

---

Tome 22

Novembre 1984

Numéros 3-4

---

# La mer

dédiée à la mémoire de T. Sasaki

うみ

昭和 59 年 11 月

日 仏 海 洋 学 会

La Société franco-japonaise  
d'océanographie  
Tokyo, Japon

## 日 仏 海 洋 学 会 編 集 委 員 会

委員 長: 高野健三 (筑波大学)

海外委員: H. J. CECCALDI (フランス), T. ICHIYE (アメリカ), T. R. PARSONS (カナダ)

委 員: 青木三郎 (東洋大学), 有賀祐勝 (東京水産大学), 半沢正男 (神戸商船大学), 井上 実 (東京水産大学), 森田良美 (東京水産大学), 村野正昭 (東京水産大学), 岡部史郎 (東海大学), 高木和徳 (東京水産大学), 宇野 寛 (東京水産大学), 久保田 稔 (東京水産大学), 阿部友三郎 (東京理科大学), 佐伯和昭 (東京水産大学), 関 文威 (筑波大学), 三浦昭雄 (東京水産大学), 冨永政英 (日本気象協会)

### 投 稿 規 定

1. 日仏海洋学会誌「うみ」は、海洋学および水産学の分野での原著論文・原著短報・総説・資料・書評などを掲載する。
2. 用語は仏・日・英のいずれかとする。論文には約 200 語の仏文または英文要旨をつけること。欧文論文には欧文要旨のほかに約 500 語の和文要旨をつけること。
3. 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くこと。図・表には欧文の説明をつけること。カラー写真など特殊なものには実費を申し受けることがある。
4. 編集委員会は投稿原稿を審査する。また、原稿の字句の加除訂正を行うことがある。
5. 初校は著者が行う。
6. 著者が日仏海洋学会員である場合には、刷上り 7 ページをこえた ページの印刷実費は著者の負担とする。会員でない場合には第 1 ページから著者の負担とする。
7. 1 篇について 50 部の別刷を無料で著者に進呈する。これ以上の部数に対しては実費 (送料を含む) を著者が負担する。
8. 原稿 (正副 1 通ずつ) の送り先は、高野健三 (〒305 茨城県新治郡桜村 筑波大学生物科学系), または海外委員。

*Rédacteur en chef:* K. TAKANO (Université de Tsukuba)

*Rédacteurs étrangers du bureau d'édition:* H. J. CECCALDI (EPHE, Station marine d'Endoume), T. ICHIYE (Texas A&M University), T. R. PARSONS (University of British Columbia)

*Comité de rédaction:* S. AOKI (Université de Toyo), Y. ARUGA (Université des Pêches de Tokyo), M. HANZAWA (Université de Marine Marchande de Kobe), M. INOUE (Université des Pêches de Tokyo), Y. MORITA (Université des Pêches de Tokyo), M. MURANO (Université des Pêches de Tokyo), S. OKABE (Université de Tokai), K. TAKAGI (Université des Pêches de Tokyo), Y. UNO (Université des Pêches de Tokyo), T. ABE (Université des Sciences de Tokyo), M. KUBOTA (Université des Pêches de Tokyo), K. SAHEKI (Université des Pêches de Tokyo), H. SEKI (Université de Tsukuba), A. MIURA (Université des Pêches de Tokyo), M. TOMINAGA (Japan Weather Association)

### RECOMMANDATIONS A L'USAGE DES AUTEURS

1. «La mer», Bulletin de la Société franco-japonaise d'océanographie, publie les articles et notes originaux dans toutes les disciplines des sciences de la mer et de la pêche.
2. Des résumés en langue française ou anglaise sont obligatoires.
3. 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.
4. Le Comité de rédaction se réserve la possibilité d'apporter quelques modifications de forme ou d'ajuster certains détails à des normes d'uniformité.
5. Les premières épreuves seront corrigées, en principe, par les auteurs.
6. Les frais d'impression des pages dépassant sept pages seront à la charge des auteurs s'ils sont des membres de la Société. Les auteurs extérieurs à la Société s'en chargeront pour tous leurs pages.
7. Un tiré-à-part en cinquante exemplaires est offert gratuitement aux auteurs. Ceux qui en désirent un plus grand nombre peuvent les faire établir à leur frais.
8. Manuscrits et correspondances devront être adressés au rédacteur en chef, Kenzo TAKANO, Institut des Sciences Biologiques, Université de Tsukuba, Niihari-gun, Ibaraki-ken, 305 Japon, ou à un des rédacteurs étrangers, H. J. CECCALDI (EPHE, Station marine d'Endoume, rue Batterie des Lions, 13007 Marseille, France), T. ICHIYE (Department of Oceanography, Texas A&M University, College Station, Texas 77843, U.S.A.), T. R. PARSONS (Department of Oceanography, University of British Columbia, Vancouver, B. C. V6T 1W5, Canada)

## Préface

Le président défunt Tadayoshi SASAKI visita la France en 1956 pour la première fois. Fort impressionné de la position active et avancée de la France pour l'exploitation de la mer, il établit lui-même en 1960 la Société franco-japonaise d'océanographie pour renforcer les liens entre la France et le Japon dans le domaine des sciences de la mer.

Les relations entre les deux pays ont progressé solidement. Le gouvernement français l'a décoré en 1974 de l'Ordre de Chevalier de la Légion d'Honneur en regard de sa contribution aux échanges franco-japonaise.

A part président de la Société franco-japonaise d'océanographie, il fut aussi directeur du laboratoire d'océanographie physique à l'Institut de Recherche de Physique et Chimie, professeur à l'Université des pêches de Tokyo, puis recteur de cette dernière. Son œuvre dans la recherche océanographique, l'exploitation de la mer et l'enseignement supérieur est donc très considérable.

La Société franco-japonaise d'océanographie a décidé de publier un numéro spécial de «La mer», sa publication scientifique périodique, et de le dédier à la mémoire du président T. SASAKI. Un comité de rédaction *ad hoc* a accepté vingt-neuf articles dans la mesure où leur qualité a été reconnue par un système de lecture critique, comme pour les numéros réguliers de «La mer». Il convient de noter qu'en France une société jumelle, la Société franco-japonaise d'océanographie (française), a été établie au mois de février de cette année. Le président de la Société (française), le professeur H. J. CECCALDI de la Station marine d'Endoume de l'Ecole Pratique des Hautes Etudes a bien voulu envoyer un article sur la coopération franco-japonaise. Il trouve particulièrement bien sa place dans le présent numéro. D'ailleurs, des



Tadayoshi SASAKI  
(1<sup>er</sup> mai 1910—11 octobre 1983)

collègues au Canada, en Chine, aux Etats-Unis et en France ont bien voulu le mettre en valeur par leur collaboration.

En faisant l'éloge du Président défunt T. SASAKI et à sa suite, je souhaite que cette édition de «La mer» puisse servir au développement de la Société (japonaise), à la coopération des deux Sociétés franco-japonaises d'océanographie et au renforcement des liens internationaux dans la recherche de la mer.

