ではないかと思われる。沿岸水ではリチャードの方法の方がずっと多くでている。それはやはりアミノ酸などが一緒に含まれて来ているからだと思解するわけである。

西条(名大・理) アンモニアでは私達も苦労しているが、ニューエルの方法もまだ十分の自信をもっているわけではない。

結局一番いい方法は、今それに向って努力しているが、昔、猿橋さんなどが使っていた micro-diffusion の方法を使って追い出し、その後は鷺さんの方法でやるのが一番感度もいいし安心できる値がでると思う。

鷺さんの方法は海水でやると感度が低いけど淡水でやると非常に上がる。それをうまく使えばいいところへ行くとやってやっているが、blank の問題で悩んでいる。アンモニアで私達特に生産関係とか food chain をやっていて感じるのは動物の問題である。たとえば、ヌードアイランドでマーチンなどがやっている仕事を見ると、動物プランクトンの餌が少ない場合、動物プランクトンの排泄物の中に特にアンモニアが増える。それが植物プランクトンの栄養源として非常に重要であるということが出てくる。日本でも IBP の北大のグループが行なった厚岸湾の仕事で、要求量と excrete の両方から答えて動物から excrete されたアンモニアが直接植物に行っていると考えなければならぬものがある。植物の方にいろいろ伺ったが、直接アンモニアを取ると考えてもさしつかえない case も多いようである。そういうような cycle というものも重要視してよいのではないか。

猿橋 さきほど、小倉さんの話の中に ΔC と AOU との関係について AOU は増えていっても ΔC はある程度までゆくと AOU の変化に無関係であったという発言があったが杉浦さんその点について何か。

杉浦 (気象研) 溶存有機物の C/N 比が深さとともに変化するかどうかにについては、私がやった無機の C-AOU, N-AOU の関係からは今のところ何とも言えない。この問題はこれ位にして、私は海洋中における NO_2 の出現形態に特に興味をもっている。鉛直方向にかなり狭い範囲 (10 m くらい) に NO_2 の出現層が限定されることがしばしばあるので、25 m とか 50 m 間隔の海洋観測では NO_2 の山をときどき見落すことがあるくらいである。 NO_2 の山の一つが水温躍層の辺に出現することはよく

言われることで、さきほど富永さんは水温躍層の辺でかえって拡散係数が大きいというようなことを言われたが、実際はかなり狭い範囲に出現する NO_2 の山がなぜ、点源から拡がる染料のように 24 時間かそこらで消散することなく長い間維持されるのか、この点は甚だ興味のあるところだ。

もっとも実際にどの位の空間をどの位長い間維持されているか、そういう観測はまだ行なわれたことがないから、この点今のところ不明なのだが。私自身の経験では、ある測点で内部波のある位相である山が観測され、他の位相でもう一つ別の山が観測されたことがある。そこで、 NO_2 の山の空間的、時間的キメの細かい観測を行なってみれば、染料のように消散しないための発生源の強さを推定することができておもしろいと思う。

富永 (東学芸大) 杉浦さんの意見に同感だが、亜硝酸が生成するためにたとえば、phytoplankton の assimilation があるとか、西条さんのおっしゃる動物プランクトンの排泄物があるとか、それが本当だとすればどうして thermocline に集まるかを考えなければならない。thermocline というものは条件によっては非常に不安定で上下の混合を盛んにすることもあるが、逆に条件が悪いと上下の混合を妨げる壁のような作用をすることがある。亜硝酸や硝酸のできる原因と thermocline との関係調べたらおもしろいと思う。

三宅 杉浦さんと富永さんにお答えしたいが、thermocline があるとかその他いろいろな生物の population の問題があるが、その中から和田君がやったのはアンモニア、亜硝酸、硝酸だけに注目して、なぜそこに peak が杉浦さんのいう maintain されているかを追求したわけである。

そこでもっているいろいろな物質間の dynamical equilibrium が成立するのでそこに peak ができると説明した。

5. 大洋底の大構造

木村 政 昭*

Structure du fond océanique

Masaaki KIMURA

Résumé: L'auteur note que la structure du fond océanique devrait être étudiée en relation avec la structure et le développement de la Terre entière et fait une revue des théories hypothétiques que MORGAN (1968), ISACKS *et al.* (1968) et RANCE (1967, 1968) ont proposées pour interpréter la formation de l'aspect général de la topographie, dorsales, failles, fosses, archipels et qui ne sont pas toujours compatibles les unes avec les autres. Les problèmes à résoudre et en particulier l'importance des fissures dues aux efforts globaux sont signalés.

1. はじめに

大洋底の構造区分は次のようになる。

I. 大陸と大洋の境界部

- a. 海溝のない区域
- b. 海溝のある区域

II. 深海底

- a. 正常な深海底
- b. 深海丘, 深海平原, 遠洋性のエプロンからなる区域

III. 海嶺区域

最近, 新地球構造地質学という立場で, 上記大洋底で見られる諸構造の成因説ならびにそれを裏付ける諸現象, 例えば, 大陸漂移説, 海底拡張説, 転化横ずれ断層 (transform fault), 地震帯等のすべてを厚さ約 100 km ほどの岩石圏のいくつかの大きなブロックの相対運動によって説明しようとする考え方が行なわれ, それらの運動の原因を例えば地軸の傾斜の変動というような地球自体の固有の運動という点から統一的に検討されねばならぬ時点となってきた。1960 年代に入り, HESS や DIETZ の提唱した「拡がる海底」の仮説以来, 大洋の中央に位置する大洋中央海嶺が海底の諸構造の成因を解く糸口を与えるものとみなされるようになった。事実, 海洋学者の手により, 実証的な資料が大洋中央海嶺の研究をめぐって収積されてきているので, 今回は, 主として, この大洋中央海嶺区域から得られたできるだけ実証的な資料

をもとに最近の大洋底の大構造に関する研究を紹介してみたい。まず大洋中央海嶺とはなにかということを知り, 次で大洋底の大構造に関し現在のところどのような成因論が行なわれているかを紹介してみたい。本稿は, 昭和 43 年 12 月 6 日に日仏海洋学会の深海研究シンポジウムで発表した講演をまとめたものであり, この内容に関しては, 同じ趣旨でまとめた木村, 加賀美 (1968) を参考にされたい。

2. 大洋中央海嶺

大洋底の中央海嶺は地球表面の構造としては最大の規模を有するもので, 大西洋, 太平洋, 印度洋, 北極海, 南極海を通じて総延長ほぼ 7 千 km に達する (HEEZEN and EWING, 1961)。この海嶺が大洋のほぼ中央に位置することはすでに 19 世紀後半のチャレンジャー探險の頃から知られていた。のちに, EWING と HEEZEN (1956) により, 震央の分布から中央海嶺の山頂の分布が正確に示され, 初めて中央海嶺系が全世界的な連続性を示すことが認識されるに至った。中央海嶺はその地形的特徴により二つの型に分けられる。一つは中央裂谷を伴う海嶺で, 大西洋中央海嶺の大部分, 東太平洋のゴード海嶺, 印度洋のカールスバーク海嶺などがあげられる。他の一つは, 中央裂谷が見られない例で, 東太平洋海嶺, 南緯 30 度以南の大西洋中央海嶺などがあげられる (MENARD, 1967; van ANDEL and BOWIN, 1968)。また中央海嶺は一般に山頂部と山麓部に分けられる。中央裂谷を伴う山頂部には, 中央裂谷, 山頂・台地が並列するのが典型的な例であり, 山麓部は, 上・中・下の区

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

別がされる (HEEZEN *et al.*, 1959)。

人工地震の結果から、大西洋中央海嶺の山頂部の構造は、2~3 km の厚さの基盤層 (縦波速度 $V_p=4.5\sim 5.8$ km/sec) からなり、その下に「異常マントル」と呼ばれる層 ($V_p=7.0\sim 7.6$ km/sec) がある。東太平洋海膨では基盤層の下にある大洋地殻 ($V_p=6.9$ km/sec) が、薄くなる傾向はあるが明らかに存在するのに対して、大西洋中央海嶺では近くの深海盆に見られる大洋地殻 ($V_p=6.7$ km/sec) がほとんど無く、大洋地殻の上位にくるべき基盤層が直接異常マントル層の上ののっている。ソ連の UDINTSEV (1968) は、大洋地殻と上部マントルの物質とがモザイク状に配列したモデルを考えている。彼によると、この区域は動的な進化をたどった地裂谷 (georiftgeny) の区域であって、深所での圧縮、地表近くでの引張力によって特徴づけられる。TALWANI ら (1965a) によると、人工地震と重力による調査結果を調和させるためには、低密度の異常マントル層は正常なマントル中に水平にクサビ形にへい入している。

地殻熱流量に関しては、一般に海嶺の山頂付近では大洋の平均値より高く、時に $6\sim 8 \mu\text{cal}/\text{cm}^2\cdot\text{sec}$ にも達する (von HERZEN, 1959; LANGSETH and TAYLOR, 1967)。この高熱流量の原因について、BULLARD (1963) は、海嶺に沿って、火山岩の貫入があったためとしている。MCBIRNEY (1963) はマントル内の放射性物質の量に地域差があるか、熱伝導度に違いがあるかによるとしている。一般にはマントル対流により海嶺中央部に高熱流量がもたらされると解釈されている。

岩石学的事実に基づいた海嶺の地殻モデルはどのようになるであろうか。MELSON (1968) は大西洋中央海嶺の地殻を上下二帯に分けた。上部は玄武岩帯で、主に中央裂谷に沿って噴出した flood basalt で、これは大洋性ソレライトである。その際生じた岩脈は副次的なものである。下部は深成岩体で、主に一部蛇紋岩化した斜長石-クローム鉄鉱-カンラン岩と斑レイ岩よりなっている。斑レイ岩は時に成層した複合岩体となっている。また MELSON のグループは大西洋中央海嶺の中央裂谷の下部から上部へ高変成岩、低変成岩および大洋性ソレライトが産出することを報告している。この岩石は緑泥石-曹長石-緑色岩から、陽起石-緑簾石-緑泥石-曹長石岩の範囲のもので、大洋性ソレライトとその水成凝灰岩から変成したものと判定された (MELSON and van ANDEL, 1966)。超塩基性岩の露出は大西洋中央海嶺に伴う破砕帯に沿って局部的に、印度洋では中央海嶺に沿って広く露出しているもようである (van ANDEL and

COLISS, 1967; UDINTSEV, 1968 談話)。以上の事実から、中央海嶺は高い熱流量、激しい火成活動と造構造運動が作用して変成岩を作る条件に達している場所といえるであろう。

A. E. J. ENGEL と C. G. ENGEL (1964) はカリウムの少い重アルカリ-カンラン石玄武岩である大洋性ソレライトは大洋島や海底火山のほぼ海面下 1,500 m 以浅から得られるアルカリ-カンラン石玄武岩の量に比べると比較にならないほど大量であることから、大洋性ソレライトのマグマが本源マグマであり、アルカリ玄武岩質マグマはソレライト質マグマの重力分化によって生じたものであろうと考えた。ところが GAST (1968) によると、大洋性ソレライトとアルカリ玄武岩に含まれる微量元素、Ba/Sr, Pb/K, La+Ce/Dy+Er+Yb の比に系統的な変化が認められ、アルカリ玄武岩ではこれらの量比が大で、大洋性ソレライトでは小さい傾向があることがわかった。部分溶融と結晶晶出の間に起る元素の簡単な平行モデルを考えると、上述の元素比がアルカリ玄武岩に多いのはマントルで 5~10% の部分溶融があれば説明され、大洋性ソレライトについては、マントル内で完全溶融が起れば説明される。また GAST は Ba, La の量がマントル内で不足していることは、過去のある時期にすでに部分溶融の時代があったのかも知れないと推定している。

堆積物について、中央海嶺全体に共通して見られる特徴は、山頂部では堆積物の層が極端に薄いということである。山頂部から山麓部を下るにつれ、その厚さが増大するが、この厚さの増加は一律でなく、山頂部から 100~400 km 離れた所で急増する (EWING and EWING, 1967)。一般に海嶺の山頂部で堆積物は最も新しく、山頂部を離れるに従ってより古い堆積物が存在する傾向が見られる。RIDEL (1967) は東太平洋海膨の底質中の古い放散虫化石が地層中に含まれる率が軸部から遠ざかるほど大きくなる事実を指摘している。これに反する資料が大西洋の破砕帯に沿う中央海嶺の山頂付近から得られた石灰岩である。その中には中新世や始新生の化石が含まれている。これは、後述する転化横ずれ断層によって他の山頂部付近のものが運ばれてきたという見方で説明された (CIFELLI, 1965; CIFELLI *et al.*, 1968)。堆積物の研究上最も重要な発見は、大西洋で Horizon A という白亜紀最上部のメストリヒト階の地層が中央海嶺の山麓部でとまっているということ (EWING *et al.*, 1966) であろう。これは、現在の海嶺山頂部は白亜紀より新しいことを示している。

WILSON (1965a) は大洋島の年代が海嶺山頂部より遠ざかるほど古くなるということを指摘した。これを後述する HESS (1962), DIETZ (1961) の海底拡張説の傍証として以来、こんどは海底の岩石の絶対年代の測定が勢力的に行なわれはじめた。まだ測定方法そのものに技術的な問題が残っているが、信用できる値から、中央海嶺に関しても、一般に古い年代の岩石は海嶺の山頂部から遠い所で得られ、後述する地磁気異常のしま模様から導かれた Vine-Matthews 説から推定される年代より古くはないという傾向が見られる (BONATTI, 1968a, b)。大西洋中央海嶺から得られた資料でのフィッシュトラック法による年代測定の結果、中央裂谷では最も若く、2~3万年、隣りあう山頂では 10~20 万年という値が得られた (AUMENTO *et al.*, 1968)。山頂部から離れた所で新しい岩石が得られているところから、火山活動は山頂部のみ限られてはいない (FISHER *et al.*, 1968) といえるようである。

3. 大洋底の割れ目系

重要なものは、中央海嶺に伴う裂谷ないしそれに平行な割れ目と、それらを切って発達する長大な割れ目(破碎帯と呼ぶ)とがある。MENARD (1967) によれば、中央裂谷の有無は、海嶺部の広がる速さによって決まるといふ。すなわち、速度が遅いところで裂谷が発達する。自然地震の初動の研究から、いずれの中央海嶺でも海嶺の軸方向に平行な正断層運動が認められた (SYKES, 1967)。このことから、中央裂谷とそれに平行に発達する割れ目は、海嶺部に働く軸方向に垂直な引張性の応力によって生じたものであろうと推定される。

MENARD と DIETZ (1952) によって発見された東太平洋海嶺に発達する破碎帯は中央海嶺にほぼ垂直に、しかもほぼ等間隔に配列している。延長 4,000 km を越える長いものであっても、地球の大円上にのるように直線的である。人工地震や重力の結果から、これらの破碎帯はマントル上部まで変位を与えていることが明らかである (HARRISON *et al.*, 1957; WORZEL, 1965)。この破碎帯の形成時期に関して次の三つが考えられる。(1) 破碎帯は水平横ずれ断層であるという立場から、海嶺形成以後に横ずれが生じたとする考え方、(2) 海嶺形成以前に破碎帯が弱線として存在し、破碎帯と交差する部分の海嶺形成に影響を与えたとする説 (TALWANI *et al.*, 1965b; NAUGLER and B. H. ERICKSON, 1968) で、WILSON (1965b) の転化横ずれ断層はこうして出来たものと考えられる。(3) 海嶺形成と同時に、全地球的な割れ目系とし

て生じたという考え方 (RANCE, 1967, 1968)。現在までの資料では、全破碎帯の成因を一義的に決定することはできないが、少なくとも中央海嶺の軸と軸との間の部分の破碎帯の成因に関しては海底拡張の際に生じた転化横ずれ断層という概念をもってすればすっきりと説明される。転化横ずれ断層 (transform fault) とは、WILSON (1965b) が新たに定義したもので、水平横ずれ断層の一種で、その両端が急に終り、しかも大きなしゅう曲等の変形を伴わないような断層をいう。WILSON の定義に補足すれば、断層運動そのものは従来の水平横ずれ断層と何等変わるものではないが、何等かの理由でみかけ上水平に変位した二地点間で、断層面の運動方向がみかけの変位と逆に転化した断層にかぎって転化横ずれ断層とする。どうしてそのような転化が生ずるかということ、転化横ずれ断層は大洋中央海嶺区域のみで認められていることからわかるように、大洋中央海嶺から側方に両側に大洋底が移動するからと考えられている。この断層の実在は、SYKES (1967) の破碎帯に発生する自然地震の初動の運動方向がまさにこの断層から推定されている方向と同じであることから裏付けられた形になった。そのため、転化横ずれ断層説は現在のところ海底拡張説に対して最も強力な支持を与えるものと考えられる。

4. 大洋底の大構造の成因に関する諸仮説

1) 地磁気のしま模様

HESS (1962), DIETZ (1961) が提案した「広がる海底説」は、その当時すでに知られていた大洋中央海嶺に着目して、従来漫然と考えられていたマントル対流の湧き口を中央海嶺として、中央海嶺に上部マントルの物質が部分熔融・低温へい人等により上昇し、そこに新しい地殻が作られ、その新地殻はマントル対流のベルトコンベアーに乗って移動して行き、下降するところが海溝で、その海溝下で新地殻が破壊されるという仮説である。この広がる海底説が、海嶺付近の地磁気異常のしま模様の成因論に結びつけられて以来、一大活況を呈するようになった。

MASON (1958) や VAQUIER ら (1961) により東太平洋の海底に南北にのびる地磁気異常のパターンが発見され、それらがメンドシノ、パイオニア、マレー破碎帯等で変位していることが知れて以来、地磁気異常のパターンが中央海嶺に平行なこと、海嶺の中心に対し左右対称なこと、しかもこの傾向が大洋中央海嶺に沿って全世界的に認められるということがわがってきた (VINE and MATTHEWS, 1963; Le PICHON, 1968)。VINE と

MATTHEWS (1963) はこの説明として、中央海嶺に新しい地殻が上昇してきて、キュリー点以下に冷却される際に、この地殻が当時の地球磁場の方向に帯磁され、順次側方に運ばれることにより、中央海嶺の中心部に関して、対称かつ平行な地磁気異常のしま模様ができだ (Vine-Matthews 説) として海底拡張説に実証的な資料を与えることとなった。これは中央海嶺の中心部に常に新しい岩脈が貫入することを暗に示す。新地殻が海嶺の中心部から両側へ運ばれる際に、海嶺軸が変位しているために海嶺軸と海嶺軸の間に生じた割れ目が転化横ずれ断層である。

以上は、地磁気異常を作る原因を、海底に垂直な岩脈の互層と考えたものであるが、水平な互層でもこの地磁気異常のしま模様を説明できる。アイスランドには第三紀の台地玄武岩の中に地溝が発達し、その中に第四紀の玄武岩溶岩の水平的な累重が見られる (BODVARSSON and WALKER, 1964)。van ANDEL (1968) は、これと同じモデルを大洋中央海嶺の地殻のモデルにあてはめた。それによると、大洋中央海嶺は広域にわたって幾重にも重なった溶岩流の岩体からなり、この台地玄武岩噴出の際に一番上部に出てきた溶岩流はその当時の地球磁場の方向に帯磁する。しかし、すでに噴出した古い溶岩流は中央海嶺が広がることにより、軸から遠く運ばれているので、新しい溶岩流にすべてが被われてしまうことはない。この様にして、結果的には Vine-Matthews 説の地磁気異常のしま模様と、古地磁気編年の対応が説明される。海底の拡張を考えているから転化横ずれ断層も説明される。海嶺山頂付近は裂か噴出による玄武岩溶岩の累重状態を考えると、このモデルは地質学的根拠に基づいた推定といえよう。また、van ANDEL は同じ論文中に、大洋中央海嶺部で、必ずしも海底が広がらなくとも、時代が新しくなるにつれて漸次火山帯の幅がせばまれば地磁気異常のしま模様が説明されることも述べている。ただし、このモデルでは転化横ずれ断層が伴うことは必然的でないし、また、逆に転化横ずれ断層の説明が困難である。

2) 断続的な海底拡張

VINE (1966) は、大洋中央海嶺に沿った海底の拡張は過去 8 千万年間同じ割合であったと考えて拡張率を求めた。ところが、EWING ら (1968) は、堆積物の厚さの変化の様子から、広がる速度は断続的であると考え、その活動期を次の 3 期に分けた。(1) 中生代の活動期 (ジュラ紀一下部白亜紀): この時期に作られた新地殻は現在の太平洋や大西洋の深海の基盤を形成している。(2) 新生

代初期 (6 千万年前): 現在見られる大洋中央海嶺の大部分の地殻が作られた。(3) 新生代最後期 (1 千万年前): 中央海嶺の山頂部が作られた。この様な活動の時期が、従来から知られるコルジレラ山脈の造山時期と対応することを EWING らは指摘している。

3) 動く岩石圏

ところで、大洋中央海嶺における断続的な拡張が全球的に観察されている事実 (HEIRTZLER *et al.*, 1968; EWING and EWING, 1967) はどう説明されるのであろうか。MORGAN (1968) は、中央海嶺の破碎帯の方向を統計的に調べ、それらが一定の中心を持つ小円にのると述べている。この意味は、地球表面はいくつかの巨大なブロックに分けられること、各ブロックは剛体として移動し、変形運動は地球表面では、そのブロックの周縁部でのみ行なわれ、その場所は、大洋中央海嶺や転位横ずれ断層、海溝およびアルプス—ヒマラヤ—しょう曲山脈等と考えられている。

HEIRTZLER ら (1968) は地球上にアフリカ・アメリカ・南極・ユーラシア・印度および太平洋の六つのブロックを設定した。Le PICHON (1968) はこれらのブロックを断続的に広がる海底説に基いて回転して、暁新世までは現在の南太平洋は存在しなかったこと、その代り、テーティス海が存在したことなどを示した。MORGAN (1968)、Le PICHON (1968)、HEIRTZLER (1968) の考えは、広がる海底または回転するブロックの運動は個々ばらばらに認識されるものではなく、全地球的な一つの原理によって説明されねばならないことを明らかにした。

このブロック運動説とほぼ同時期に、ELSASSER (1968)、ISACKS ら (1968) により、地球の上部は厚さ約 100 km の岩石圏、その基底から下に数 100 km のびる虚弱圏、さらに下には、構造発達上、不活生と思われる中間圏からなるというモデルが考えられた。虚弱圏というのは、上下の層に比べて地震波速度の遅い所で、いわゆる低速度層と呼ばれている所であって、密度も小さい。地球上で現在活動している地震帯、造山帯、大洋中央海嶺等を見ると、非常に狭い帯状分布を示していて、それらの帯と帯との間に位置する幅広い岩石圏は、1 枚の剛体の板として振舞っている。岩石圏が大洋中央海嶺で二分して海溝下に沈んでいくと考えると、中央海嶺は分離していく二つのブロックの間の地殻の欠如を補償していると考えられる (Fig. 1)。また、従来いわれたような、何千 km も続く扁平なマントル対流をこの「動く岩石圏」の移動の原動力としないで、冷却して密度が高くなった岩石圏が、重力の不均衡を補償するために海溝で虚弱圏に

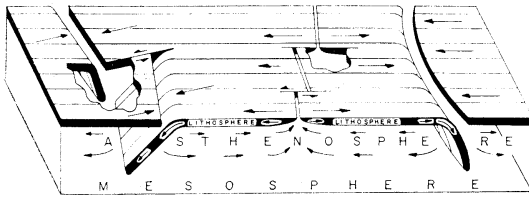


Fig. 1. Block diagram illustrating schematically the configurations and roles of the lithosphere, asthenosphere, and mesosphere in a version of the new global tectonics in which the lithosphere indicates relative movements of adjoining blocks. Arrows in asthenosphere represent possible compensating flow in response to downward movement of segments of lithosphere. One arc-to-arc transform fault appears at left between oppositely facing zones of convergence (island arcs), two ridge-to-ridge transform faults along ocean ridge at center, simple arc structure at right. (after ISACKS *et al.*, 1968)

沈んでいくものとした。虚弱圏には岩石圏の運動に対して補償流が生ずるが、虚弱圏の中に生ずる流れのパターンは主として、岩石圏の板の下面の形と、板の運動によって決定されるものであって、理想化された地球のモデルから計算される対流の細胞に都合のよい幾何学模様を描くのではない。BELOUSOV (1967) は、ある時期に分化した花崗岩質岩石が重力移動で沈下して大洋地殻になるという花崗岩質岩石の基性化作用という一種の同化作用を考えた。例えば、海嶺下の異常マントルは花崗岩質岩石がまだ大洋地殻に同化しきらないものとした。もし ISACKS らの動く岩石圏の考え方が正しいとすると、新しい意味での海溝下での岩石圏の虚弱圏への同化作用が問題となるであろう。

4. 大洋底の線構造の成因

天皇海山とか、メンドシノ破砕帯とか、また大洋中央海嶺そのものも含めて、大洋底に見られる線構造は少なくとも地下数 10 km の深さにまで関与する構造である。剛体である岩石圏の中にどうしてこのような構造ができたのであろうか。

RANCE (1967) はこの問題に関して一つの方向を与えた。ある拡がりをもった岩石圏に、回転に伴うねじり力が働く* と破壊が生じ、それらは剪断裂か壁開裂かのどちらかとなる。単純なモデルで理論的にその破壊を求めてみると、現在太平洋で観察される様々の線構造と良い一致が見られる。例えば、Fig. 2 で示したように、東

* これは RANCE の考えを少し改定している。

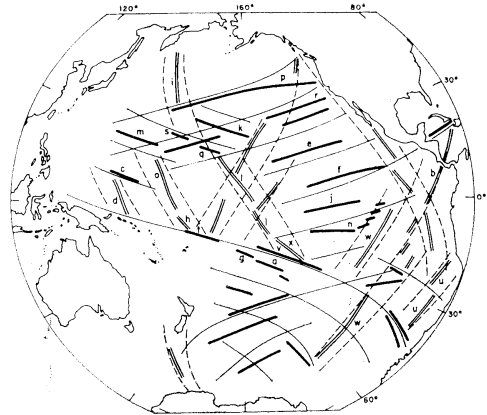


Fig. 2. Major physiographic lineaments in the exposed portion of the simatic crust of the Pacific Ocean basin. The features that closely correspond to shear fractures or cleavage cracks are shown by a solid line or double lines: (a) Austral ridge, (b) Cacos, (c) Caroline Islands, (d) Caroline-Solomon ridge, (e) Clarion fracture zone, (g) Cook Islands, (h) Ellice Islands, (i) Emperor seamounts, (j) Galapagos fracture zone, (k) Hawaiian Islands, (l) Line Islands, (m) Marcus-Wake seamounts, (n) Marquesas fracture zone, (o) Marshall Islands, Gilbert Islands, (p) Mendocino seascarp, (q) mid-Pacific mounts, (r) Murray seascarp, (s) Necker rise, (t) Samoa, (u) San Felix-Juan Fernandez ridge, (v) Society-Pitcairn Islands, (w) Southeast Pacific ridge, (x) Tuamotu. (after RANCE, 1967)

太平洋海膨は壁開裂か、破砕帯は剪断裂かにそれぞれ対応する。印度洋でも同じ原理で割れ目の対応がつく (RANCE, 1968)。これが意味するところは、太平洋、インド洋の海底に見られる種々の線構造は、大西洋中央海嶺も含めて、同時に生じた可能性が考えられる。ダーウィン海膨 (MENARD, 1964) と呼ぶ古い構造も RANCE の壁開裂かによることから、やはり同一の発生系統を考えることもできる。

南印度洋海嶺・ガラバゴス海嶺など東西方向を示す少数の例外を除くと、大西洋中央海嶺・東太平洋海膨・カールスバーグ海嶺など現在最も活動的な中央海嶺はすべて南北方向の配列を示しているが、これは MORGAN (1968), Le PICHON (1968) の海底拡張の小円の回転軸が南北性を示すということであって、現在の海底拡張に関する極が地磁気の極と近いことを示す。最近、RICHTER scale によるマグニチュード 7.5 以上の地震は地軸

の動揺の結果生ずるといことが言われてきたことから HEIRTZLER (1968) は地球の回転軸の運動の変動が海底拡張と地球磁場に影響を与えるのではないかという推量をしている。従って, Vening MEINESZ (1947) の極移動説も含めて, 地球の運動を考慮した全地球的な応力場を考えてゆく必要がある。

文 献

- 1) AUMENTO, F., R. K. WANLESS, and R. D. STEVENA (1968): Potassium-Argon ages and spreading rates on the mid-Atlantic ridge at 45° north. *Science*, **161**(3848), 1338-1339.
- 2) Белоусов, В. В. (1967): Некоторые вопросы развития земной коры и верхней мантии океанов. *Геотектоника*, (1), 3-14.
- 3) BODVARSSON, G. and G. P. L. WALKER (1964): Crustal drift in Iceland. *Geophys. J.*, **8**(3), 285-300.
- 4) BONATTI, E. (1968a) Fissure basalts from the east Pacific rise. *Transact. Am. Geophys. Un.*, **49**(1), 365.
- 5) BONATTI, E. (1968b): Fissure basalts and ocean-floor spreading on the east Pacific rise. *Science*, **161** (3844), 886-888.
- 6) BULLARD, E. C. (1963): The flow of heat through the floor of the ocean. In: *The sea*, M. Hill(ed.), Interscience, New York, **3**, 218-232.
- 7) CIFELLI, R. (1965): Late Tertiary planktonic foraminifera associated with a basaltic boulder from the mid-Atlantic ridge. *J. Mar. Res.*, **23** (2), 73-85.
- 8) CIFELLI, R., W. H. BLOW, and W. G. MELSON (1968): Paleogene sediment from a fracture zone of the mid-Atlantic ridge. *J. Mar. Res.*, **26**(2), 105-109.
- 9) DIETZ, R. S. (1961): Continent and ocean basin evolution by spreading of the sea floor. *Nature*, **190**(4779), 854-857.
- 10) ELSASSER, W. M. (1968): Convection and stress propagation in the upper mantle. In: *New Castle Symposium*, John Wiley & Sons, New York.
- 11) ENGEL, A. E. J. and C. G. ENGEL (1964): Composition of basalts from the mid-Atlantic ridge. *Science*, **144** (3624), 1330-1333.
- 12) EWING, M. and B. C. HEEZEN (1956): Some problems of Antarctic submarine geology. In: *Antarctica in the International Geophysical Year*, *Geophys. Monograph 1*, Carey *et al.* (ed.), p. 75. *Am. Geophys. Un.*, Washington, D. C.
- 13) EWING, J., J. L. WORZEL, M. EWING, and C. WINDISH (1966): Ages of Horizon A and the oldest Atlantic sediments. *Science*, **154**(3753), 1125-1132.
- 14) EWING, J. and M. EWING (1967): Sediment distribution on the midocean ridges with respect to spreading of the sea floor. *Science*, **156**(3782), 1590-1592.
- 15) EWING, J., M. EWING, T. AITKEN, and W. J. LUDWIG (1968): North Pacific sediment layers measured by seismic profiling. The crust and upper mantle of the Pacific area, *Geophys. Monograph 12*, *Am. Geophys. Un.*, Washington, D. C.
- 16) FISHER, D. E., E. BONATTI, and O. JOENSUU (1968): Ages of Pacific deep-sea basalts, and spreading of the sea floor. *Science*, **160**(382), 1106-1170.
- 17) GAST, P. W. (1968): Trace element fractionation and the origin of tholeiitic and alkaline magma types. *Trans. Am. Geophys. Un.*, **49**(1), p. 354.
- 18) HARRISON, J. C., G. L. BROWNE, and F. N. SPIESS (1957): Gravity measurements in the northeastern Pacific Ocean. *Trans. Am. Geophys. Un.*, **38**, 835-840.
- 19) HEEZEN, B. C., M. THARP, and M. EWING (1959): The floors of the oceans, I: The North Atlantic Ocean. *Spec. Pap. Geol. Soc. Am.*, **65**, 1-22.
- 20) HEEZEN, B. C. and M. EWING (1961): The mid-oceanic ridge and its extension through the Arctic basin. In: *Proceedings of the First International Symposium on Arctic Geology*, Toronto University of Toronto Press, pp. 622-641.
- 21) HEIRTZLER, J. R. (1968): Sea-floor spreading. *Scientific American*, **219**(6), 60-70.
- 22) HEIRTZLER, J. R., G. O. DICKSON, E. M. HERRON, W. C. PITMAN, III., and X. Le PICHON (1968): Marine magnetic anomalies, geomagnetic field reversals, and motions of the ocean floor and continents. *J. Geophys. Res.*, **73**(6), 2119-2136.
- 23) HESS, H. H. (1962): History of ocean basins. In: *Petrologic studies*. *Buddington vol.*, *Geol. Soc. Am.*, pp. 599-620.
- 24) ISACKS, B., J. OLIVER, and L. R. SYKES (1968): Seismology and the new global tectonics. *J. Geophys. Res.*, **73**(18), 5855-5899.
- 25) 木村政昭, 加賀美英雄 (1968): 大洋中央海嶺の研究の現状. *海洋地質*, **4**(2), 29-42.
- 26) LANGSETH, M. G., Jr. and P. T. TAYLOR (1967): Recent heat flow measurements in the Indian Ocean. *J. Geophys. Res.*, **72**(24), 6249-6260.
- 27) Le PICHON, X. (1968): Sea-floor spreading and continental drift. *J. Geophys. Res.*, **73**(12), 3661-