Masahide TOMINAGA  
Président de la Société franco-japonaise d'océanographie

Octobre 1984

## Liste de publications principales

- T. SASAKI (1950): Fishing apparatus equipped with a fish attraction lamp system. *Bull. Jap. Soc. Sci. Fish.*, **16**, 281-294.
- T. SASAKI (1950): On the color of the fish attraction lamp. *Bull. Jap. Soc. Sci. Fish.*, **16**, 295-298.
- T. SASAKI, S. WATANABE, G. OSHIBA, K. TANAKA and N. OKAMI (1952): An instrument for recording continuously the temperature and depth of sea water. *J. Sci. Res. Inst.*, **46**(1285), 162-171.
- T. SASAKI, N. OKAMI, S. WATANABE and G. OSHIBA (1955): Measurement of the angular distribution of submarine daylight. *J. Sci. Res. Inst.*, **49**(1387), 103-106.
- T. SASAKI, N. OKAMI, S. WATANABE and G. OSHIBA (1955): On the vertical distributions of the intensity of illumination in the water and water temperature of Lake Ashinoko. *Rec. Oceanog. Works Japan*, **2**(1), 57-70.
- T. SASAKI, N. OKAMI, S. WATANABE and G. OSHIBA (1955): Optical properties of the water in the Kuroshio Current. *Rec. Oceanog. Works Japan*, **2**(2), 1-8.
- T. SASAKI, S. WATANABE, G. OSHIBA and N. OKAMI (1955): Underwater camera and some recent applications. *J. Sci. Res. Inst.*, **49**(1388), 107-116.
- T. SASAKI, S. WATANABE, G. OSHIBA and N. OKAMI (1956): Relation of the DSL to water temperature and illumination. *J. Tokyo Univ. Fish.*, **42**, 161-164.
- T. SASAKI, N. OKAMI, S. WATANABE and G. OSHIBA (1957): Measurement of the angular distribution of daylight in the sea. *Rec. Oceanog. Works Japan, Spec. No.*, 42-45.
- T. SASAKI, S. WATANABE, G. OSHIBA and N. OKAMI (1957): Investigation of the sea floor of Tsugaru Straits by underwater camera. *Rec. Oceanog. Works Japan*, **3**(1), 56-69.
- T. SASAKI, N. OKAMI, S. WATANABE and G. OSHIBA (1957): Optical properties of the water in the Kuroshio Current (II). *Rec. Oceanog. Works Japan*, **3**(1), 92-103.
- T. SASAKI, G. OSHIBA, S. WATANABE and N. OKAMI (1958): A submersible turbidimeter. *Rec. Oceanog. Works Japan, Spec. No. 2*, 116-119.
- T. SASAKI, N. OKAMI, G. OSHIBA and S. WATANABE (1958): Spectral energy distribution of submarine daylight off Kii Peninsula. *Rec. Oceanog. Works Japan, Spec. No. 2*, 120-127.
- T. SASAKI, S. WATANABE, G. OSHIBA and N. OKAMI (1958): Measurements of angular distribution of submarine daylight by means of a new instrument. *J. Oceanog. Soc. Japan*, **14**(2), 47-52.
- T. SASAKI, N. OKAMI, S. WATANABE and G. OSHIBA (1958): Angular distribution of submarine daylight intensity in horizontal plane. *J. Sci. Res. Inst.*, **52**(1958), 71-77.
- T. SASAKI, N. OKAMI, S. WATANABE and G. OSHIBA (1959): Measurements of submarine light polarization. *Rec. Oceanog. Works Japan*, **5**(1), (New Series), 91-97.
- T. SASAKI, N. OKAMI, G. OSHIBA and S. WATANABE (1960): Angular distribution of scattered light in deep sea water. *Rec. Oceanog. Works Japan*, **5**(2), 1-10.
- T. SASAKI, S. WATANABE, G. OSHIBA and N. OKAMI (1960): Measurements of perpendicular and horizontal angular distribution of submarine daylight by means of a new remote control instrument. *Rec. Oceanog. Works Japan, Spec. No. 4*, 197-205.
- T. SASAKI, S. WATANABE, G. OSHIBA and N. OKAMI (1962): Telemetering of oceanographic observation. —On current meter—. *Sci. Pap. Inst. Phys. Chem. Res.*, **56**, 69-76.
- T. SASAKI, N. OKAMI, G. OSHIBA and S. WATANABE (1962): Studies on suspended particles in deep sea water. *Sci. Pap. Inst. Phys. Chem. Res.*, **56**, 77-83.
- T. SASAKI, S. WATANABE, G. OSHIBA, N. OKAMI and M. KAJIHARA (1962): On the instrument for measuring angular distribution of underwater radiance. *Bull. Jap. Soc. Sci. Fish.*, **28**, 489-496.
- T. SASAKI, S. WATANABE and G. OSHIBA (1965): New current meters for great depths. *Deep-Sea Res.*, **12**, 815-824.
- T. SASAKI, G. OSHIBA and M. KISHINO (1966): A  $4\pi$ -underwater irradiance meter. *J. Oceanog. Soc. Japan*, **22**, 123-128.
- T. SASAKI, S. WATANABE and G. OSHIBA (1967): Current measurements on the bottom in the deep waters in the western Pacific. *Deep-Sea Res.*, **14**, 159-167.
- T. SASAKI, N. OKAMI, M. KISHINO and G. OSHIBA (1968): Optical properties of the water in adjacent regions of the Kuroshio. *J. Oceanog. Soc. Japan*, **24**, 45-50.
- T. SASAKI, N. OKAMI and S. MATSUMURA (1968): Scattering function for deep sea water of the Kuroshio. *La mer*, **6**, 165-176.



## Sciences de la mer: un renforcement des liens entre le Japon et la France\*

Hubert J. CECCALDI\*\*

Les coopérations que le Japon a établies avec la France dans le domaine des sciences de la mer vont en se renforçant d'année en année. Elles se sont manifestées au Japon, de façon formelle, grâce à la Société franco-japonaise d'océanographie, présidée au cours de ces dernières années par le regretté Professeur Tadayoshi SASAKI.

Au cours de son mandat, le Professeur T. SASAKI a toujours réservé aux scientifiques étrangers et en particulier à ses collègues français, un accueil des plus cordiaux, un excellent contact personnel, souvent concrétisé par une sortie en ville, par un repas pris en commun ou plus simplement par le verre de l'amitié.

Il a joué dans toute la mesure de ses capacités un rôle important dans les échanges scientifiques avec la France dans le domaine des sciences de la mer.

Les thèmes de coopération ne manquent pas, et des échanges existent dans de nombreux domaines, en particulier ceux pour lesquels des complémentarités scientifiques évidentes existent: plongée profonde, pêche, récolte et utilisation du krill, technologie et conchyliculture, pathologie des animaux marins, aquiculture, environnement, études intégrées côtières, ouvrages en mer, énergie thermique des mers, géologie, tectonique des plaques, minéraux des grands fonds, télédétection, pour ne citer que les plus importants.

Des domaines scientifiques entiers permettront la promotion et le développement de programmes de recherches importants, originaux et novateurs.

C'est le cas de l'étude de la tectonique des plaques pour laquelle les méthodes et les techniques de l'opération FAMOUS, puis la mise au point de nouveaux véhicules de plongée profonde, laissent présager une abondante moisson de résultats, à acquérir au cours de l'opération KAI-KO, qui déroulera ses différentes phases en 1985 dans les fosses profondes des eaux japonaises.

C'est aussi le cas de travaux coordonnés entre la France et le Japon sur des espèces d'intérêt commercial, dans le domaine de l'aquiculture, après les décisions prises au Sommet de Versailles. D'autres pays se sont joints par la suite à ce programme général dont les résultats auront des effets bénéfiques auprès du Tiers Monde dans les prochaines années, pour les Mollusques Lamellibranches ou les Salmonidés par exemple.

C'est également le cas pour les récifs artificiels, dans lequel le Japon a une grande expérience technologique et pour laquelle plusieurs équipes françaises ont des méthodes d'étude originales et des modèles théoriques très intéressants dans le domaine des peuplements de substrats durs.

C'est aussi le cas de la conchyliculture, des études des aménagements côtiers, des pollutions côtières et des critères à employer, au niveau international, pour les mesurer et en prévoir les effets. Toutes les opérations de repeuplements côtiers dépendent de ce type de données, et les comparaisons de résultats obtenus dans les deux pays sur les mêmes espèces comme les crevettes pénéides, le homard ou le saumon par exemple conduisent à l'établissement de modèles de dynamique de population et d'aménagement indispensables à une exploitation raisonnée du milieu marin.

C'est aussi le cas d'études détaillées sur la physiologie des animaux marins, que ceux-ci fassent l'objet de pêcheries ou qu'ils soient élevés dans des opérations d'aquiculture. Toute don-

---

\* Manuscrit reçu le 10 septembre 1984

\*\* Ecole Pratique des Hautes Etudes. Président de la Société franco-japonaise d'Océanographie (française), Institut océanographique, 195, rue Saint Jacques, F-75005 Paris, France

née nouvelle sur la physiologie de la croissance, de la nutrition, de la digestion, de la reproduction, de la respiration, pour chacune des espèces susceptibles d'être élevées par l'homme, constitue une victoire sur l'inconnu et sur l'irrationnel, et conduit à une meilleure gestion des capacités de production ou de récolte de protéines destinées à l'homme. Il ne faut pas oublier, dans ce contexte, les travaux de biochimie marine. Trop peu de laboratoires traditionnels de biochimie s'intéressent à des modèles pris chez des animaux marins ou à des réactions caractéristiques qui n'existent que chez des organismes marins. Aussi, la plus grande partie des progrès réalisés dans ces domaines ont été développés dans des instituts de biologie marine, grâce à la différenciation de laboratoires de biochimie marine. Il y a là un champ d'investigations considérable qui conduira à une meilleure compréhension de la physiologie, de la biologie et du comportement des organismes marins; elle permettra, de plus, une meilleure connaissance des chaînes trophiques marines, surtout dans ses aspects qualitatifs, ou encore un élargissement des potentialités de la pharmacologie ou de la thérapeutique appliquées à l'homme.