- 3698.
- 28) MASON, R. G. (1958): A magnetic survey off the west coast of the United States between latitude 32° and 36°N, longitudes 121° and 128°W. *Geophys. J.*, **1**, 320-329.
- 29) MCBIRNEY, A. R. (1963): Conductivity variations and terrestrial heat-floor distribution. *J. Geophys. Res.*, **68**, 6323-6329.
- 30) MELSON, W. G. and T. H. van ANDEL (1966): Metamorphism in the mid-Atlantic ridge, 22°N latitude. *Mar. Geol.*, **4**, 165-186.
- 31) MELSON, W. G. (1968): Petrologic model of the earth's crust across the mid-Atlantic ridge. *Trans. Am. Geophys. Un.*, **49**(1), 364-365.
- 32) MENARD, H. W. and R. S. DIETZ (1952): Mendocino submarine escarpment. *J. Geol.*, **60**, 266-278.
- 33) MENARD, H. W. (1964): Marine geology of the Pacific. McGraw-Hill, New York, 271p.
- 34) MENARD, H. W. (1967): Sea floor spreading, topography, and the second layer. *Science*, **157** (3791), 923-924.
- 35) MORGAN, W. J. (1968): Rise, trench, great faults, and crustal blocks. *J. Geophys. Res.*, **73**(6), 1959-1983.
- 36) NAUGLER, F. P. and B. H. ERICKSON (1968): Murray fracture zone: westward extension. *Science*, **161**(3846), 1142-1145.
- 37) RANCE, H. (1967): Major lineaments and torsional deformation of the earth. *J. Geophys. Res.*, **72**(8), 2213-2217.
- 38) RANCE, H. (1968): Lineaments and torsional deformation of the earth: Indian Ocean. *Trans. Am. Geophys. Un.*, **49**(1), 326-327.
- 39) RIEDEL, W. R. (1967): Radiolarian evidence consistent with spreading of the Pacific floor. *Science*, **157**(3788), 540-542.
- 40) SYKES, L. R. (1967): Mechanism of earthquakes and nature of faulting on the mid-oceanic ridges. *J. Geophys. Res.*, **72**(8), 2131-2153.
- 41) TALWANI, M., X. Le PICHON and J. R. HEIRTZLER (1965a): East Pacific rise: magnetic pattern and the fracture zones. *Science*, **150**(3700), 1109-1115.
- 42) TALWANI, M., X. Le PICHON and M. EWING (1965b): Crustal structure of the mid-oceanic ridges. Part 2. *J. Geophys. Res.*, **70**(2), 341-352.
- 43) Удинцев, Г. В. (1968): Геоморфология и тектоника. Основные проблемы океанологии, Второй международный океанографический конгресс. Москва, 30 мая-9 июня 1966г. Изд-во Наука, Москва, pp. 218-230.
- 44) VACQUIER, V., A. D. RAFF and R. E. WARREN (1961): Horizontal displacement in the floor of the northeastern Pacific Ocean. *Bull. Geol. Soc. Am.*, **72**(8), 1251-1258.
- 45) Van ANDEL, T. H. and J. B. COLISS (1967): The intersection between the mid-Atlantic ridge and the Vema fracture zone in the North Atlantic. *J. Mar. Res.*, **25**(3), 343-351.
- 46) Van ANDEL, T. H. (1968): The structure and development of rifted midoceanic rises. *J. Mar. Res.*, **26**(2), 144-161.
- 47) Van ANDEL, T. H. and C. O. BOWIN (1968): Mid-Atlantic ridge between 22° and 23° north latitude and the tectonics of mid-oceanic ridges. *J. Geophys. Res.*, **73**(4), 1279-1298.
- 48) VENING MEINESZ, F. A. (1947): Shear patterns in the earth's crust. *Trans. Am. Geophys. Un.*, **28**, 1-61.
- 49) VINE, F. J. and D. H. MATTHEWS (1963): Magnetic anomalies over ocean ridges. *Nature*, **199**(4897), 947.
- 50) VINE, F. J. (1966): Spreading of the ocean floor; New evidence. *Science*, **154**(3755), 1405-1415.
- 51) Von HERZEN, R. P. (1959): Heat-flow values from the southeastern Pacific. *Nature*, **183**, 882-883.
- 52) WILSON, J. T. (1965a): Submarine fracture zones, aseismic ridges and the international Council of Scientific Unions Line: Proposed western margin of the east Pacific ridge. *Nature*, **207**(5000), 907-911.
- 53) WILSON, J. T. (1965b): A new class of faults and their bearing on continental drift. *Nature*, **207**(4995), 343-347.
- 54) WORZEL, J. L. (1965): Deep structure of coastal margins and mid-oceanic ridges. Vol. XVII of the Colston Paper, being the Proceedings of the Seventeenth Symposium of the Colston Research Society held in the University of British, April 5th-9th, 1965. pp. 335-361.

討 論

討論者 村内必典 (科学博物館)

一 般 討 論

座長 南雲昭三郎 (東大地震研)

竹松 (理研) 村内さんにお聞きしたい。海洋底の場合に 2.0 km/sec というのは sediment と考えてよいか、また 5.0 km/sec というのはそれが consolidate したものと考えてよいか、

村内 (科学博物館) 行ってみたことがないのでわから

ないが、2.0 km/sec の場合は一般に seismic profiler でさぐると、非常にきれいな層構造をしている。あるいはこれが乱れている場合もあるが、この場合は seismic profiler の記録はでてこない。屈折の方法で行なった四国沖の観測例をみるとそういうものもあるが、一般の大洋の 5 km/sec は sediment かなにかわからない。

冨永 (東学芸大) 海底からの heat flow は ridge などと関係があるか。特に ridge の所の heat flow が大きいといったようなことがあるか。木村さんに質問したい。

木村 (東大海洋研) 一般には ridge の crest の所が高いと言われている。たとえば、世界の平均が $1.4 \mu\text{cal}/\text{cm}^2 \cdot \text{sec}$ だとするとその数倍ぐらいになったりする。高いといわれても海の平均と同じものもあり、低い値が狭い帯の中に集中すると考える人もいる。すべてが高い値に集中するという性質ではなさそうである。

冨永 それとさっきの対流が行なわれているということと何か関係があるのか。

木村 heat flow の値が、地表近くの partial melting 火山活動によるには高すぎることから確かにそう言っている人がいる。

大平 (海上電機) 海底の調査を行なう場合、seismic profiler とか air gun を使っている。人工地震の場合、calibration がすぐできるが、acoustic instrument を使っている場合は calibration が困難である。先般、海洋学会秋季大会で、1,200 m の海底で約 1,000 m の厚さの南相模層というもののお話があった。新しい sediment についてはかなり精度の高い calibration が必要なのではないか。

村内 実は大ざっぱなものである。2 km/sec というのはほんの表面では 1.5 km/sec の水中での速度と同じだと思う。それが段々早くなり平均して 2 km/sec ぐらいということである。平均 2 km/sec なら往復の時間がわかるので厚さが 500 m とか 1,000 m だと言うだけである。そう違いはないと考えている。

加賀美 (東大海洋研) 速度のわからない所で最近はずノブイで実際の速度を計っているが、海底の地形が平坦な所でないとき正しい値がでてこない。特に sediment の厚さが 500 m を越えないとでてこない。ラumont では新しい sediment がでてくると 2 km/sec と考えてまちがいないとしている。私が相模湾で行なった時は、地質調査所の値を使った。

6. 日本列島近海底の大地震とその前震及び余震

山 川 宜 男*

Grands tremblements de terre au fond océanique près du Japon et leurs répliques

Norio YAMAKAWA

Résumé: La plupart des grands tremblements de terre de magnitude $M=7,5$ à $8,5$ au Japon ont eu lieu au fond océanique près de l'Archipel du Japon. Après avoir indiqué l'importance de l'observation de la sismicité pour définir proprement les répliques, nous montrons les propriétés des répliques: nombre, énergie et étendue de la région des répliques, origine du tsunami par rapport à la région des répliques, distribution de la génération des répliques en temps et en espace, etc.

1. はじめに

筆者は、ここ数年来、前震、余震および群発地震について、いくつかの調査研究を行ない、特に余震について

は、ある程度詳しく、その地震学的、地球物理学的特性の吟味を行ってきた。(山川 1965, 1968; 山川等, 1965; YAMAKAWA, 1966, 1967a, 1967b, 1968a, 1968b, 1969a, 1969b; YAMAKAWA *et al.*, 1969), その際、本震のマグニチュードによる区別、本震および余震の震源

* 気象大学校, 気象研究所 Meteorological College, Meteorological Research Institute

の深さに着目して論じたことはあるが、特に海底下と陸地下のものに分けて論じたことはあまりなかった。しかし、次の理由により、実際には、地震学的にこれらを区別して論じていたことになると思う。すなわち、一口に浅発地震†と言っても、陸と海の地殻の厚さの相違等を考慮すると、日本列島の近海底下の浅深地震のむしろ大部分は、マントル上層部で発生していると考えられる（たとえば、浅田，1957；勝又，1966，1967，後の第1図と第2図はこの勝又の論文よりとった）。一方、陸地における、たとえば相当な被害を伴った著名な大地震は（一、二の例外をのぞき）ほとんどすべてマグニチュード M^* が比較的小さく、 $(M \leq 7\frac{1}{2})$ しかも、ほとんど、地殻上部に発生していると考えられている。特筆すべきこと

† 気象庁では深さ 50 km 以浅のものをこの様と呼んでいるが、普通 60 km 位までのものを言う。

* 気象庁で現在採用している、マグニチュード M は、いわゆる表面波マグニチュードと呼ばれるものに相当する。（実際には地震記象中の最大振幅（近地震では実体波のことが多い）から、坪井（1954）の与えた式によって計算している。）一方たとえば、アメリカ合衆国沿岸測地局等で採用しているマグニチュード m は、いわゆる実体波マグニチュードと呼ばれているものであり、両者はかなり、系統的に異なり、次の様ないくつかの相互の換算式が、提案されている。

$$m = 0.63M + 2.5 \text{ (GUTENBERG-RICHTER 1965)}$$

$$m = 0.56M + 2.9 \text{ (IASPEI の 1967 年 10 月 3 日のチュウリッヒの会議における決議)}$$

$$m = 0.85M + 0.5 \text{ (} M = 4\frac{1}{2} \sim 6\frac{1}{2} \text{ に対し) (KATSU-MATA 1967)}$$

$$M = 0.76m + 1.58 \text{ (} M = 4 \sim 6\frac{1}{2} \text{ に対し) (ICHIKAWA 1966)}$$

換算式自体のかなり大きな相違は、 M や m の精度を過信することの危険を教えていると言えよう。

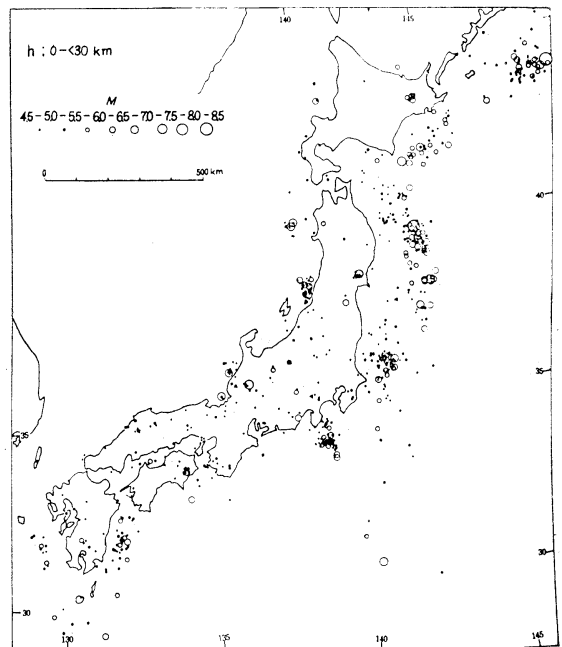
*** 現在まで知られている、全世界での、最大の地震のマグニチュードは、 $8\frac{1}{2}$ （人により $8\frac{3}{4}$ 位と言う）程度であるので、以後 $M \geq 7\frac{1}{2}$ 程度以上の地震（1963 年 6 月 16 日の新潟地震は、この最下限位に相当する）を一応マグニチュード 8 クラスの大地震と呼ぶことにする。これらは、それに伴う、いろいろな験震学的、地球物理学的現象、たとえば震度分布、地殻変動、津波発生、余震域の大きさ、余震活動継続時間、あるいは、その後の常時地震活動におよぼす影響から考えて、 $M = 7$ 程度以下の地震とは、相当異った特徴を持っている様である。もっとも新潟地震の様に一応 $M = 7.5$ と決められたものを、 $M = 8$ クラスに入れるか、入れないかは、人により意見が分かれるが、坪井（1954）の指摘するように、 M の誤差として ± 0.3 位は考慮しなければならないから、むしろ上記の様に、随伴して起った、諸現象を、総合的に考慮して決めざるを得ないであろう。

は、 $M \geq 7\frac{1}{2}$ 以上**の地震は、これも一、二の例外をのぞき、ほとんどすべて、日本列島の陸地下でなく、その近海底下で発生し大津波をひき起こしている。

以下これらの地震とその前震余震についての、いくつかの地震学的、地球物理学的特性を述べることにする。

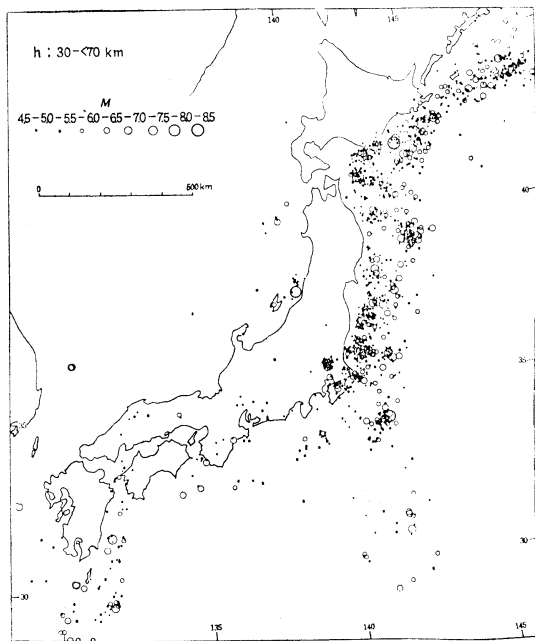
ただし、日本列島域全体の地震活動については、たとえば、海底地形、地体構造との関連を含めて、MOGI 1963b, 1967a, 1967b, 1968) による総合的な調査研究があり、また田（1968）も最近海底地形とサイスマシティー***の関連を論じている。

ここで、日本列島の全般的な最も新しいサイスマシティー図として、勝又（1966）による 1951 年より 1965 年までの 15 年間（この期間の震央決定の精度はそれ以前よりはるかによくなった（山川，1965））の震央図の中で震源の深さ 30 km 以浅のもの（大部分は、地殻内と思ってよい）、30 km ~ 70 km のもの（ほとんどすべてマントル上層部）を第 1 図と第 2 図にかかげておく。後者では、日本列島を構成するいくつかの島弧に沿う規則的な分布がかなり明瞭に読み取れる。



第 1 図 震源の深さ (h) 0~30 (未満) km の日本付近の地震の震央分布図。(勝又，1966)

*** この言葉の定義については、鈴木（1967）の説明を参照のこと。ごく大まかには、地震活動の程度を表わすものと考えてよいであろう。



第1図 震源の深さ(h) 30~70 (未満) km の日本付近の地震の震央分布図。(勝又, 1966)

2. 前震・余震の定義, 直接的余震と間接的余震, および余震域と津波の浪源域

ここで, 特に前震, 余震の定義について, 少し詳しく触れておく。一般にも, 前震とか余震とか, 或いはまた群発地震とか言う言葉は, 日常よく用いられているが, 実は, これらの言葉の意味する現象の定義自体, 決して普通考えられている様に, 簡単でないことを指摘しておきたいと思う。ある場合には, 前震とか余震とかについて専門の地震学研究者の間でも, 人により異なった概念をいだいている場合が応々にしてあり, ある地震について, 前震があったとか, なかったとか, またある地震が余震を伴ったかどうか, また伴ったとしても, その余震の発生した範囲はどれだけあったか, 或いはまたどの程度の期間継続したと考えるべきか等について, 個々の地震(本震)に対して, 地震学者の間で意見が分かれることはむしろ普通であると言ってよい。(山川等, 1965) たとえば RICHTER (1958) 山川等 (1965) の指摘するように, もともと常時地震活動度の高い所, たとえば, 宮崎県東方沖(日向灘)や, 関東北部から, 東北日本の太平洋側地域では, ある地震以前や以後に行なった地震が, 果して前震であったか, 余震であったかと言うことは, かなり吟味を要する問題である。そこで出来れば, あまり個人

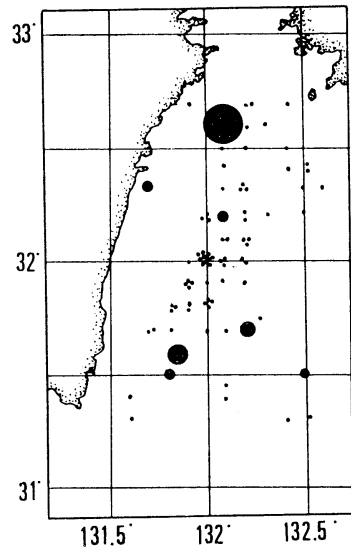
的な主観の入らない, ある程度は客観的な前震とか, 余震とかを定義しておくことが, そもそも前震なり余震なりの調査研究をする場合, まず基本的に解決しておかなければならない問題である。同種の問題は, 近頃, 松代(中部地方)や, えびの(九州地方)で話題になった群発地震についても言えることである。これらの地域, とりわけ松代地域では, そこにある気象庁地震観測所の記録により, 例の群発地震の始まった 1965 年 8 月以前の常時地震活動度がむしろ極端に低かった* 事が分かっているので, その地震活動の異常さの判定は, 明白であったが, たとえば, 後に例示する宮崎県沖(日向灘)や, 茨城県沖(鹿島灘)の様に, もともと常時地震活動度の高い所では, どの程度の活動度の高さから, 前に述べた様に, 前震・本震・余震系列であるか, あるいは群発地震であるかと判定すべきかと言うことは, かなり問題のあるところである。

ところで今述べた群発地震と, 前震・余震活動を筆者は, 一とまとめにして, 常時地震活動 (normal seismic activity または background seismic activity) に対比して, 異常地震活動 (abnormal seismic activity) と呼んでいるが, (YAMAKAWA, 1966, 1967a, 1968b) これを, ある程度客観的に定義するためには, 結局問題とする地域の常時地震活動を十分調べておき, ある期間の活動度が, 統計的に有意義な程大きければ, これを異常地震活動であると判定するしかない。こう言うと, 問題はわりに簡単な様であるが, 実は, 常時地震活動度と言うのは, どの程度の期間の平常の活動で定義すればよいかと言うことが, これまた大問題である。出来れば数百年にわたる精密な器械観測の結果によるにこしたことはないが, これはもちろん現実には, 望めないことである。ただし数年から, 十年程度の観測結果のデータだけでは, 次に述べる理由により厳密に言うとは明らかに不足なのである。

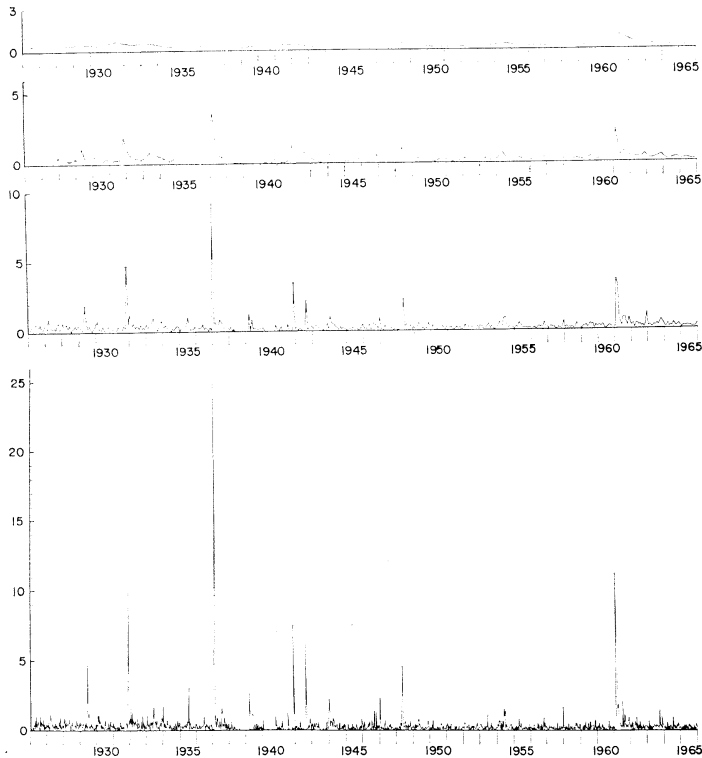
それは, 余震活動と言うものが, ある場合には, 一般に考えられているよりもはるかに長期間継続すると考えるべきだからである。たとえば 4 項で説明するが, 1943 年 9 月 10 日の鳥取地震の余震活動は, ある意味で 20 年程度継続していると考えべきであるし, (UTSU, 1964; 宇津, 1967; YAMAKAWA, 1967) 1923 年 9 月 1 日の関東大地震後の影響も十数年続いていたという報告がある。(浅野, 1965a, 1965b) しかし, 気象庁がある程度近代的な地震計による全国的な観測網による観測を始めて

* それ故, 高倍率の電磁式地震計を置いて遠地震を観測するのに適した。

からの期間は、せいぜい 3、40 年程度であり*、実は日本における真の意味での、各地域の常時地震活動を定義することには、まだかなりの無理がある。それで、各地域の常時地震活動度は、明らかに、顕著な異常地震活動があった期間をのぞく、20 年~30 年程度（場合によっては止むを得ず 10 年程度から数年程度）の観測データから推定せざるを得ない。ところが、宮崎地方気象台（前宮崎測候所）では、約 40 年以前から、当時としては、最新鋭のウィーヘルト地震計（最大倍率約 80 倍、固有周期 5 秒、後に 1966 年 4 月から、それとほとんど同じ特性をもつ、電磁式地震計）で観測を続けており、それにその付近の気象台、測候所のデータを合せて考慮すると、宮崎県東方沖（日向灘）の地震活動に関するデータは、かなりの信頼のおけるものが、40 年以上蓄積している。第 3 図は、この地方の主な地震（ほとんどマグニチュード 5 以上）の地震の震央を示す。大きな丸印は、その断面を持つ球が GUTENBERG-RICHTER (1956) の与えたマグニチュード M とエネルギー E の関係式



第 3 図 1962~1965 年の宮崎県沖の主な地震の震央分布図。(大地震のエネルギーの大きさを示す)



第 4 図 1926~1965 年の宮崎県沖の観測された地震の 1 日あたりの回数。(上より、1 年平均、3 か月平均、1 か月平均、10 日平均を示す)

* しかも太平洋戦争の終戦前後のデータの信頼度は当時の事情から考えてかなり問題がある。

$$\log E = 11.8 + 1.5 M \quad (2.1)$$

から計算したエネルギー量に大体比例するものである。第4図は、1926年から1965年までの40年間のこの地域の地震活動の回数を示す。(主として宮崎气象台その他で観測されたすべての地震) 1番上の図は、1年ごとの回数、2番目の図は、3か月ごとの回数、3番目は1か月ごとの回数、最後の図は10日目ごとの回数を示す。これらの図に見られる様に、全体的にかなりの変動が見られるが、特に顕著な7回程の活動が目につく。これらはいずれも、ほぼマグニチュード $M \geq 6\frac{1}{2}$ の地震の発生に関係したその前後の活動を表わしている。さてこの40年間の平均の地震回数 \bar{x} は、1日にあたり0.26回となる。(ただし、この値は前記の顕著な活動期の値を除いたもので、それも入れると0.32となる) 変動の大きさの目安となる回数に関する標準偏差は、当然のことながら、単位とする時間間隔によってことなり、10日単位の場合は、0.31、1か月単位の場合は0.20となる。(ただし、これも前記の顕著な異常活動期のものを入れると、それぞれ0.92と0.57となる。)

さて現在の問題は、常時地震活動に比べ、どの程度活潑な地震活動があるとき、それを異常地震活動、すなわち、前震、本震、余震であったか、または、群発地震活動であったかを、ある信頼度で判定するかと言うことである。ところで一般にある目的で一群の観測値が集められたとき、特に異常な値に関し、これを同一の母集団からの抽出値でないとして、棄却すべきか、否かを判定する方法として、現在適用出来るようなものの一つに、トンプソンの検定がある。(たとえば国沢、鈴木(1960)) この方法は試験的に村内(1948)によって、南海道地震前後の活動に一部適用された。これによれば、危険率 α (一応 0.05とする) で x_0 なる観測値と始めの一群の観測値と同一の母集団に属しないとして棄却するのに

$$\bar{x} + \sqrt{\frac{N+1}{N-1}} F^{N-1}(\alpha) \sigma < x_0 \quad (2.2)$$

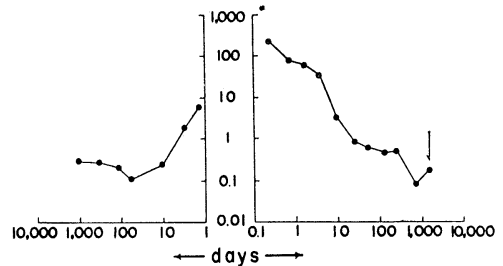
か

$$\bar{x} - \sqrt{\frac{N+1}{N-1}} F^{N-1}(\alpha) \sigma > x_0 \quad (2.2)^*$$

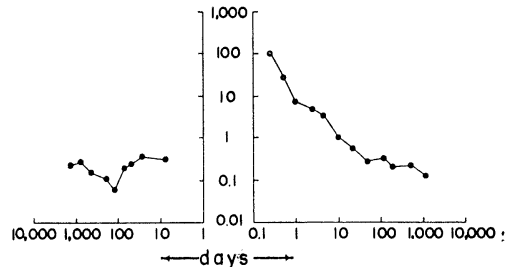
で判定しようと言うものである。ここに $F^{N-1}(\alpha)$ は自由度 1, $N-1$ の危険率 α での F 分布の値である。

この方法を、上記の宮崎県沖の地震活動に適用すると、10日平均、1か月平均での1日あたりの回数が、それぞれ0.88回、(約0.9回) 0.66回(約0.7回)以上で

* (2.2) 式は、異常に地震回数の少ない期間の判定に利用できる。



第5図 1937年1月6日の宮崎県沖地震前後の1日あたりの地震回数。



第6図 1948年5月9日の宮崎県沖地震前後の1日あたりの地震回数。

あれば、危険率5%での信頼度で、その期間は異常地震活動(たとえば、前震・余震活動)を示していると判定できることになる。最後に、前述の $M=6\frac{1}{2}$ 以上の地震の前後の活動の例を二つあげておく。第5図は、1937年1月6日前後の活動度を示すもので、この本震の震源要素は、発震時 $t=06\text{h}38\text{m}$ (J.S.T) 緯度 $\phi=31\frac{1}{2}^\circ\text{N}$ 、経度 $\lambda=132\frac{1}{2}^\circ\text{E}$ 、深さ $h=0\sim 20\text{km}$ 、マグニチュード $M=6.5$ であった。この場合は、顕著な前震活動があった。本震の数日前から、活動度は、前記トンプソンの検定(危険率5%)で判定できる異常地震活動に対し、本震発生まで、漸次活動をましている。この活動は明らかに直接的な余震活動と呼ぶべきものと言えよう。(山川, 1965; YAMAKAWA, 1966, 1968b) この本震は、顕著な余震活動を伴ったが、その減少の仕方は、それほど規則的でなく、後述の改良大森公式に余りよくしたがわれない。なお本震後数か月になると、上記のトンプソンの検定法では、異常と判定できないレベルに達してしまう。第6図は、1948年5月9日の地震前後の活動を示すもので、この本震の震源要素は $t=11\text{h}0.9\text{m}$ 、 $\phi=31.5^\circ\text{N}$ 、 $\lambda=131.8^\circ\text{E}$ 、 $h=0\text{km}$ 、 $M=6.7$ であった。本震前の地震活動は、あまり顕著でなく、少なくとも、トンプソンの検定法の立場からは、異常地震(前震)活動と判定できない。ただし、本震後の余震活動は、数か月間かなり規則的に改良大森公式にしたがって減少して、常時活動のレベルに達する。

これらの例は、トンプソンの検定法が特に常時地震活動度の高い所での異常地震活動（この場合、前震余震活動）の判定に、ある程度の客観性をもって、かなり有効に適用できることを示していると考えられる。

もっとも、この方法によって、たとえば余震を定義すると、本震直後から、本震近傍に密集しておこる誰にも異論のない余震だけでなく、本震から（場合によっては直接的な余震域からも）ある程度離れた所で、本震発生後しばらく（数時間から数日、まれには数十日）後に活潑になる地震活動で、人により余震と考えるべきかどうか、大いに意見の分かれるものまで、前述の立場では余震として認めることになる。

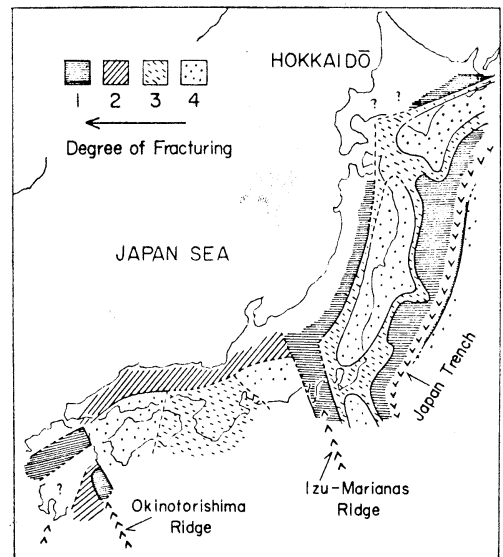
筆者は前者にあたるものを直接的な余震と呼び、後者にあたるものを、間接的な余震と呼んでいる。（山川，1965；YAMAKAWA, 1967a, 1968b）。後者の例は、たとえば1946年12月21日の南海道地震（ $M=8.3$ ）の場合（村内，1948；宇津，1961；山川ら，1965；山川，1965）、1952年3月4日の十勝沖地震の場合（宇津，1968）、1963年10月13日のエトロフ地震の場合（SANTO, 1964；YAMAKAWA *et al.*, 1969）等の、特に $M=8$ クラスの地震の場合において知られている。このことも、これら巨大地震の、付近の地殻（マントル上部を含む）に及ぼす影響の大きさを示すものであろう。