De façon plus concrète, les échanges à développer et les progrès à réaliser en commun peuvent trouver des cadres formels différents: Agence de Pêches, Japanese Society for Promotion of Science, Ministère de l'Education nationale ou Mombusho au Japon, par exemple, Institut Français de Recherches pour l'Exploitation de la Mer, (intégrant l'ex-CNEXO et l'ex-ISTPM), Ministère des Relations extérieures, Ministère de l'Education nationale, Centre National de la Recherche Scientifique en France, par exemple.

D'autres relations, parfois de caractère personnel, ou mettant en jeu des universités ou des associations privées, ont permis d'intéressants et d'importants programmes scientifiques.

Soulignons par ailleurs, les réunions régulières des Comités franco-japonais d'Océanologie, dont le 8ème s'est tenu à Paris en Mars 1984, les deux premiers symposiums franco-japonais d'aquiculture de Montpellier, en Décembre 1983, et de Sendai, en Octobre 1984, le 1<sup>er</sup> Colloque

franco-japonais des sciences de la mer de Marseille, en cours de préparation pour Septembre 1985.

Une bonne harmonisation est rendue possible et est facilitée par les activités de la Maison Franco-Japonaise. Il ne fait aucun doute que les relations qui vont s'établir entre les deux Sociétés Franco-Japonaises d'Océanographie, la japonaise et la française, vont permettre d'accroître cette efficacité par des recommandations, par des orientations, par des indications sur les programmes, par des mises en relation de chercheurs homologues qui s'ignoraient jusque là, par des conseils pratiques à donner à de jeunes chercheurs qui se rendent pour la première fois dans une nation, une société et une civilisation inconnues d'eux, et favoriseront cette harmonisation.

Les deux sociétés jumelles pourront ainsi devenir des interlocuteurs privilégiés dans le développement des relations entre les deux communautés scientifiques française et japonaise.

D'autres structures communes peuvent être utilisées; c'est le cas de ce journal scientifique "La mer" qui devrait réunir en priorité les travaux de coopération scientifique franco-japonaise, ou encore le journal international *Oceanologica Acta*, qui n'a pas reçu jusque là un nombre suffisant d'articles de scientifiques japonais.

Les liens qui se nouent ainsi, de proche en proche, entre les scientifiques des deux pays, participent à la constitution d'une communauté scientifique mondiale harmonieuse et efficace.

Il est connu que les Japonais ont une intense et insatiable curiosité, née de l'isolement de l'ère d'Edo, pour les autres pays. Des relations particulières se sont établies avec la France, parmi les autres pays occidentaux, basées vraisemblablement sur un fondement et un désir d'universalité, tout en respectant les autres cultures.

En cette période de fantastique mutation technique, scientifique et culturelle, il est de notre devoir de réussir ces échanges scientifiques dans le modeste domaine qui est le nôtre, celui des Sciences de la mer.

## 海洋科学—日本とフランスの間の固いきずな

ユベール J. セカルディ

要旨: 海洋科学の分野で日本がフランスとの間に確立した共同体制は年々強くなっている。故佐々木忠義博士が会長であった日仏海洋学会のお蔭である。

佐々木博士は、外国とくにフランスの研究者に対して、時には連れ立って街を歩き、時には食事をともし、時には盃をかかずなどして心からの歓迎を惜しかなかった。

日仏共同研究の課題にはこと欠かない。遅れている面を補いあえる分野ではとくに多い。たとえば、潜水、漁撈、オキアミの採取と利用、魚介類の養殖、海洋生物の病理、環境、沿岸域の総合研究、海洋構造物、温度差利用、地質学、プレートテクトニクス、深海鉱物資源、リモートセンシングなど。

プレートテクトニクスでは、FAMOUS (French American Mid-Ocean Underwater Studies) で使われた方法と技術、新しい潜水調査船が日仏共同研究 KAIKO「カイコ」(日仏日本海溝共同調査)に投入され、日本近海海底の研究に大きな成果をあげるだろう。

商業目的に重点をおいたものとしては、ベルサイユサミットでの決定にもとづいた養殖・栽培がある。日仏以外の国々も加わっているこの事業の成果は、やがては第三世界をもうおすことになるだろう。人工魚礁では日本はゆたかな経験をもっているが、フランスも独自の研究法と理論モデルをもっている。

沿岸域をいろいろな面から総合的に研究することは、養殖・栽培などにも環境保護にも有用であり、両国の研究成果を比べれば海洋環境の開発や個体群動態モデルの開発に大いに役立つだろう。海洋生物の病理についても同じことがいえるが、忘れてはならないのが海洋生化学である。ふつうの生化学研究室は海洋動物にはほとんど関心がないから、海洋生化学は海洋生物の研究機関で発展してきた。

日仏の交流は、日本側では水産庁、日本学術振興会、文部省、フランス側では国立海洋開発センター、文部省、国立科学研究センターなど、いわば公の機関を通じての交流と平行して、民間の大学や会社などを通じても行われてきた。

今年3月にはパリでは日仏海洋学委員会の第8回定例会議が、昨年12月にはモンペリエで、今年10月には仙台で日仏増養殖シンポジウムが開かれたし、日仏海洋科学第1回シンポジウムが来年秋にマルセーユで開かれる予定である。

日仏交流、日仏調和は日仏会館の活動に助けられてきたが、日本の日仏海洋学会に対応してフランスにも日仏海洋学会が生まれたことによって、両国間の交流はさらに促進されよう。

出版物も活用されなければならない。“La mer”と“Oceanologica Acta”——これまで日本からの寄稿はすくないが——である。

両国間のきずなは、こうしてしだいに強くなり、国際科学共同体を形づくるだろう。

科学や文化が目まぐるしく変遷するこの時代にあって、私たちのささやかな分野—海洋科学—での交流を成功させたいと思う。

## Effect of nutrient loading in seawater as observed in experimental ecosystems\*

Timothy R. PARSONS\*\*

**Abstract:** During the course of controlled ecosystem experiments, a number of studies have been performed to determine the effect of excess nutrient loading on marine ecosystems. Widely different results can be obtained under experimental conditions depending on the type of ecosystem, temperature, nutrient ratios and other factors. Some of these results have been summarized in order to provide a better basis for understanding eutrophication in the natural environment.

### 1. Introduction

The use of controlled experimental ecosystems in the aquatic sciences provides an alternative approach to field monitoring programs in pollution research. Controlled ecosystems are essentially biological models of the environment. Their use generally follows one of two approaches: *viz.*, an exploratory approach, in which a large data set of ecosystem dynamics is generated in a relatively short time span compared with field monitoring programs and, secondly, an approach to hypothesis testing which permits evaluation of preconceived ideas (LEFFLER, 1980).

It is not the purpose of this paper to review the different types of controlled ecosystems or to represent all of their many uses. In order to focus on the utility of this approach I have chosen to examine the effects of nutrient loading on controlled ecosystems. This essentially isolates one impact of pollution (i. e. such as could occur from a municipal discharge) for separate examination in controlled ecosystems. Other pollution impacts such as heavy metals, pesticides, organics and pathogenic organisms could also be treated separately, as can natural changes (e. g., in light intensity).

### 2. Results and Discussion

RYTHER and DUNSTAN (1971) concluded that

---

\* Received April 20, 1984

\*\* Department of Oceanography, University of British Columbia, Vancouver, B. C. V6T 1W5, Canada

nitrogen was generally the limiting nutrient in marine environments. This is probably acceptable in terms of total productivity but, for phytoplankton species succession, one has to consider the ratio of macronutrients, including particularly N:Si and P:Si (HARRISON and TURPIN, 1982). Eutrophication generally involves the addition of nitrogen in different forms including both inorganic and organic. Thus, for this discussion, I have chosen examples of nitrogen loading of controlled ecosystems to serve as an example of the diverse results that can be obtained by changes in the addition of a single nutrient.