なお、よく津波の浪源域は、余震域とほぼ一致するか、あるいは、かなりよく対応するとか言われる。（たとえば HATORI, 1966 を見よ）この場合の“余震”とは、本震による地殻の破壊（それに伴う海底の隆起や沈降）に直接むすびつく“直接的余震”の余震域を指していることは明らかであろう。（YAMAKAWA, 1967, 1968；MCGI, 1968 を見よ）これに関連して、1968年（5月16日）十勝沖地震（ $M=7.9$ ）による浪源域が、本震後数時間後に起った最大余震（ $M=7.5$ ）を含む直接的余震域とほぼ一致すること、また6月12日の大余震（ $M=7.2$ ）による津波の浪源域が、この大余震に対する（二次的）余震*の余震域にほぼ一致することが、渡辺、岸尾（1968）によって報告されている。

* 一般に大余震の（二次的）余震は、その大余震に相当するマグニチュードの（余震でない）地震に対する余震よりはるかに小さいことが UTSU (1961) によって指摘されているが、この大余震に対する（二次的）余震活動は非常に活潑であった。この理由としてこの大余震自体が、本震から1か月近い期間をおき、本震からかなり離れた所におこった間接的な余震であったことや、この地域が、もともと常時地震活動度の高い所であり、余震を誘起しやすかったことが考えられる。

3. 前震余震と群発地震活動

ところでこれまでは、群発地震と、前震・余震活動を、一とまとめて、常時地震活動に対して、異常地震と呼んできたが、（YAMAKAWA, 1966, 1967a, 1968b）ある異常地震活動を、前震・本震・余震系列と考えるか、その様な区別なしに、一連の群発地震と考えるべきかについても、これまた問題がある。松沢（1950）はその著名な教科書中で、これについて、「前震といい或いは余震といっても、つまりは地震の群の中の或る部分を指すものに他ならない。普通或る地震の群の中で最も大きな地震に目をつけ、それより前に起った地震を前震と呼び、それより後に起ったものを余震と称えるに過ぎないのである。それ故に、地震の群の経過のいろいろな形式にしたがって、いろいろな場合が起るのである」現在では、一応地震が続発し、顕著な唯一の最大地震がなく、大きいもの同志のマグニチュードの差が、余り大きくない場合（たとえば坪井（1954）の言う誤差範囲0.3以内である様な場合）群発地震と呼ばれている。これに関し、茂木（1962abc, 1963a, b, 1967a）は彼が系統的に行ってきた岩石破壊実験の成果と組み合わせて、(1)前震がなく、突発的に起る地震とその余震群、(2a) 散発的な前震と本震とその余震群、(2b) 前震が漸増し、エネルギー的にも活動をまして本震に至り、その後につづく余震群、(3)いわゆる群発地震等のいくつかの地震系列は、互



第7図 前震、余震および群発地震の発生から推定された日本付近の地殻の力学的構造図。（MCGI, 1968）

いに漸移的なものであることを指摘し、それは、地殻 (マントル上部を含む) に作用する応力の不均質度 (degree of heterogeneity) 地殻を構成する物質の不均質度あるいは破碎度 (degree of fracturing) が増して行くに従い上記の様な地震系列の形態を取って行くことを指摘し、その立場から、日本列島付近のサイスマシティーを総合的に論じている。彼による日本列島付近の地殻 (マントル上部を含む) 破碎度の分布図を第7図にあげておく。なおこの分布は、筆者の述べている常時地震活動度の大きさの分布と定性的にほぼ一致している。(第1図と第2図を参照のこと)

4. 異常地震活動の特性と常時地震活動度との関係

2で、常時地震活動度の資料なしには、前震・余震および群発地震等の明確な定義は、あり得ないことを述べたが、実はこれら異常地震活動度の地震学的な特性が、常時地震活動度の程度に従って、次に示す様に興味ある特徴を示すことがわかる。(YAMAKAWA, 1967a, b, 1968b)

(1) たとえば、1943年9月10日の鳥取地震 $t=17^h03^m$ JST, $\varphi=35.5^\circ\text{N}$, $\lambda=134.2^\circ\text{E}$, $h=10\text{ km}$, $M_0=7.4$) の様に、常時地震活動度の極めて低い地域に発生した地震の余震面積 $S(\text{km}^2)$ は、宇津、関の公式 (1955)

$$\log S=1.02M_0-4.01$$

から計算したものよりはるかに小さく、(780 km^2 宇津・関 1955) この公式から逆算すると $M_0=6.8$ となる。一方、本震より t 時間後の単位時間 (この場合1日) あたりの回数 $n(t)$ は平野 (1924), 宇津 (1961) 等による改良大森公式

$$n(t)=\frac{A}{(t+c)^p} \quad (4.2)$$

に長期間 (20年程度) 非常によくしたがう。(UTSU, 1964; 宇津, 1967; 山川, 1965; YAMAKAWA, 1967a, 1968b) この場合有感地震だけをとると、(4.2) における常数パラメーターはそれぞれ、 $A=280$, $c=0$, $p=1.18$ となる。

(2) たとえば、1961年1月16日の茨城県沖地震 $t=16^h20^m04.7^s\pm 01.3^s$ JST, $\varphi=36^\circ02'\pm 03\text{N}$, $\lambda=142^\circ16'\pm 06'\text{E}$, $h=40\text{ km}$, $M_0=6.8$) の様に、常時地震活動度の極めて高い地域に発生した地震の余震面積 S は、公式 (4.1) から、期待されるものよりはるかに大きい。

* この式で $p=1$ とおいたものが、これまでよく知られていた大森公式である。(大森, 1894)

(約 10^4 km^2 , YAMAKAWA, 1967a, 1968b), (4.1) から逆算すると、 $M=8$ 程度になる。しかし、余震回数は一応公式 (4.2) にしたがうが、非常に短期間 (20~30日程度) で、常時地震活動度のレベルまで減少する。(YAMAKAWA, 1967, 1968) これは後者の度合が高いことから当然と言える。

また2で説明した様に宮崎県沖(日向灘)も非常に常時地震活動の高い地域であり、そこで例示した地震 (本震) の場合のように、この様な地域では、直接的な前震活動が見られることが多く、また特にこの様なときには、余震回数の減少も不規則で、公式 (4.2) に始めから、よく従わないことが多い。これらは、前震、本震および余震系列が MOGI (1963b) の言う様に前節で説明した群発地震に近いものであることを示していると言えよう。

(3) たとえば、1964年6月16日の新潟地震 ($t=13^h01^m39.9^s$ JST, $\varphi=38.21^\circ\pm 00'\text{N}$, $\lambda=139^\circ11'\pm 00'\text{E}$, $h=40\text{ km}$, $M_0=7.5$) の様に常時地震活動が中程度の地域に発生した地震の余震面積 S は、ほぼ公式 (4.1) から期待されるものと同程度であり、余震回数の減少も2年程度の期間、公式 (4.2) にしたがって減少する。

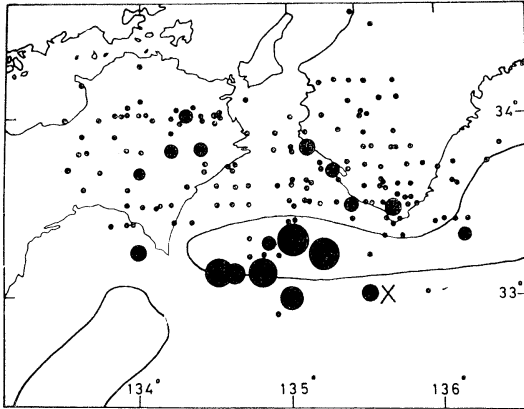
これらの結果は、常時地震活動の度合による間接的余震の誘起のされ方の相違等によってかなり説明がつくであろう。たとえば、(1)の場合、余震域が小さいのは、常時地震活動度が低い地域のため本震による破壊そのものが単純であり、間接的余震がほとんどなく、直接的余震だけが発生したためであろうし、(2)で余震域が非常に大きくなるのは間接的な余震を、本震直後から誘起するからであろう。

5. 余震の時空間分布の集中性とランダム性並びに海底地形との関係

余震は、空間的には余震域と呼ばれる狭い地域に集中しておこり、また時間的にも非常に集中し、その回数の減少が公式 (4.2) にしたがって、規則的に減少するわけである。しかし、千秋 (1959) によって、期間を適当に区切って、余震相互の時間間隔 τ に着目して調べると、その確率密度が

$$\varphi(\tau)=\mu e^{-\mu\tau} \quad (\tau>0) \quad (5.1)$$

* 時間間隔がこの分布にしたがうことと、単位時間に発生する回数 n の分布が、Poisson 分布 $P(n)=e^{-\mu}\mu^n/n!$ にしたがうこととは、数字的に全く厳密に1対1の対応があることが示される。(たとえば YAMAKAWA, 1969a)



第8図 1946年12月21日の南海道地震の余震の震央分布図(主な余震のエネルギーを示す)と海底地形。(山川, 1965; 田, 1968)

にしたがうこと、すなわち発生ランダム性が認められること、更にそれらの分布を重ね合わせると友田(1954)によって指摘された

$$q(\tau) = A\tau^{-a} \quad (5.2)$$

の分布を示すこと、すなわち集中的傾向を示すことが指摘された。

しかし筆者(山川, 1965; YAMAKAWA, 1967a, 1967b, 1968a, 1968b, 1969a, 1969b)は、本州付近の余震活動の初期(たとえば新潟地震の場合では数日程度)においては、空間的にも、いわゆる余震域の中の本震近傍の更に限定された一部(応々にして線状)に大余震が密集し、しかも、全体的な分布状況も、余震域の中で、ます目をとって調査すると、空間的にも Poisson 分布を示さず集中性を示すこと、更にこの期間では、時間分布的にも集中性が強いことを示し、更に余震活動の後期になると、余震域と言う限定域内では、空間分布も、かなりランダム性を示し、これが千秋の指摘する時間分布のランダム性と対応することを示した。

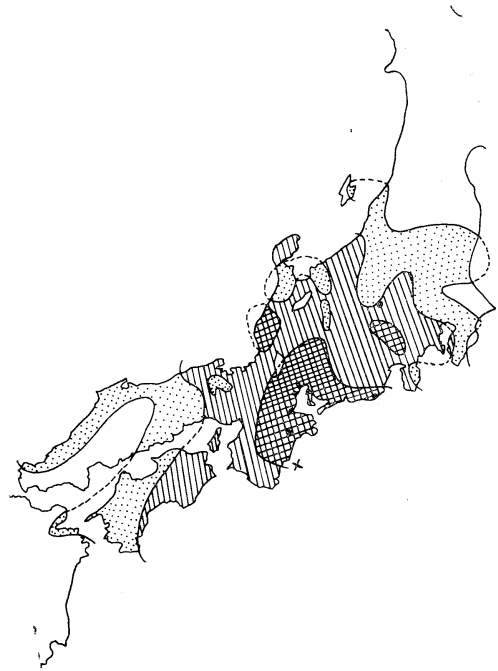
最近、田(1968)は、日本列島近海の海底地形と地震分布の関係を調べ、 $M \geq 6$ 以上の地震分布が海段の端沿いに密集している傾向のあることに関連し、前述の筆者の指摘した大余震の集中分布も、海段地形と密接な関係にあることを指摘した。第8図は、筆者の示した1946年12月21日の南海道地震の余震分布(大きい黒丸について第3図と同様)に田が海底地形を重ね合わせたものである。この図に示された海段域とよく対応している大余震の発生域は、本震に伴う地殻の上昇域ともかなりよく対応し(山川, 1965; YAMAKAWA, 1967a, 1968b), ま

た津波の浪源ともかなり対応する(HATORI, 1966; MOGI, 1968)。しかし、余震域全体はこれらとあまり対応しない。

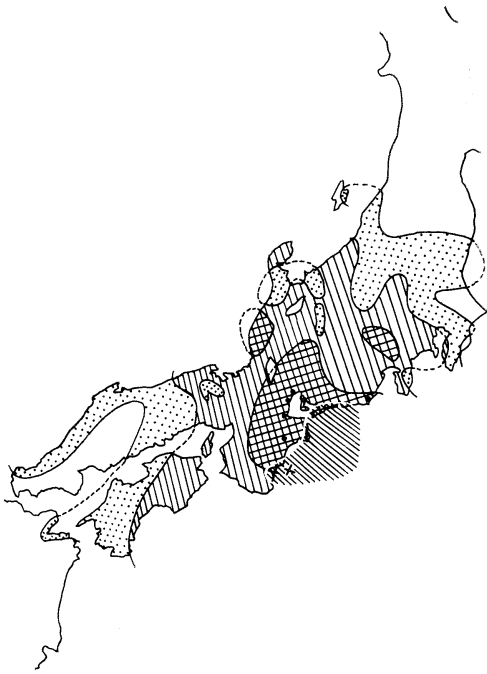
茂木(1968)はまた大地震の余震の起り方と、海底地形を含む地体構造との関係を論じた。

6. 余震域と震度分布との関係

震央とは、地震の発生した地中の点(震源)の真上の地表点のことであるが、 $M=8$ クラスの大地震の震央とは、要するに、大破壊の開始点の地表への投影点であって、破壊の中心点(の地表上への投影点)とは必ずしも一致しない。第9a図は、1944年12月7日の東南海地震の震央と、震度分布図を示したものであるが、震度の異常分布等を考慮するにしても、両者の対応は余りよくない。しかし、これを第9b図の様に余震域と並べてみると、両者の対応はかなりよくなることが分る。この余震域は、大体直接的な余震域だけを示したものであり、それが2で述べた様に、本震に伴う破壊域に対応することを考えれば、上記の結果は当然と考えられる。同様の例は1968年十勝沖地震の場合にも見られる。しかし間接的余震まで含めた余震域と震度分布との対応は一般によくない。(山川, 1968)



第9a図 1944年12月7日の東南地震の震度分布と震央。



第9b図 同上地震の震度と余震域。

7. おわりに

以上、日本列島近海底の大地震と、その前震および余震の地震学的、地球物理学的諸性質を、筆者が最近行なって来た調査研究を主にして、ごく大まかに幾つか並べて来た。まだ書きつくせなかったことも数多いが、すでに与えられた紙数もかなり超過したことから、この辺で止めさせて頂く。なお、紙数の制限と筆者の浅学のために、当然かかげるべき他の重要な研究に触れなかった点のあることをおそれている。

おわりに非常に有益な御討論を頂いた東京大学地震研究所茂木清夫助教授に感謝する。

参考文献

- 浅田 敏 (1957): 地震のマグニチュードの頻度分布及びサイスマシティーとそれに関連した諸問題. 地震 2, 10, 24-34.
- 浅野周三 (1965a): 関東地震後の関東地方における地震活動(第1報). 地震研究所彙報, 43, 421-427.
- 浅野周三 (1965b): 関東地震後の関東地方における地震活動(第2報). 地震研究所彙報, 43, 589-606.
- 田 望 (1968): 海底地形と浅発地震の震央分布. 北海道大学地球物理学研究報告, 22, 111-124.
- HATORI, T. (1966): Vertical displacement in a tsunami source area and the topography of sea bot-

- tom. Bull. Earthq. Res. Inst., 44, 1449-1464.
- 平野烈介 (1924): 関東地方大地震の余震研究(熊谷にて). 気象集誌 2, 2, 77-83.
- CUTENBERG, B. and C. F. RICHTER (1956): Magnitude and energy of earthquakes. Ann. di Geofisica, 9, 1-15.
- 市川政治 (1966): 実体波および表面波から求めた小地震のマグニチュードの関係について. 地震 2, 19, 280-282.
- 勝又 護 (1966): 日本附近の地震の分布と活動 (I). 地震 2, 19, 1-10.
- 勝又 護 (1967): 日本附近の地震の分布と活動 (II). 地震 2, 20, 1-11.
- 国沢清典, 鈴木栄一 (1960): 実例統計学演習. 青林書院, 東京.
- 松沢武雄 (1959): 地震学. 角川書店, 東京.
- 茂木清夫 (1968): 大地震の起こり方と地体構造. 地震学会, 昭和43年度秋季大会で発表.
- MOGI, K. (1962a): Study of elastic shocks caused by the fracture of heterogeneous materials and its relations to earthquake phenomena. Bull. Earthq. Res. Inst., 40, 125-173.
- MOGI, K. (1962b): The fracture of a semi-infinite body caused by an inner stress origin and its relation to earthquake phenomena, 1. Bull. Earthq. Res. Inst., 40, 815-829.
- MOGI, K. (1962c): Magnitude-frequency relation for elastic shocks accompanying fracture of various materials and some related problems in earthquakes, 2. Bull. Earthq. Res. Inst., 40, 831-853.
- MOGI, K. (1963a): The fracture of a semi-infinite body caused by an inner stress origin and its relation to earthquake phenomena, 2. Bull. Earthq. Res. Inst., 41, 615-658.
- MOGI, K. (1963b): Some discussions of aftershocks, foreshocks and earthquake swarms—the fracture of a semi-infinite body caused by an inner stress origin and its relation to earthquake phenomena, 3. Bull. Earthq. Res. Inst., 41, 615-658.
- MOGI, K. (1967a): Earthquakes and fractures. Tectonophysics, 5, 35-55.
- MOGI, K. (1967b): Regional variation of aftershock activity. Bull. Earthq. Res. Inst., 45, 711-726.
- MOGI, K. (1968): Development of aftershock areas of great earthquakes. Bull. Earthq. Res. Inst., 46, 175-203.
- 村内必典 (1948): 大地震前後に於ける地震活動性の変化について(第1報). 地震 2, 2, 47-51.
- OMORI, F. (1894): On the aftershocks of earthquakes. J. Coll. Sci., Imp. Univ. Tokyo, 7, 111-200.
- RICHTER, C. F. (1958): Elementary Seismology. W. H. Freeman and Co., San Francisco and London.