Repeated additions of nitrate-N, in conjunction with silicate and phosphate, result in a rapid increase in primary productivity which is sustained for a few days following each nutrient addition, but decreases if no more nutrients are added. The driving force for this increased production can be shown to be the nitrate concentration. TAKAHASHI *et al.* (1982) showed further that the phytoplankton which were most susceptible to increased nitrogen were the centric diatoms, which could not be sustained in the absence of continual inputs of new nitrate. Smaller phytoplankton, including pennate diatoms and flagellates  $<10\ \mu\text{m}$ , tend to survive better at very low concentrations of inorganic nitrogen. Since the grazing of some dominant species of calanoid copepods can be shown to be size selective towards larger phytoplankton species (i. e.  $>20\ \mu\text{m}$  diameter; e. g. RUNGE, 1980; HARRIS *et al.*, 1982), it can be surmised that

nitrate-N derived from excess application of agricultural fertilizers in runoff to the marine environment could have a direct beneficial effect by maintaining an important link in the pelagic food chain of estuaries.

In experiments where both ammonium and nitrate uptake have been studied, it appears that the uptake of ammonium by diatom dominated phytoplankton is generally more rapid than for nitrate (e. g. KOIKE *et al.*, 1982). This would indicate further that the dominance of ammonium in municipal sewage outfalls would also be beneficial to the pelagic food chain of large diatoms and calanoid copepods.

While ammonium is already a constituent of municipal waste entering the marine habitat, the further production of ammonium from soluble and particulate organic nitrogen has been studied in controlled ecosystems. For example, the degradation of dissolved organic nitrogen compounds has been studied by HOLLIBAUGH *et al.* (1980). Using radioactive leucine as a substrate, the authors calculated that, under natural conditions, the amino acid carbon flux ranged from 17 to 210% of the primary productivity and that the amino acid degradation by bacteria accounted for 60% of the flux into the ammonia pool. Thus, under conditions in which the seawater is enriched with amino acid substrates (from either allochthonous or autochthonous sources), the bacterial flux can be expected to govern the production of ammonium. Although zooplankton also contribute to the ammonium pool (e. g. CORKETT and MCLAREN, 1978), the removal of zooplankton in a controlled ecosystem experiment resulted in no change in ammonium production while filtration through 1  $\mu$ m filters decreased ammonium production by >75% (KOIKE *et al.* 1982). However, in the same experiment, there was also shown to be a strong correlation between the amount of particulate organic nitrogen and ammonium production, a result which indicates that both substrate and attachable surface are important in ammonium production.

The actual production of bacteria from an organic substrate is believed to benefit two parts of the marine pelagic food web. The first is the production of zooflagellates which appear to be the principal bacteriovores in the marine

pelagic environment (FENCHEL, 1982); the second is the survival of benthic larvae which appears to be better in the presence of bacterioplankton (cf. PARSONS *et al.*, 1980).

Irregular patterns in the release of ammonium in nearshore estuarine environments have been studied following ammonium additions to blue-green algal communities. While the release of ammonium has previously been considered to be a sediment-dependent reaction, SCHIEWER and BAADER (1982) have shown that a cyclical phenomenon exists between the uptake and release of ammonium by blue-green algae. Using controlled ecosystems of approximately 1 m<sup>3</sup>, the authors were able to show that NH<sub>4</sub><sup>+</sup> storage in blue-green algal cells cannot be sustained and breaks down periodically under conditions that limit production (e. g. light or phosphorus deficiency). Thus a rhythmic release of ammonium can be observed from blue-green algal communities associated either with light/dark cycles or periodic changes in the phosphorus flux. Where this is accompanied by any change in the pH towards values >10, a sudden occurrence of toxic NH<sub>3</sub> would result.

Using flow-through seawater microcosms (ca. 500 l), HENDERSON and SMITH (1980) enriched benthic algal communities with nitrogen and phosphorus, independently. Their results show that the effects of nitrogen enrichment were reversible in a short time frame (i. e. weeks), while the results of phosphorus enrichment failed to reverse over a period of 2 months. Thus while the short term effects of nitrogen as the limiting nutrient in seawater (cf. RYTHER and DUNSTAN, *loc. cit.*) can be observed as a dramatic shift in productivity, a long term change in a community ecosystem can be observed following phosphorus enrichment due to the better retention of this element by the biota.

Temperature effects on eutrophication in a subtropical environment have been studied in controlled ecosystems using estuarine waters (KITCHENS and COPELAND, 1980). The authors concluded that additions of nutrients to communities at 30°C resulted in successional developments while, at 20°C, similar changes were not noted within a time period of 100 days.

The pulsing of nutrients leads to a further

differentiation in the food chain. HARRISON and TURPIN (1982) showed that flagellates dominate in a low nutrient flux while diatoms dominate under conditions of high nutrient flux. This result is similar to the effect of silicate limitation (e. g. THOMAS and DODSON, 1975) which may also suppress diatom growth and lead to flagellate ecology in some areas.

The efficiency with which nutrients are transferred up the food chain following increased primary productivity from enrichment has been

studied in experiments by PARSONS *et al.* (1977a and 1977b). Following nutrient additions, photosynthetic efficiency and primary productivity values were increased approximately threefold compared with the control. This resulted in an approximate fourfold increase in the phytodetritus collected in sediment traps, but only about a 50% increase in ctenophore production at the tertiary trophic level. These results indicate that, while production is increased throughout the food chain as a result of eutrophication, it

Table 1. Productivity and transfer efficiencies following nitrate enrichment to a *ca.* 60 ton controlled ecosystem (from PARSONS *et al.*, 1977a).

	Container #			
	Control	1	2	3
Nitrogen addition (gN/container)	0	1.7	4.3	17.6
Photosynthetic efficiency (%)	0.025	0.041	0.047	0.077
Primary productivity (gC/container)	16.8	26.8	31.1	50.9
Sedimented material (gC/container)	6.8	11.4	15.1	27.8
Ctenophore production (gC/container)	0.40	0.42	0.46	0.74
Ctenophore to primary production ratio	2.4	1.6	1.5	1.5

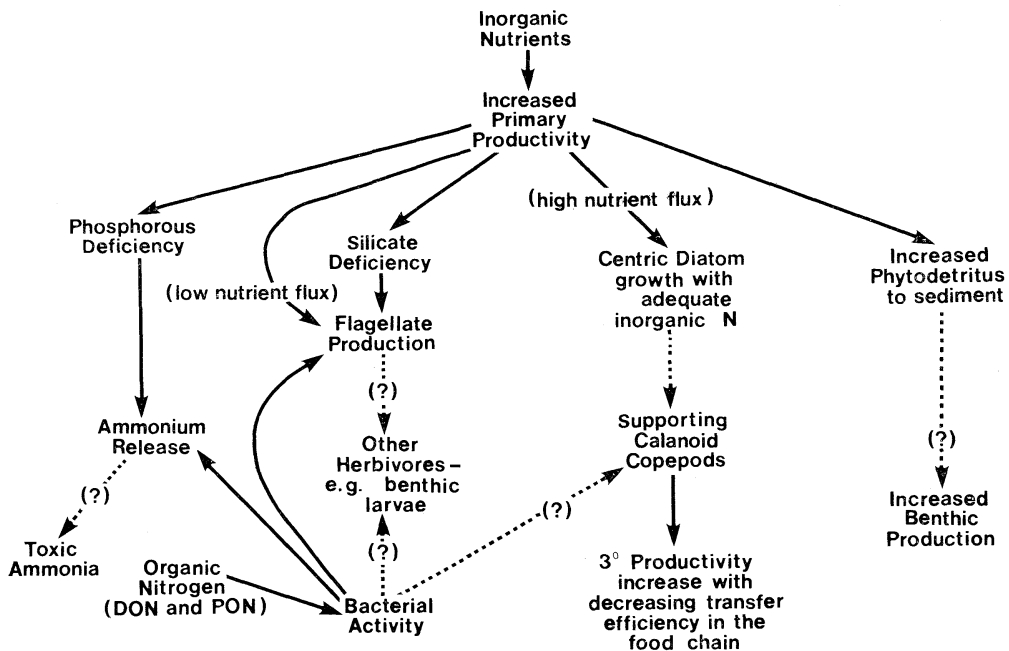


Fig. 1. Summary of some controlled ecosystem experiments on nutrient enrichment in marine ecosystems. Solid lines indicate substantial relationship, dotted indicate tentative relationship and (?) indicates a relationship not substantiated in this report.

occurs at a lower transfer efficiency than in natural, more oligotrophic waters. Further, the major beneficiary of increased primary production is the benthic community. A summary of these changes in production and transfer efficiencies is given in Table 1. At the same time, measurements of diversity in the control and enriched containers, both on the phytoplankton and protozoan communities, indicated that no change occurred that could be attributed to enrichment. This result from low level eutrophication is in contrast to more drastic pollution impacts where it is known that species diversity undergoes a successional change away from the point source of pollution (e. g. an industrial outfall, PEARSON, 1980).

### 3. Summary

A summary of some of these findings is given in Figure 1. The results show in general that there are a number of different biological strategies which may be followed by the environment as a result of inorganic or organic nutrient (primarily nitrogen) enrichment. In extreme cases, this could lead to such diverse results as: 1) an increase in pelagic tertiary production, 2) an increase in benthic secondary production, or 3) the release of toxic ammonia. The use of controlled ecosystems helps to explain why such diverse results can occur from a single impact.

### References

- CORKETT, C.J. and I.A. McLAREN (1978): The biology of *Pseudocalanus*. *Adv. Mar. Biol.*, **15**, 1-231.
- FENCHEL, T. (1982): Ecology of heterotrophic microflagellates. II. Bioenergetics and growth. *Mar. Ecol. Prog. Ser.*, **8**, 225-231.
- HARRIS, R. P., M. R. REEVE, G. D. GRICE, G. T. EVANS, V. R. GIBSON, J. R. BEERS and B. K. SULLIVAN (1982): Trophic interactions and production processes in natural zooplankton communities in enclosed water columns. *In: Marine Mesocosms*. Ed., G.D. GRICE and M.R. REEVE, Springer-Verlag, N. Y., 353-387.
- HARRISON, P. J. and D. H. TURPIN (1982): The manipulation of physical, chemical, and biological factors to select species from natural phytoplankton communities. *In: Marine Mesocosms*. Ed., G. D. GRICE and M. R. REEVE, Springer-Verlag, N. Y., 276-289.
- HENDERSON, R. S. and S. V. SMITH (1980): Semitropical marine microcosms: Facility design and elevated nutrient effects experiment. *In: Microcosms in Ecological Research*. Ed., J.P. GIESY, Tech. Inf. Center, U.S. Dept. Energy, 869-910.
- HOLLIBAUGH, J.T., A.B. CARRUTHERS, J.A. FUHRMAN and F. AZAM (1980): Cycling of organic nitrogen in marine plankton communities studied in enclosed water columns. *Mar. Biol.*, **59**, 15-21.
- KITCHENS, W. M. and B. J. COPELAND (1980): Succession in laboratory microecosystems subjected to thermal and nutrient addition stress. *In: Microcosms in Ecological Research*. Ed., J.P. GIESY. Tech. Inf. Center, U.S. Dept. Energy, 536-561.
- KOIKE, I., A. HATTORI, M. TAKAHASHI and J. J. GOERING (1982): The use of enclosed experimental ecosystems to study nitrogen dynamics in coastal waters. *In: Marine Mesocosms*, Ed., G.D. GRICE and M.R. REEVE, Springer-Verlag, N. Y., 291-303.
- LEFFLER, J. W. (1980): Microcosmology: Theoretical applications of biological models. *In: Microcosms in Ecological Research*. Ed., J. P. GIESY. Tech. Inf. Center, U.S. Dept. Energy, 14-29.
- PARSONS, T. R., K. VON BROCKEL, P. KOELLER, M. TAKAHASHI, M. R. REEVE and O. HOLM-HANSEN (1977a): The distribution of organic carbon in a marine planktonic food web following nutrient enrichment. *J. exp. mar. Biol. Ecol.*, **26**, 235-247.
- PARSONS, T.R., W.H. THOMAS, D. SEIBERT, J.R. BEERS, P. GILLESPIE and C. BAWDEN (1977b): The effect of nutrient enrichment on the plankton community in enclosed water columns. *Int. Revue ges. Hydrobiol.*, **62**, 565-572.
- PARSONS, T.R., L.J. ALBRIGHT, F. WHITNEY, C.S. WONG and P.J. LEB. WILLIAMS (1980): The effect of glucose on the productivity of sea water: An experimental approach using controlled aquatic ecosystems. *Mar. Environ. Res.*, **4**, 229-242.
- PEARSON, T.H. (1980): Marine pollution effects of pulp and paper industry waste. *Helgoländer Meeresunters.*, **33**, 340-365.
- RUNGE, J. A. (1980): Effects of hunger on the feeding behaviour of *Calanus pacificus*. *Limnol. Oceanogr.*, **25**, 134-145.
- RYTHER, J.H. and W.M. DUNSTAN (1971): Nitrogen, phosphorus and eutrophication in the coastal marine environment. *Science*, **171**, 1008-1012.

SCHIEWER, J. and G. BAADER (1982): Pelagic  $\text{NH}_4$  rhythm independent of the sediment in eutrophic shallow waters. *Int. Revue ges. Hydrobiol.*, **67**, 845-850.

TAKAHASHI, M., I. KOIKE, K. ISEKI, P.K. BEINFANG and A. HATTORI (1982): Phytoplankton species responses to nutrient changes in experi-

mental enclosures and coastal waters. *In: Marine Mesocosms*. Ed., G.D. GRICE and M.R. REEVE, Springer-Verlag, N.Y., 333-351.

THOMAS, W. H. and A. M. DODSON (1975): On silicic acid limitation of diatoms in near-surface waters of the eastern tropical Pacific Ocean. *Deep-Sea Res.*, **22**, 671-677.



## The process of eutrophication in a body of natural water\*

Humitake SEKI\*\* and Tetsuo IWAMI\*\*

**Abstract:** The process of eutrophication in a body of water was shown schematically with special reference to the threshold theory. Reversible process of each element comprising an aquatic ecosystem maintains a steady-state oscillation within a certain range that is bounded by thresholds. When the amplitude of the oscillation increases more than the threshold range of the original system, however, the system reaches the next trophic system irreversibly crossing over the threshold.

At the beginning of this short review, it is appropriate to refer exactly what eutrophication means. According to Webster's Dictionary, the term "eutrophication" means "the process of becoming more eutrophic either as a natural phase in the maturation of a body of water or artificially"; where "eutrophic" means "well-nourished".

Eutrophication of a body of water is a natural process that can be greatly accelerated by artificial enrichment of human activities. The artificial enrichment contributes greatly to the eutrophication of aquatic ecosystems, and that may be one of the greatest impacts of human activities on the delicate equilibrium of the biosphere. Domestic wastes can cause serious eutrophication, not only in the freshwater environment but also in coastal regions of the marine environment. Sewage disposal began to be carried out partly to maintain sanitary standards and partly to prevent the contamination of rivers and quiet waters with organic matter. The disposal of organic wastes has become a very important problem in the course of industrial development and consequent concentration of human populations in big cities.

Agriculture also causes serious eutrophication in certain locations of the aquatic environment. Lake Kasumigaura in Japan is one such environment which is artificially enriched chiefly by agricultural drainage from paddy fields and pig

farming. Biogenic organic matter primarily comprises the particles in water at such an extreme stage of eutrophication. Phytoplankters are major components of the biogenic materials throughout the year, especially during the blue-green algal bloom. Heterotrophic microorganisms comprise almost the same biomass, and their concentration fluctuates by one or two orders of magnitude compared to that of phytoplankters throughout the year. Various kinds of ecological successions go on in a body of water during the process of eutrophication to reach this hyper-eutrophic system.