- SANTO, T. (1964): Shock sequences of the southern Kurile islands from October 09 to December 31, 1963. *Bull. Intern. Inst. Seismol. Earthq. Engin.*, **1**, 33-54.
- 千秋鋭夫 (1959): 余震間隔の分布に関する確率論的考察. *地震* **2**, 149-161.
- 鈴木次郎 (1967): 地震統計, *地震* **2**, **4**. (特集号) 日本の地震学の概観. 134-140.
- 坪井忠二 (1954): 地震動の最大振幅から地震の規模Mを定めることについて. *地震* **2**, **7**, 185-193.
- 宇津徳治 (1967): 余震・前震および地震群 (一般的記述および統計的法則). *地震* **2**, **4** (特集号) 日本の地震学の概観. 140-143.
- 宇津徳治 (1968): 北海道およびその周辺の地震活動. 北海道大学, 地球物理学研究報告, **20**, 51-75.
- UTSU, T. (1961): A statistical study on the occurrence of aftershocks. *Geophys. Mag.*, **30**, 521-605.
- UTSU, T. (1964): Characteristics of afterhsocks in space, time and magnitude (abstract). *Proc. U. S.-Japan Conference on Res. Earthq. Prediction Problem*, 59-60.
- 宇津徳治・関 彰 (1955): 余震区域の面積と本震のエネルギーとの関係. *地震* **2**, **7**, 233-240.
- 渡辺偉夫・岸尾政弘 (1968): 1968年十勝沖地震による津波の特徴. *地震学会, 昭和43年度秋期大会*で発表.
- 山川宜男 (1965): 余震に関する二, 三の調査(第1報) 余震エネルギーの地域的集中性と本震にともなう地形変動. *地震* **2**, **18**, 25-40.
- 山川宜男 (1968): 大地震の震度分布とその余震域について. *地震学会, 昭和43年度秋期大会*で発表.
- YAMAKAWA, N. (1966): Foreshocks, aftershocks and earthquake swarms (I). A definition of foreshocks, aftershocks and earthquake swarms and its application to seismicity. *Pap. Met. Geophys.*, **17**, 157-189.
- YAMAKAWA, N. (1967a): Foreshocks, aftershocks and earthquake swarms (II). Areal characteristics of abnormal seismic activities. *Pap. Met. Geophys.*, **18**, 15-26.
- YAMAKAWA, N. (1967b): Foreshocks, aftershocks and earthquake swarms (III), Detailed areal characteristics of aftershock activities. *Pap. Met. Geophys.*, **18**, 77-88.
- YAMAKAWA, N. (1968a): Foreshocks, aftershocks and earthquake swarms (IV). Frequency decrease of aftershock activity in its initial and later stages. *Pap. Met. Geophys.*, **19**, 21-31.
- YAMAKAWA, N. (1968b): Foreshocks, aftershocks and earthquake swarms with special reference to normal seismic activity in and near the Japanese islands. The crust and upper mantle of the Pacific area. *Geophys. Monograph*, **12**, 51-59, Amer. Geophys. Union, Washington D.C.
- YAMAKAWA, N. (1969a): Foreshocks, aftershocks and earthquake swarms (V). Distribution of time intervals between consecutive shocks in the initial and later stages of aftershock activities. *Pap. Met. Geophys.*, **19**, 437-445.
- YAMAKAWA, N. (1969b): Space and time distribution of aftershocks. *J. Phys. Earth*, **16**, 63-80.
- 山川宜男・帆前正敏・小林悦夫 (1965): 余震活動と常時地震活動. *地震* **2**, **18**, 68-81.
- YAMAKAWA, N., M. KISHIO and K. ABE (1969): Spatial and time distributions of foreshocks and aftershocks of the earthquake near the Southern Kurile island on 13 October 1963. *Geophys. Mag.*, (in press).

討 論

討論者 茂木清夫 (東大地震研)

日本近海底に起こった大地震の起こり方を前震や余震を手掛りとして考えてみようというのが本題の意図する所ではないかと思われる。日本の大地震はほとんど日本列島の太平洋沿岸に並んで起こっているが、もっと広く環太平洋の大地震のほとんどが海溝沿いの陸側斜面に起こっているのであって、このことは大地震が海溝を作る変動に伴って起こるものであることを示唆していると思う。しかし、この様な大地震発生の原因の問題はここではおくとして、今回は大地震がどういう起こり方をしていものであるかについて述べる。特に、本講演で山川氏が述べたやや定量的な議論の背景となる一般的な特徴を説明して、大地震の起こり方の一端を紹介する。

まず、大地震の前震や余震がどういう起こり方をするものであるかということであるが、観測結果や破壊実験から、間接的前震、直接的前震、本震、直接的余震、間接的余震の順序で起こるものということができる。(前震を欠くものが多いが)。そして、前震、本震、余震の震源域も一定の順序で配列、分布し、この一連の現象は、地殻の破壊が逐次伝播する場合の各段階に相当するものと見ることができる。本震後、余震域が漸次拡大する傾向が認められるが、これは破壊領域が漸次外方に拡大するためであると考えられる。余震域の拡大が破壊領域のそれに相当するとすれば、余震域の拡大の仕方は、地下の構造状態に支配されるはずであり、実際、いくつかの大地震について、その余震域の分布や拡大過程が、その地域の大規模な不連続構造に支配されていることが認められる。

さて、大地震によって、大量のエネルギーが放出されるが、そのエネルギーが主として蓄えられていた所は、本震の直後に余震が頻発した所 (直接的余震の起こった

所)であると思われ、これを本震の震源域と呼ぶのが適当であるが、そのひろがりは、しばしば非常に大きい。しかし、そのひろがりの大きさが場所によって系統的に違うことは注目すべきことである。日本周辺の大地震の余震域は一般的に小さく、アリューシャンやアラスカのそれに較べて3分の1前後である。このような違いは、両者の地下の状態の著しい違いを示すものであろう。

このように、大地震を、地殻の破壊による歪エネルギーの放出現象であるとするときよく納得できる現象が少なくない。この立場では、大地震が起こるためには莫大な歪エネルギーの蓄積が必要であり、それは一朝一夕にはできないことと考えなければならない。従って、同じ場所では、大地震はすぐ繰り返して起こることはできないと想像される。日本を含む北部環太平洋地震帯について大地震の起こり方を調べてみると、(1)大地震は同じ場所に引き続いては起こらない。(2)数10年間をとると地震帯のエネルギー放出は大体一様となり、次の大きい地震は、これまでのギャップを埋める様に起こる、ことが確かめられた。こういう見方で最近の日本周辺の地震の起こり方をみると興味ある事実が認められる。すなわち、最近30年間にM7以上の大きい地震の震源域をプロットしたものをみると、東北地方南部から関東及びその東南海域一体が著しい活動のギャップを形成しているのである。この地域は、本来甚だしく活動的な所であって、最近の異常に低い活動状態は注目に値するものであり、今後の推移を見守る必要がある。

以上、大きい地震の起こり方の二、三の特徴を紹介し、それが破壊説の立場からよく説明できるものであることを述べた次第である。

一般討論

座長 南雲昭三郎(東大地震研)

本座(東大海洋研)茂木先生のお話で表面の地殻のテクトニクスと非常に関係あると言うことは、スーパーカーないしエアーガンで調査した結果のテクトニクスと非常に良く一致している。余震域の広がり方も非常に良く一致している。そういう意味では斜面の構造 sinkline, antisinkline といったものがある程度の unit をもっていて、だいたい100km前後の長さで30~40kmの幅をもった antisinkline, sinkline, の wave になっているが、地震の中にはマントルではないかと思われるものも存在すると思う。そういうものがその上の地殻に反映された構造とよく合うという意味で、震源の深さとマントルとその上の地殻との関連性についてどのように考えられて

いるかをお聞きしたい。

山川(気象大校、気象研)気象庁におり震源を決めている立場の人間としてお答えしたい。震源の深さというのは実は非常に精度が悪い。気象庁の場合、和達、増田の標準相似曲線に合うようにオリジン・タイムとか震源の位置、震央を決めているが、深さに関して20km間隔で曲線を作っているので、±10kmの誤差は必然的に起る。今、MITにいる秋芸さんが独自に震源要素を決定しなおした時、内陸部の震源は深さも±10kmくらいにおさまる。

三陸沖、エトロフ付近や十勝沖に大きな地震が多く起っている。そういう所は観測網が地震の起っている付近をおおっていない。オリジン・タイムや震央も事実違ってくる。深さもかなりあやしくなる。数か月前にコロンビア大学のラモントにいるページという人が余震は完全にマントルに起らない。たとえ本震の震源がマントル内に起っても、余震はクラストに起るのだと言っているが震源の深さの精度の悪いことはアメリカも日本も同様で、そうは断言できないと思う。

茂木(東大地震研)深さについて、余震というのは地表の表面が非常に effective にきく現象で本質的に非常に浅いと考え。余震の分布としてみているのは浅いクラストの問題と思う。構造との関係を議論したいが、震源の精度などの問題がありはっきりしていない。はっきり言えることは、非常に大きな地震の場合の大きい構造との関係であろう。余震域の末端でそういう大きい構造と関係していると言ったが、余震そのものの分布もそういう構造と関係している例が1965年のアリューシャンの地震で、あそこのブロックに非常に良く対応した分布をしている。私の知っている範囲ではそういうことを示すデータは少ない。

本座 今まではスポットで話をしていたが、地震が断層運動の地殻の歪の energy のリリースであるとするとき、面として起る可能性がある。その場合スポットの移り方など違った解釈をしなくてはならないと思うが。

山川 M7とかM8クラスの大地震が一応震央と決められた所だけで起っているとは常識では考えられない。大地震の震央としてもとまるものはM8クラスの地震になると大規模な破壊の起った出発点である。進行して行く破壊は body wave の初動ではつかまえにくいので表面波を使って大規模な破壊現象をつかまえようとしている。表面波は長周期なので、震源域の長い破壊現象に関係しているだろうと思う。

総合討論

座長 石野 誠 (東水大)

富永 (東学芸大) 深海研究 (Deep Sea Research) という言葉があるが、深海というのはなんであるかよくわからない場合がある。たとえば何mより深い所を言うのか、大陸棚の海底は深海の中に入らないのかどうか。今日のお話を聞いていると、たとえば懸濁物については表面から問題にしているし、深海というのは海の深い所なのか、それとも非常に深い海域の表面までを言うのか。そういう点についてちゃんと定義しなくてもいいのかも知れないが、今後いろいろな問題を取り上げるとき、別に深海と銘うたなくてもいいような問題まで入れていいのかどうか伺いたい。

佐々木 (東水大, 理研) 深海研究と言う題で今回で8回になるわけだが、深海の定義はむずかしい。物理系の人は深海というと、2,000 m 以深とする。いろいろな physical な現象が 2,000 m ぐらいでかなり不連続に変わってくるからである。ところが地質の人は 1,000 m ぐらいから深海とし、生物の人は数百mから深海としているようである。

深海研究シンポジウムを計画し、話題提供者にお願いするときに、いったい深海とはなんであるか毎回考えさせられる。最近では深海から浅海まで領域が広がってきたようなかっこうである。特に今回の話題などはバラエティーがあり、深海の深の字にあまりアクセントをおいていただかないほうがよいと思う。ご承知のように Deep-Sea Research を見ても、必ずしも深海だけでなく浅い所の論文もでてくる。従って、深海の深の字にそれほど深い意味があるわけではないと思う。

富永 今のお話で気が楽になった。abyssal という言葉があるので特に深い所のときはこの言葉を使ってはどうか。

中野 (東海大・海洋) 私は一番始めに深海研究のアレンジメントに携わった1人であるが、ことの始まりはアメリカからの援助で凌風丸にテーパード・ワイヤーが取り付けられたのが深海研究の始まりで、JEDS という報告が出されるようになった。昔の深海研究は physical oceanography と chemical oceanography が主であったが、段々に鉱物、生物いわゆる海底資源の問題とか水産の問題が入ってきて盛んになってきた。今日は地震まで入って有意義だと思う。私がお願ひしたいのは、こういうシンポジウムの内容を JEDS レポートのように出せる

かどうかお聞きしたい。

佐々木 このシンポジウムの記録は毎回「うみ」に討論まで入れて掲載されている。従って、「うみ」に出たものを reprint して JEDS に入れても一向さしつかえないと思う。

富永 要望のようなものであるが、今日の話には化学、生物、地震、海底の問題といろいろあるわけだが、海洋というものは海の中にいろいろなものが溶けているし、生物もいるし、海という水が大きな入れ物に入っている。主として水の運動をやっている物理屋にしてみれば、やはり化学とか生物とかの分野の知識が知りたい。またその逆もあるわけである。ところが海洋学会では二室に分かれて2日か3日かかって研究発表が行なわれるので、自分の専門以外の知識をし入れるチャンスがない。今日のようにいろいろな分野のお話を聞くことは非常にいい勉強になる。この深海シンポジウムに限らずチャンスがあれば生物、化学、物理あるいは地質といったようなもののおもしろい話題あるいは第1線の研究を2、30分話していただき、勝手な質問もできるというような集りの機会をつくっていただいたら海洋学の発展のためにいいのではないかと思う。

佐々木 学会やシンポジウムをできるだけサロン風になごやかなふんい気で、しかも内容は非常にかお高いものをやりたいとかねがね考えているが、今のお話だと学会ではいろいろなセッションに分かれるわけで、行ったり来たりするので話を全部聞くことができない。こういうような一堂に会して、内容は違うがそれぞれの分野のお話を聞いて和気あいあいのうちに、しろうとの質問もできるというような形で進めるようなシンポジウムが一つや二つあってもいいのではないかという考えをもっている。今後もできるだけそういう形でやってみたいと思う。

閉会の辞 佐々木忠義

主催者としてちょっと御挨拶申し上げたい。今回は御案内申し上げたように第8回目、まもなく10周年を迎えるところまで、深海研究シンポジウムも発展してきた。もしできるならば第10回は十分検討して、内容が充実した楽しいシンポジウムにしたいと思っている。

本日は約90名の多数の方々がお集りになった。年々盛んになって、お話の内容も討論の内容も非常に興味があ

るわけである。いったいどういう機関の方がお集り下さったかを調べてみると、なかなかバラエティーに富んでいる。たとえば、北大、東北大、東大、都立大、水産大、商船大、気象大、東海大、名古屋大、海洋研、地震研、気象研、気象庁、海上保安庁、科学博物館、海中開発技術協会、川崎重工、海上電機、日本海底電線、内田老鶴圃などである。かように海洋には各分野が非常に関心を