The original state of all natural waters is assumed to be oligotrophic. "Oligotrophic" means "poorly-nourished". Too heavy accumulation of nutrients may be destructive to a series of negative feedback loops in the ecosystem (SEKI, 1982a). Hence the cybernetic system loses its function to control trophic equilibrium (HUTCHINSON, 1969) for preventing any catastrophic process of eutrophication. Then a water originally oligotrophic is changed to eutrophic via mesotrophic. Here "mesotrophic" means "intermediately-nourished". This change can be schematically shown as a series of typical examples of different trophic waters in the order of eutrophication progress, with special reference to organic matter in the waters (Fig. 1). During initial enrichment of a watermass in the oligotrophic state, the concentration of dissolved organic matter increases but there is no appreciable increase in particulate organic matter. When the system in the water is enhanced up to the mesotrophic state, both dissolved and particulate

---

\* Received February 19, 1984

\*\* Institute of Biological Sciences, University of Tsukuba, Sakuramura, Ibaraki, 305 Japan

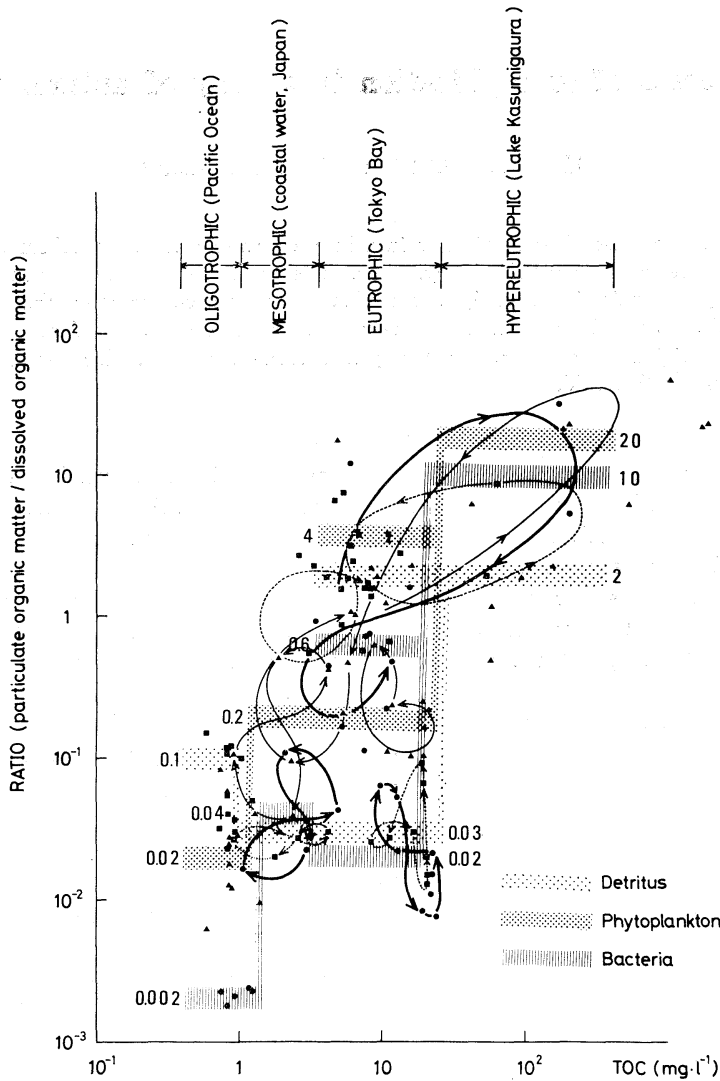


Fig. 1. Constituent distribution of organic matter in various aquatic environments with special reference to eutrophication (SEKI & NAKANO, 1981).

organic matter increase according to the enrichment. Finally, the concentration of dissolved organic matter attains a plateau and does not increase the concentration of particulate organic matter within the system of a eutrophic stage. When a eutrophic system is enriched even more, the dissolved fraction of organic matter seems to be transferred into the particulate fraction by heterotrophic bacteria exclusively. These changes are due to the action of predominating physico-chemical factors in the environment, to the action of creatures in modifying the environ-

ment, and to combinations of these actions. The characteristic change of different trophic waters in the order of eutrophication progress is evident in another case (SEKI, 1979) that the turnover time of an easily metabolizable organic solute is divided clearly by thresholds among oligotrophic, mesotrophic and eutrophic water-masses in the Pacific when analyzed using values measured during the optimum season for microbial activities. When these values on the turnover times of various dissolved substrates measured at various seasons are compared, on

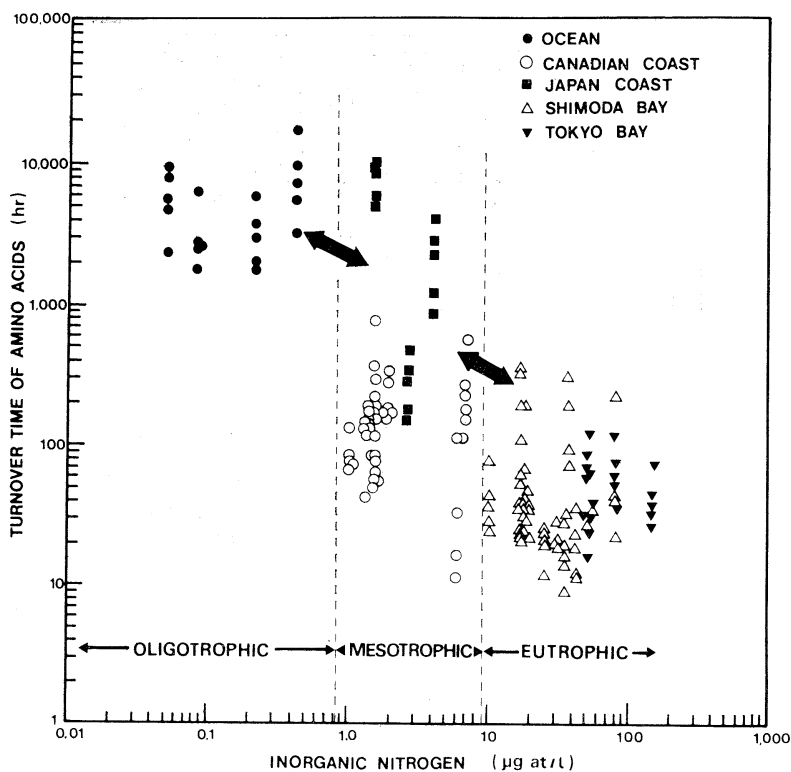


Fig. 2. Turnover times of amino acids in different trophic watermasses of the Pacific Ocean without regard to seasons. Amino acids examined at every sampling station are aspartic acid, glutamic acid, glycine, alanine, and lysine (SEKI, 1982b).

the other hand, some of the turnover times are shown not to be divided clearly by the thresholds (Fig. 2). There is a common range of the turnover time among waters either of the oligotrophic and mesotrophic or of the eutrophic and mesotrophic types. The mixing of neighbouring watermasses with different water types is primarily a possible reason for the existence of common range of the turnover times. This possible reason includes almost the same case when a determination of the turnover time is made by using a water sample of the oligotrophic or eutrophic water that intrudes sporadically from the neighbouring watermass into the mesotrophic watermass. Another possible reason for the existence of this common range is modification of microorganisms by a number of non-limiting elements, as can be explained by the OHLE's theory (1954).