持っている。

深海研究と言うと非常にじみで何かとつきにくいですが、広い分野の方々が多数お集りくださって、終始活潑な御討論をいただき感謝する。

話題提供者の方々、討論者の方々、座長の方々、それから一般討論を下された方々に改めてこの席をかりて厚く御礼申し上げます。

録 事

1. 昭和44年1月17日、理化学研究所において編集委員会が開かれ、第7巻1号の編集を行なった。
2. 下記の諸民が入会された。

正会員

氏名	所属	紹介者
小林 幸隆	東海大・海洋	佐々木忠義
本間 琢也	工業技術院電気 試験場田無分室	"
海城工学 研究会	千代田区永田町 2-10-2 TBR ビル内	"
谷岡 恭也	川崎航空機工業KK	"
池田 操子	日仏学院	谷岡 恭也
上原 進	東海区水研	平野 敏行
深頼 茂	長崎海洋気象台	佐々木忠義
増沢 寿	神奈川県水試	高木 和徳
中田 尚宏	"	"
高柳 洋吉	東北大・理・地質 古生物学教室	金谷 太郎
清水 博	オルガノKK	佐々木忠義
渡井 将人	港十北青山 2-12-4	"
飯田 記子	京大・大型計算機 センター	高野 健三
牧野 伊作	甲南大・理	佐々木忠義
三沢 良文	東海大・海洋	"
石山 和雄	KK藤田組	"
土堅 秀	住友金属工業KK	大柴五八郎
金井 一彦	三菱重工業KK 神戸造船所	"
森永 勤	東水大	"
賛助会員		
KKナック	中央区銀座 1-5-6	佐々木忠義

3. 下記の諸民が退会された。

中村恭和 小林 勝

4. 会員の住所、所属の変更。

氏名	新住所または新所属
桜井 紀朗	倉敷市児島下の町 9-17-15 日本鉄道建設公団本四連絡橋調査所
横平 弘	札幌市南10条西22丁目2
中村 保昭	清水市日之出町 1-10 静岡県水産試験場

5. 交換および寄贈刊行物。

- 1) 日本航海学会誌, 40号.
- 2) 日本プランクトン学会報, 15 (1, 2).
- 3) 港湾技研資料, No. 59, 61, 62.
- 4) 港湾技研報告, 7 (4), 1968.
- 5) 淡水区水研資料, No. 52, B シリーズ No. 11, 1968.
- 6) 淡水区水研報告, 18 (1).
- 7) 科学博物館研究報告, 11 (4), 12 (1).
- 8) 神奈川県立博物館研究報告, 1 (2).
- 9) 神戸海気彙報, No. 181.
- 10) 海洋機器開発, 3, 1969.
- 11) 電通研究実用化報告, 17 (12), 18 (1, 2).
- 12) 水産庁海洋観測資料, 昭 41.
- 13) 滋賀大湖沼研究所論文集, 昭43年度 (2冊).
- 14) Revue des Travaux de l'Institut des Pêches Martimes, Tome XXXII Fasc. 3 Sept. 1968, Fasc. 4 Déc. 1968.
- 15) Science et Pêche, N°s 173~176, 1968.
- 16) Cahiers Océanogr., XX^e Année N°9, XX^e Année N° 10, XX^e Année Supplément N° 1, 1968, XXX^e Année N° 1, 1969.

日仏海洋学会役員

顧問 ルネ・カピタン ユーベル・ブロッシェ ジヤン・デルサルト

名誉会長 ジャック・ロバール

会長 佐々木忠義

常任幹事 大柴五八郎, 永用 正, 村上 脩

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, 新崎盛敏, 池松正人, 石野 誠, 市村俊英, 井上直一, 井上 実, 今村丈夫, 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, 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, 冨永政英, 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, 南日俊夫, 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, 松山義夫, 平野敏行, 深沢文雄, 福島久雄, 淵 秀隆, 藤田亀太郎, 星野通平, 増沢謙太郎, 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, 村上 脩, 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, 渡辺貫太郎, 渡辺精一, 渡辺信雄 (50音順)

モーリス・アンコントル, アンドレ・エービー, マルセル・ジュクラリウス, イヴ・ド・ムクシー, ロジェ・ペリカ, コンスタンタン・エコノム

お 知 ら せ

超豪華船“フランス号”で国際海洋開発会議開催

来年4月末にフランスの超豪華船“フランス号”で洋上国際会議—International Convention for the Exploitation of the Ocean—が開催される予定である。

1970年4月25日から29日の間、カンヌよりル・アーブルへの洋上グループ会議として Compagnie Generale Transatlantique (French Line) が A. S. T. E. O. (Scientific and Technical Association for Exploitation of Oceans: 海洋開発科学技術協会) の後援により開催するもので、まずモナコの海洋博物館と研究所を視察訪問し、カンヌを出航して J. Y. クスターの Laboratory-Buoy, カルタヘナ (スペイン), ジブラルタル, リスボン訪問を経てビスケー湾の ERAP 実験オシレーティング・プラットフォームおよび石油掘削プラットフォームなどを周航することになっている。

洋上会議の内容は概要次の通りとなっている。

- (1) 海洋工学に関する国家・国際問題
- (2) 産業, 技術, 科学的問題に関するコミュニケーション
- (3) 団体・機関・会社, 銀行, 行政などの管理者を対象にした海洋開発セミナー
- (4) 航海中毎日各種の分野—海洋工学, 栽培漁業, 石油, 鉱物資源開発など—にわたり会議が開催される。

なお, 会議の用語としては日本語, 英語, フランス語, スペイン語が採用される。

賛 助 会 員

井 出 利 明	釧路市白金町 11
伊 藤 精 機 株 式 会 社	東京都千代田区神田神保町 1-65 共益ビル
株式会社内田老鶴園新社 内田至	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
小樽船用電機株式会社	小樽市色内町 1-20
海上電機株式会社	東京都千代田区神田錦町 1-19
皖東電子株式会社	東京都港区芝新橋 1-30 新幸ビル
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	東京都豊島区目白4丁目 24-1
小松川化工機株式会社	東京都江戸川区西小松川 1-2645
株式会社光電製作所	東京都品川区上大崎 2-10-45
小山 康 三	東京都文京区本駒込 5-13 英和印刷社
株式会社産 研	沼津市千本郷林 1907
三信船舶電具株式会社	東京都千代田区神田 1-16-8
三洋水路測量株式会社	東京都港区新橋 5-23-7 三栄ビル
ジュナイダー財団極東駐在事務所	東京都港区芝罘平町 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
株式会社泰和電器	東京都港区芝茸手町 7
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
東京海上火災保険 株式会社東京営業第2部	東京都千代田区丸ノ内 3-12
東京工材株式会社	東京都中央区築地 4-2 築三ビル
東京レブ株式会社	東京都豊島区池袋 2-1120 ローズマンション 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 有限会社日本ダイビングスポーツ	東京都港区琴平町 35 船舶振興ビル 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
日本無線株式会社	東京都港区芝桜川町 25 第五森ビル
船用電球株式会社	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
福 永 時 男	広島市観音町 9-1 福永書店
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錦町 1-6 教文館内
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

Murayama

計 濁 度 中 水
計 照 度 中 水
計 導 度 電



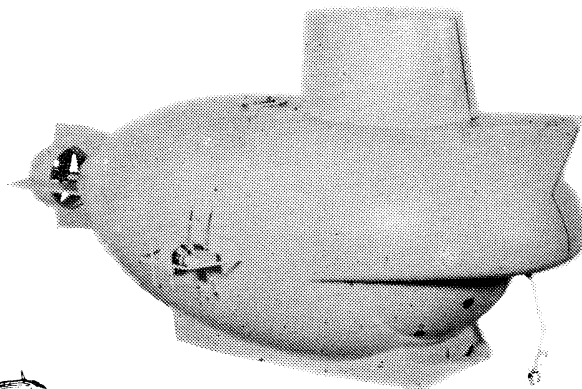
株式 村山電機製作所

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が期待される川崎重工の潜水調査船



川崎重工

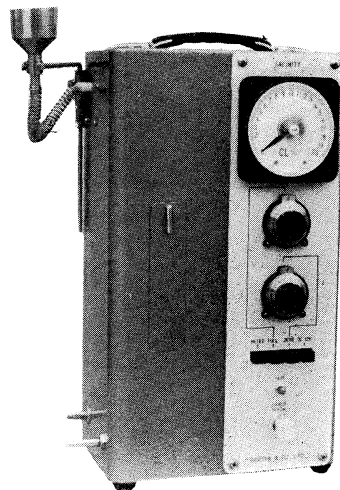
本 社 神戸市生田区中町通 2-16-1

日生川崎ビル 3-7階

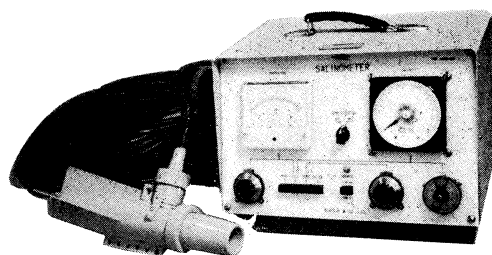
東京支店 東京都港区新橋 1-1-1

交直両用・オールトランジスタ
0~20‰ Cl直読リゴサリノメーター(塩分計)

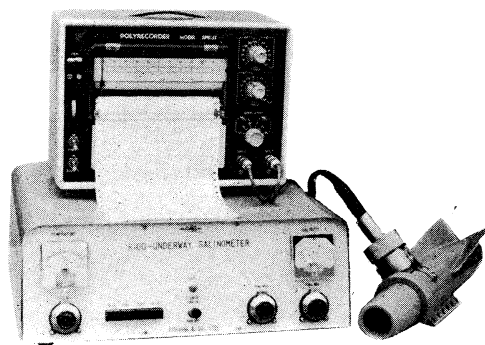
実験室 (AC100V) : 携帯用 (DC12V) 兼用
 塩素量 0~20‰ Cl 直読
 温度補償回路付
 2704A RIGO-SALINOMETER



曳航式 ケーブル 50 m
 塩素量 0~20‰ Cl 水温 -5~35°C
 現場用 (DC12V).
 2704B UNDERWAY-SALINOMETER



曳航式 ケーブル 50 m
 記録計 (2 ペン) 装備
 塩素量 0~20‰ Cl : 水温 -5~35°C
 2704C UNDERWAY-SALINOMETER



RIGOSHA & CO., LTD.



2 KAJICHO ICHOME KANDA
 CHIYODAKU TOKYO JAPAN

本 社
 東京都千代田区神田鍛冶町 1-2
 電話 東京 (03) 252-1511(代)
 郵便番号 101

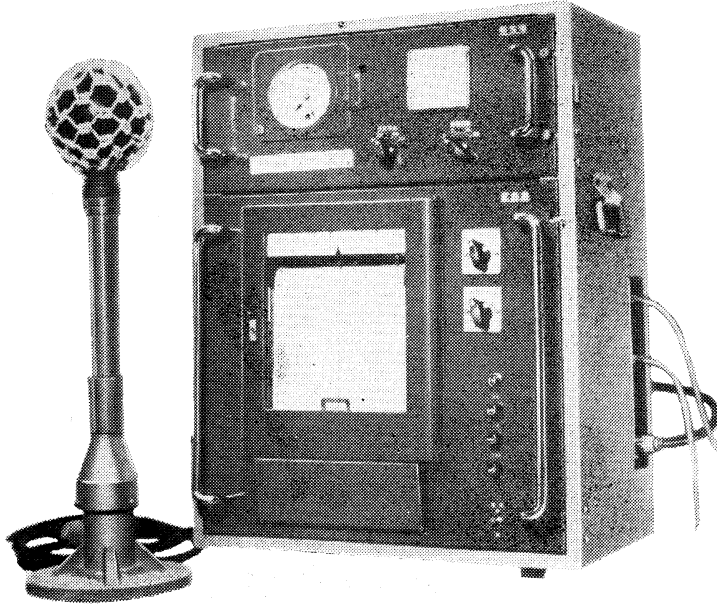
株式会社

離 合 社

大阪営業所
 大阪市北区北同心町 1 丁目 15
 電話 大阪 (06) 351-7346・8019
 郵便番号 530

ストレングージ型波向計

(SGWD)

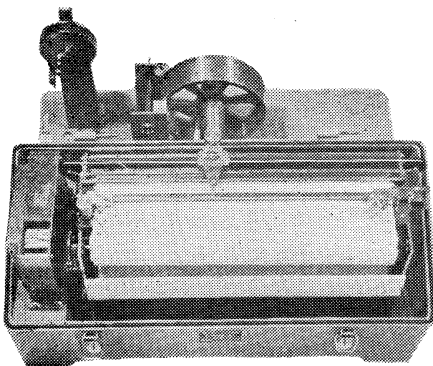


(受感部)

(記録器)

フース型長期捲自記検潮器

(LFT-III)



(本体)

営業品目

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

協和商工株式会社

東京都豊島区目白4丁目24番地1号
TEL (952) 1376代表

TEIKOKU SANSO K.K.

(Filiale de L'AIR LIQUIDE, Paris)

Ses 23 Usines, 23 Agences et Bureaux de vente, 22 filiales,
100 distributeurs produisent et distribuent :

Gaz Industriels : Oxygène, Azote, Acétylène dissous, Argon,
Néon, Hélium, Xénon, Krypton, Propane, Butane.

Matériels et produits pour la soudure

**Installations de séparation et de purification de gaz à basse
température**

Son Département Développement représente au Japon les procédés
de nombreuses sociétés. entre autres,

L'AIR LIQUIDE

Société Chimique de la GRANDE PAROISSE

Société d'Electro-chimie, d'Electro-métallurgie et des Aciéries
électriques d'UGINE

Compagnie de Filage des Métaux et des Joints Curty (CEFILAC)

Compagnie PECHINEY-SAINT-GOBAIN

Compagnie de Produits Chimiques et Electro-métallurgiques PECHINEY

Société KLEBER-COLOMBES

Le Méthane Liquide

Société des Très Basses Températures

Société PRAT-DANIEL

Institut Français du Pétrole

Compagnie Générale de Télégraphie Sans Fil

Compagnie des Compteurs

Société POCLAIN

Société HISPANO-SUIZA

Société NADELLA

Société GURY

Société HYDRO-MECA

Société de Forgeage de Rive de Gier

ete. etc....

22/1 Takamatsu-cho, Hyogo-ku, Kobe, Japan

P. O. BOX No. 522, KOBE PORT JAPAN

(Siège Légal: Nihon Gas Kyokai Bldg. 38, Kotohira-cho. Shiba,
Minato-ku, Tokyo, Japan)

OCEANOGRAPHIC INSTRUMENTS

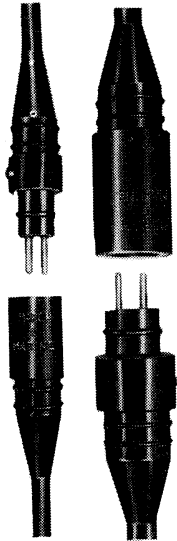
THE TSURUMI SEIKI KOSAKUSHO CO., LTD.
No. 1506 TSURUMI-MACHI, TSURUMI-KU, YOKOHAMA, JAPAN

海洋部門日本総代理店

VECTOR CABLE COMPANY

Cable & Connectors

Watertite at 0 Psi-at 20,000 psi
Marsh & Marine Manufacturing
Houston, Texas 77036 U.S.A.



PLESSEY
Electronics



Sound Velocity Meters

The Plessey Company Limited,
Marine Systems Division,
Ilford, Essex, England.



T.S.K



OCEAN
ROUTES



OF TOKYO JAPAN

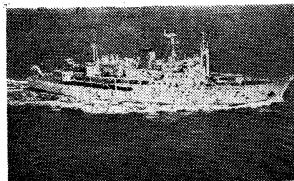
4-24-4 Shinbashi
Minato-ku, Tokyo, JAPAN

193 Constitution Drive
MenloPark, California 94025 U.S.A.

株式会社 鶴見精機工作所

電話 横浜 045-(521) 5252 (代表)-5

活躍する新鋭観測船



12,000メートルの深海をはかる

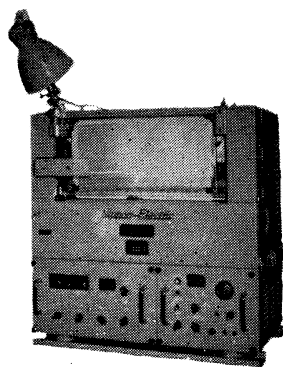
極深海精密音響測深機(P. D. R.)

PRECISION ECHO SOUNDER

FOR DEEP SEA RESEARCH

12,000 meters below the sea surface can be sounded with a good accuracy.

海洋観測船等に装備して12,000mまでの深海を精密に、かつ連続測深・記録する装置です。測深のほか各種の観測データの記録器としても使用できる設計です。特にソナー・ピンガー用の記録器としての使用に便利な構造を有し、連続測深ができます。



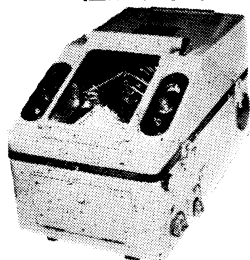
This equipment is for sounding sea bottom as deep as 12,000 meters from a marine research ship with very high accuracy. It has various ranges of scale; however, the scale range is automatically shifted from one to another with the sudden change of depth. The recorder is so designed that it can co-work with other equipments for recording various kinds of data, especially with sonar pinger.

特長 Feature

- ① 特殊送信方式・拡大測深レンジのため記録上の読みとりで真の深さを測定できる。
- ② 内蔵の水晶時計による制御で記録精度は抜群。
- ③ 0~1,000、0~6,000、0~12,000mのフルレンジで深度変化がひと目でわかる。
- ④ 副記録器は何台でも同期運転ができる。
- ⑤ 読みとりの容易な486mmの乾式記録紙を採用。
- ⑥ 送受信記録器はコンソール・タイプにも、また別々に設置することもできる。

- 1) The special transmitting system and the magnification of range scale enable the operator to take direct reading from the record.
- 2) The self contained crystal watch improves the accuracy of recording.
- 3) The recording device has three ranges, 0 to 1,000 meters, 0 to 6,000 meters, and 0 to 12,000 meters. Their full range scales make reading of the change of depth easy.
- 4) Multiple number of recorders can be operated in parallel.
- 5) 486 mm width dry type recording paper is adopted, which makes reading easy.
- 6) The transmitter and the receiver can be installed in consol or in separated areas as desired.

極浅海精密音響測深機



浅海・湖沼・河川・ダム等の精密測深にノ

PRECISION ECHO SOUNDER
FOR SHALLOW
for surveying shallow sea, harbors,
lakes, dunes, rivers.

実績が築いた



信頼のマーク

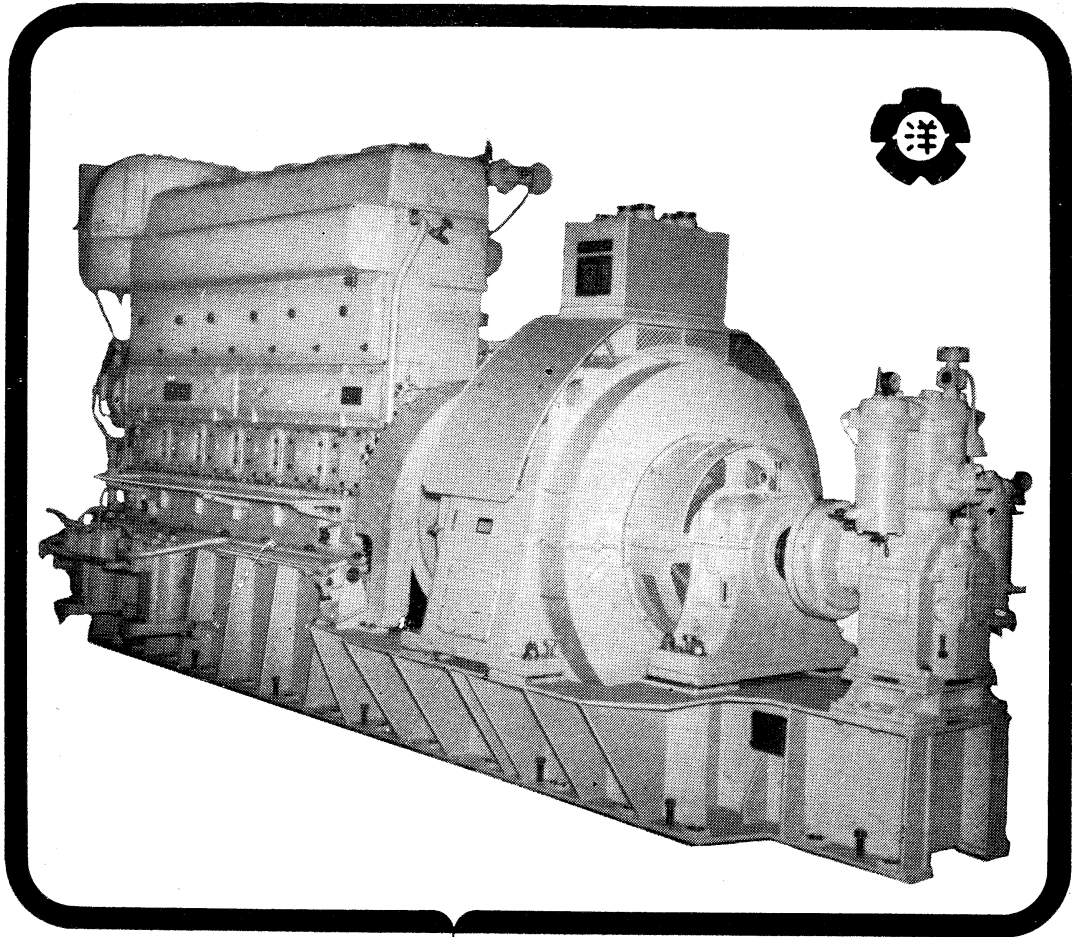
海上電機株式会社

東京都千代田区神田錦町1丁目19番地
電話 03 (291) 2611 (代表)

MARINE INSTRUMENTS CO., LTD.

1-19 KANDA NISHIKI-CHO, CHIYODA-KU, TOKYO.
CABLE ADDRESS "MARINEINSTRU" TOKYO

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

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ため乾燥の必要がなく、瞬間的に接着します。

ポリエチレン、アルミ箔等にも良く接着します。

ポリロック

含浸、注型、充填用として使用される接着性と作業性の良好なシーリング材です。

ポリワックス

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

東京工材株式会社

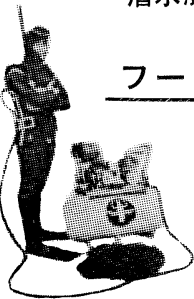
東京都中央区築地 4-7-1 TEL (542) 3361 (代)

アクアラング

aqua-lung



◎ カタログ 進呈 ◎
潜水服採寸表



フーカ―潜水具

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

仏国・スピロテック社 日本総代理店
米国・U.S. ダイバース社

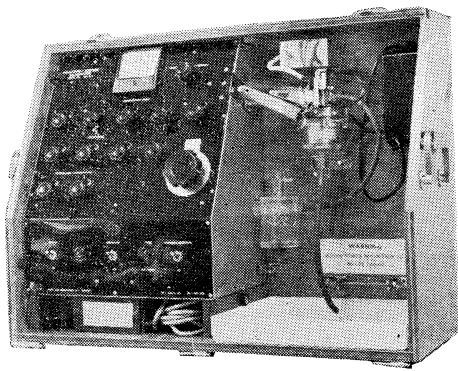
日本アクアラング株式会社

九州営業所 福岡市鳥飼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

東京営業所 東京都豊島区巣鴨6の1344
(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)

AUTO-LAB INDUCTIVE SALINOMETER



オーストラリア C.S.I.R.O. の BROWN 及び HAMON 両氏によって開発された、ポータブルで恒温槽不用の劃期的精密塩分計。

仕 様

測定範囲：標準品は 27.8~42‰ S
(御注文により 0~42‰ S 可能)

感 度：0.0004‰ S

確 度：±0.003‰ S

所要水量：55 cc

消費電力：最大 25 W

寸 法：30×68×50 cm

重 量：32 kg

製 造 品 目

転倒温度計各種
標準温度計各種
水温計各種
気象用・理化学用温度計

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) 5954, 0044 (812) 2360

REVERSING THERMOMETER



Protected



Unprotected

Patented parallax-free back scale, opal glass
back sheath enable precise measurements.

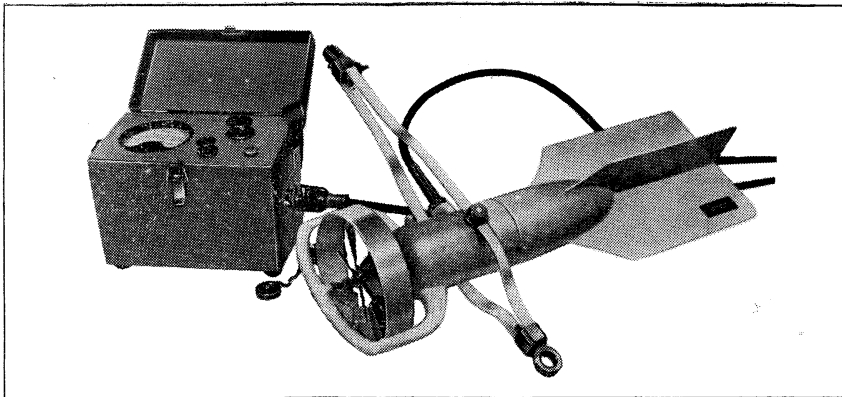
Write for details

YKS

Yoshino Keiki Co.

1-14, NISHIGAHARA KITA-KU
TOKYO JAPAN

[Standard Thermometer
Precise Thermometer
Mercury Barometer
Hydrometer]



Direct-Reading
Current &
Direction Meter

Model

CM-2

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

Products

KM-2 : Direct Reading Knot-Meter for Trawl-Boats to Control Adequate Speed

ET-5 : Electric Meter of Water Temperature

ECT-5: Electric Conduction and Temperature Meter for Chlorine

TOHO DENTAN CO., LTD.

Office: 5-15-16, Kugayama, Suginami-Ku, Tokyo. Tel. Tokyo (334) 3451~3

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

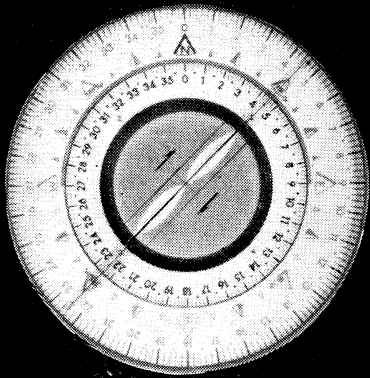
元海上保安庁職員をもつて組織する優秀なる我国唯一の技術陣

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



Bearing Indication of Radio Direction Finder

ENSURE

Safety

with

Koden Radio Navigation Instruments

Radio Direction Finder
Loran Receiver
Echo Sounder
Fish Finder
Facsimile Receiver
Morse Teletype Converter
Morse Code Selector

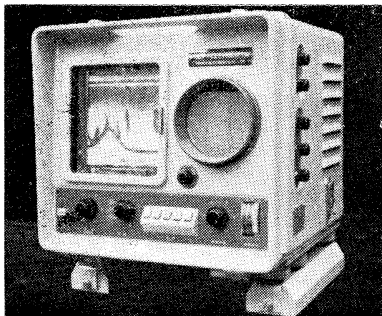


Koden Electronics Co., Ltd.

10-45, Kamiosaki 2-chome, Shinagawa-ku, Tokyo, Japan

Tel: Tokyo 441-1131

Cable Address: "KOELEC TOKYO"



2周波デラックス

サンケンの魚群探知機

- 底曳き用
- カツオ・マグロ用
- 鮭鱒・サンマ用

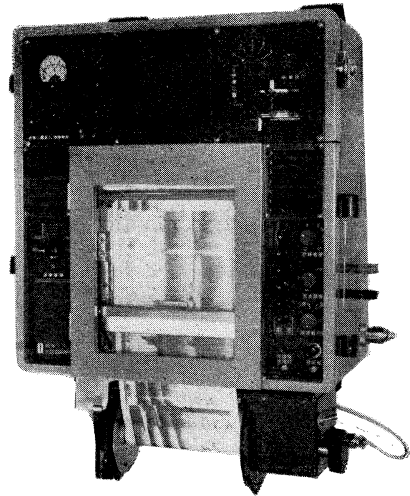


株式会社 産 研

本社・工場	沼津市千本郷林1907	TEL (沼津) (代表) (3) 4411
研究所	産業科学研究所 (全所)	
東京営業所	東京都千代田区神田鍛冶町2の2 (今川橋ビル内)	TEL (東京) (代表) (356) 1871
札幌営業所	札幌市北四条西7丁目 (北瀬連ビル内)	TEL (札幌) (24) 3236~8
下関出張所	下関市新地町149の3	TEL (下関) (22) 0275
長崎出張所	長崎市旭町3丁目3	TEL (長崎) (2) 4631
函館連絡所	函館市鶴岡町3番地の7	TEL (函館) (3) 4730
釧路連絡所	釧路市末広町2丁目8 (橋北ビル内)	TEL (釧路) (2) 6142
稚内連絡所	稚内市港町4丁目59	TEL (稚内) 3674
福岡連絡所	福岡市大手門町3丁目8-14	TEL (福岡) (75) 6960



自動追尾方式ロラン受信機
(日、英、仏、加 特許)



ニューヒテオグラフ
トランジスター式、二周波魚群探知機



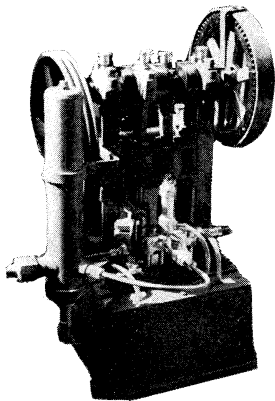
古野電気株式会社

西宮市芦原町 85 電 (3) 1051

東部支社：東京都品川区五反田 1~423 Tel. (447) 2311 代表

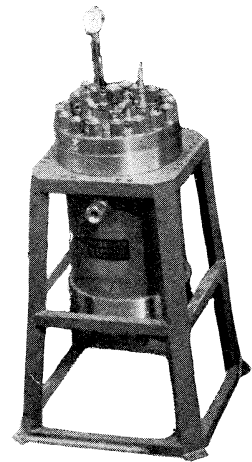
西部支社：長崎市大黒町 2~1 Tel. (2) 3261 代表

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



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

昭和44年2月15日印刷
昭和44年2月28日発行

う み 第7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
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

第 7 卷 第 1 号

目 次

原 著	
深さの急な変化による重力波の変形 (仏文)	高野健三・原 尚子 1
連結採水観測における海洋観測要素の 鉛直内そう値と実測値との比較例 (英文)	須藤 英雄 10
寄 稿	
底層流の試験測定	原 尚子・高野健三 27
資 料	
「海洋における食物連鎖のシンポジウム」に出席して	根本 敬久 29
Peru Current について	奈須 敬二 37
IOC (政府間海洋学委員会) 法律 ワーキング・グループの発足	小 田 滋 45
シンポジウム	
第 8 回深海研究に関するシンポジウム	49
録 事	105

Tome 7 N° 1

SOMMAIRE

Notes originales

Déformation de la houle de forme arbitraire par un changement brusque de la profondeur	Kenzo TAKANO et Hisako HARA 1
Some comparison between the values of properties estimated by vertical interpolations and those observed in the water sampling	Hideo SUDO 10

Miscellanées

Mesure du courant près du fond	Hisako HARA et Kenzo TAKANO 27
--------------------------------------	--------------------------------

Documentation

Symposium sur la chaîne alimentaire dans les océans	Takahisa NEMOTO 29
Sur le courant du Pérou	Keiji NASU 37
“ IOC Working Group on Legal Questions ”	Sigeru ODA 45

Symposium

VIII ^e Symposium sur la mer profonde	49
---	----

Procès-Verbaux	105
----------------------	-----