Another scheme of this succession in the eutrophication progress of a natural water can be

illustrated as changes in the biotic community of an enclosed lake system (Fig. 3). The primary effect of nutrient enrichment must be an alteration in the composition and abundance of microorganisms; such as phytoplankters, autotrophic and heterotrophic bacteria, and allied microorganisms. As microorganisms have been known as the primary agents responsible for the dynamics of organic matter in any aquatic ecosystem, they modify the environment of more enriched ecosystem to be less stable by activating the ecological processes therein. Less stable environment must be more lethal for sensitive creatures as fish. As a typical example, when a large quantities of organic matter is introduced into the ecosystem, the microorganisms will use up much amount of dissolved oxygen in the water. As the amount of oxygen in the water decreases, a kind of fish that requires high concentration of dissolved oxygen for breathing soon dies, leaving only fish that are not sensitive

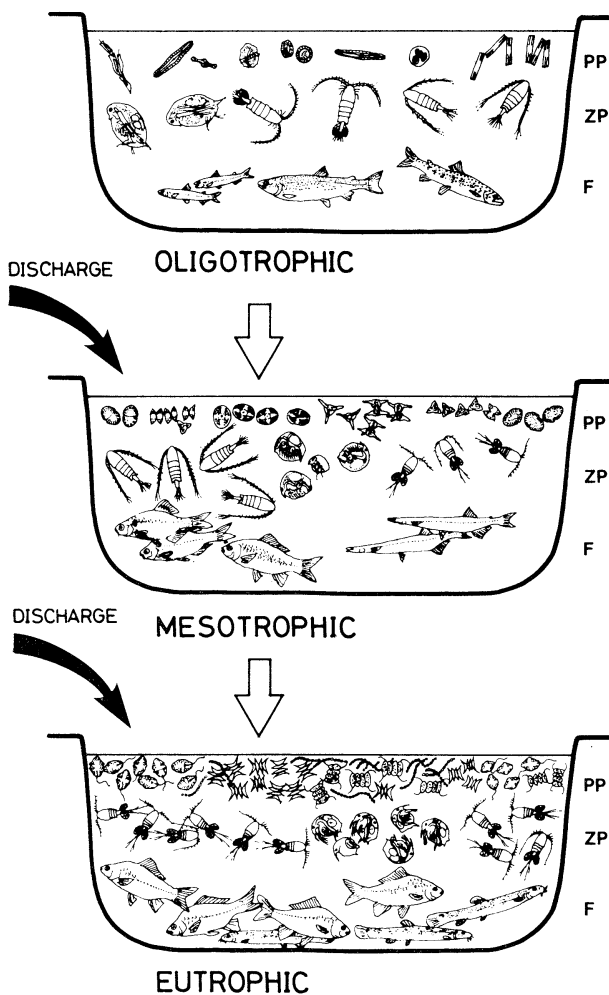


Fig. 3. Most frequent types of biotic communities in a continuous series of freshwaters from oligotrophic to eutrophic.

Oligotrophic waters

Phytoplankters: *Oocystis*, *Pinnularia*, *Cyclotella*, *Peridinium*, *Dinobryon*, *Tabellaria*

Zooplankters: *Daphnia*, *Diaptomus*

Fishes: *Oncorhynchus*, *Brachymystax*, *Hypomesus*

Mesotrophic waters

Phytoplankters: *Staurastrum*, *Cosmarium*

Zooplankters: *Chydorus*, *Diaptomus*, *Cyclops*

Fishes: *Salangichthys*, *Carassius*, *Acheilognathus*

Eutrophic waters

Phytoplankters: *Scenedesmus*, *Glenodinium*, *Anabaena*

Zooplankters: *Bosmina*, *Cyclops*

Fishes: *Carassius*, *Misgurnus*

to low concentration of dissolved oxygen. Thus this microbial alteration affects then the populations of planktivorous fishes. Both of these changes can finally affect the composition of the

zooplankters that feed on these microorganisms and are grazed by the fishes (BROOKS and DODSON, 1965). Thus, the succession progresses are evidently stepwise as characterized by hys-

teresis, i.e., a lag of the effect in a system before and after the actions on it is changed.

At the initial stage of such ecological changes in eutrophication, on the other hand, organic

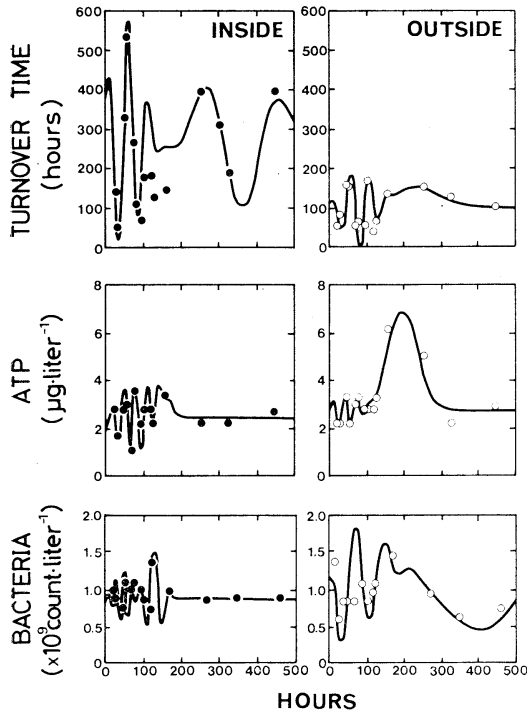


Fig. 4. The population density of bacterioplankton, the concentration of ATP and the turnover rate of glutamic acid in natural and experimentally enclosed dysphotic layers at 1 m above the sea-floor (SEKI, 1983).

matter as well as other components of the ecosystem remains in the steady-state equilibrium (MCALLISTER *et al.*, 1972) of a water of any trophic state. A short-term experiment on this steady-state characteristic utilized a large subsurface bag in which there was a reduction of solar energy, and was made in Saanich Inlet. The energy reduction only retarded the responses of microorganisms to changes in the amount of organic matter in the dysphotic water-mass but did not affect the general mesotrophic characteristic. These conclusions were arrived by measuring directly the population density of bacterioplankton, the ATP concentration, and the turnover rate of glutamic acid in the natural and enclosed dysphotic water at 1 m above the sea-floor (Fig. 4: Table 1). Major groups of the biological agents responsible for the dynamics of matter are phytoplankton and bacteria. They can be indicated by ATP (HOLM-HANSEN and BOOTH, 1966). Hence both the population density of bacteria and the concentration of ATP can be expressed in regression models as sine or cosine curves because the steady-state equilibrium of the microbial populations is maintained by their multiplication and death phases. Glutamic acid is useful to represent the easily metabolizable organic materials for measuring their dynamics in a natural water (SEKI, 1982a). The turnover rate of glutamic acid can be expressed in another regression model also as sine or cosine curve because the biochemical equilibrium of organic solute is maintained by the

Table 1. The best regressions for the steady-state oscillations of the population density of bacterioplankton, the concentration of ATP, and the turnover rate of glutamic acid in natural and experimentally enclosed dysphotic layer at 1 m above the sea-floor (SEKI, 1983).

OUTSIDE SSE'S ENCLOSURE BAG

$$\begin{aligned} \text{Bacteria (cells}\cdot\text{L}^{-1}) &= 5.0 \times 10^8 \cos \{2\pi(t-160)/46\} \exp \{-(t-350)^2/150,000\} \\ &\quad + 8.0 \times 10^8 \cos \{2\pi(t-77)/74\} \exp \{-(t-77)^2/6,000\} + 9.5 \times 10^8 \\ \text{ATP (}\mu\text{g}\cdot\text{L}^{-1}) &= 0.75 \sin \{\pi(t-3)/15.5\} \exp \{-(t-40)^2/2,000\} + 4.2 \exp \{-(t-195)^2/3,000\} + 2.7 \\ \text{Turnover time of glutamic acid (hr)} &= 100 \sin \{\pi(t+5)/25\} \exp \{-(t-80)^2/3,000\} \\ &\quad + 50 \exp \{-(t-230)^2/8,000\} + 100 \end{aligned}$$

INSIDE SSE'S ENCLOSURE BAG

$$\begin{aligned} \text{Bacteria (cells}\cdot\text{L}^{-1}) &= 3.5 \times 10^8 \cos \{2\pi(t-53)/20\} \exp \{-(t-50)^2/700\} \\ &\quad + 6.0 \times 10^8 \cos \{2\pi(t-130)/40\} \exp \{-(t-130)^2/800\} + 8.8 \times 10^8 \\ \text{ATP (}\mu\text{g}\cdot\text{L}^{-1}) &= 1.5 \sin \{\pi(t-10)/15.5\} \exp \{-(t-80)^2/3,000\} + \exp \{-(t-150)^2/1,000\} + 2.4 \\ \text{Turnover time of glutamic acid (hr)} &= 300 \sin \{\pi(t+100)/27\} \exp \{-(t-50)^2/3,000\} \\ &\quad + 180 \sin \{\pi(t+5)/105\} \exp \{-(t-350)^2/20,000\} + 280 \end{aligned}$$

release and the assimilation by biotic constituents of the ecosystem. In the natural environment of Saanich Inlet outside the bag, the time lag between the oscillation of bacterioplankton abundance and that of turnover time of glutamic acid was calculated to be 4 hrs. In the experimental condition inside the bag, the time lag between these phenomena was 7 hrs. This experimental time lag shows a slower response of microorganisms compared to the natural environment. Moreover, the abundance of bacterioplankton and ATP, and the turnover time of glutamic acid in the natural and experimental environments could maintain different theoretical popu-

lation densities, all of which remain within the normal range for the mesotrophic environment.

In conclusion, every ecological constituent in a water of any trophic state maintains a steady-state oscillation within a certain range that is bounded by thresholds (SEKI, 1982a), while the addition of nutrients is limited (Fig. 5). This is because a natural water is a dynamic system in trophic equilibrium where a series of natural negative feedback loops works to maintain the original trophic state (an example in SEKI, 1979). Once the addition of nutrients is greater than the critical level, the amplitude of the oscillation increases more than the threshold range of the original system (SEKI, 1982b). This excitation makes the system raise up to the next trophic level by irreversibly crossing over the threshold.

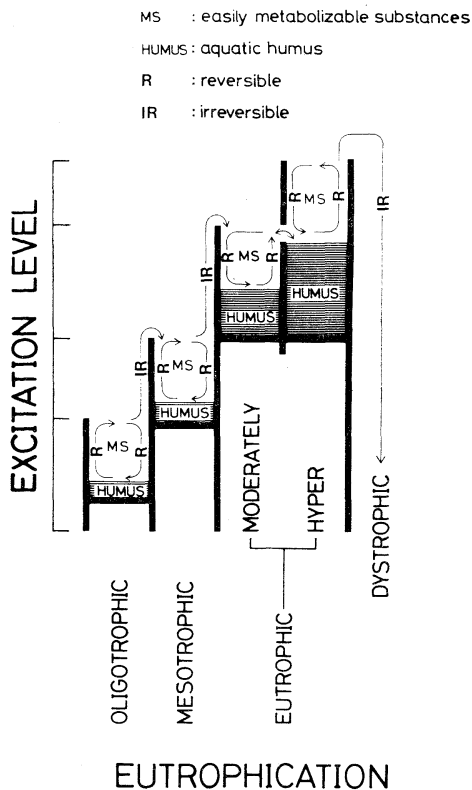


Fig. 5. Energetic scheme of eutrophication in aquatic ecosystems. Reversible process of each element comprising an ecosystem maintains a steady-state oscillation within a certain range that is bounded by thresholds. According to the degree of eutrophication, the amplitude of the oscillation increases within the range and the system finally reaches the next trophic system irreversibly crossing over the threshold (SEKI, 1983).

### References

- BROOKS, J. L. and S. I. DODSON (1965): Predation, body size, and composition of plankton. *Science*, **150**, 28-35.
- HOLM-HANSEN, O. and C. R. BOOTH (1966): The measurement of adenosine triphosphate in the ocean and its ecological significance. *Limnol. Oceanogr.*, **11**, 510-519.
- HUTCHINSON, G. E. (1969): Eutrophication, past and present. *In: Eutrophication: Causes, Consequences, Correctives*. Proc. Symp., National Academy of Sciences, Washington, D. C., 17-26.
- MCALLISTER, C. D., R. J. LEBRASSEUR and T. R. PARSONS (1972): Stability of enriched aquatic ecosystems. *Science*, **175**, 562-564.
- OHLE, W. (1954): Sulfat als "Katalysator" des limnischen Stoffkreislaufes. *Vom Wasser*, **21**, 13-32.
- SEKI, H. (1979): Turnover of dissolved organic materials in different watermasses of the Pacific Ocean. *In: Proc. 14th Pacific Sci. Congr.*, Pacific Sci. Assoc., Khabarovsk, 50.
- SEKI, H. (1982a): *Organic Materials in Aquatic Ecosystems*. CRC Press, Inc., Florida, 201 pp.
- SEKI, H. (1982b): Monitoring of eutrophication by microbial uptake kinetics of dissolved organic matter in waters. *Environ. Monitor. Assess.*, **2**, 387-391.
- SEKI, H. (1983): Threshold in eutrophication in natural waters. *In: Proc. 1st Internat. Symp. Integrated Global Ocean Monitoring*, Tallin, 42.
- SEKI, H. and H. NAKANO (1981): Production of bacterioplankton with special reference to dynamics of dissolved organic matter in a hypereutrophic lake. *Kieler Meeresforsch., Sonderh.*, **5**, 408-415.

## Les engins français d'exploration sous-marine\*

Marc DUPUIS\*\*

Le Professeur Tadayoshi SASAKI a été le premier savant japonais à descendre dans la grande fosse sous-marine du Japon, en plongeant en 1958 avec le bathyscaphe FNRS III, puis en 1962, avec le bathyscaphe Archimède: c'est pourquoi il nous a paru approprié, dans ce numéro de "La mer" dédié à sa mémoire, de retracer l'histoire des engins français d'exploration sous-marine et de présenter les projets en cours de réalisation.

L'histoire des engins français d'exploration aux grandes profondeurs a maintenant trente ans. En effet, c'est dans les années 1950 que la Marine Nationale s'intéresse aux idées du savant suisse Auguste Piccard et réalise avec sa collaboration le premier bathyscaphe opérationnel: le FNRS III atteint en 1954 la profondeur de 4.050 m au large de Dakar, record mondial de l'époque, et plonge ensuite à des profondeurs comprises entre 3.000 et 4.000 m au large du Japon, lors d'une campagne organisée par le journal Asahi. La France construit ensuite le bathyscaphe Archimède: dessiné par l'Ingénieur Général Pierre Willm, l'Archimède plonge en 1962 à 9.500 m au large du Japon. Sous les ordres du Commandant Georges Houot, il va être utilisé pendant douze ans, jusqu'aux expéditions FAMOUS (French American Mid-Ocean Underwater Studies), en 1973-1974: une seconde campagne aura lieu au large du Japon en 1967.

Entre temps, le Centre National pour l'Exploitation des Océans (CNEXO) s'intéressait aux soucoupes plongeantes conçues en 1963 par le Commandant Cousteau et réalisait l'engin Cyana d'un poids de 9 tonnes, mis en service en 1970. Celui-ci a effectué jusqu'à 150 plongées par an, descendant jusqu'à 3.000 mètres. Le Cyana est propulsé par deux moteurs de 1,2

kw, alimentés par une batterie au plomb lui donnant un rayon d'action de 2 km et une vitesse maximum de 2 nœuds. Il peut embarquer 3 hommes (un pilote, un copilote et un observateur scientifique) dans une sphère de 2 m de diamètre, pour des missions n'excédant pas une douzaine d'heures, mais avec une autonomie respiratoire de 3 jours; un télémanipulateur permet de prélever des échantillons d'un poids maximum de 40 kg.

L'Archimède ayant été mis en réserve spéciale par la Marine Nationale en 1975, le CNEXO lançait en 1978 la construction d'un sous-marin capable de plonger à 6.000 m et d'intervenir sur 97% du fond des océans, d'où le nom de SM 97. C'est un sous-marin de 18 tonnes, technologiquement très avancé. En effet la sphère est en titane, et il a fallu forger des lingots de titane de 7 tonnes pour construire les deux hémisphères qui la composent. Le SM 97 a une hélice orientable pour la propulsion principale (puissance: 3,3 kw) et des propulseurs verticaux et transversaux pour évoluer dans la tranche d'eau. L'énergie est fournie par deux batteries au cadmium-nickel de 50 kwh et deux batteries auxiliaires pour les équipements et le secours. Il peut emporter une charge utile de 200 kg et dispose de deux télémanipulateurs d'une force de 40 kg et de 80 kg à 6 degrés de liberté. L'engin peut ainsi se fixer avec un bras et travailler avec l'autre, ou travailler avec les deux bras. Les premiers essais du SM 97 auront lieu à l'automne de 1984. Le SM 97 sera ensuite utilisé pour l'expédition franco-japonaise KAIKO en 1985.

Pour répondre aux besoins des chercheurs, le CNEXO a lancé d'autre part plusieurs projets d'engins inhabités. Il s'agit d'abord, avec le projet Raie, lancé en 1977, d'un engin passif remorqué à grande profondeur. Equipé de caméras photographiques et de capteurs, il permet d'étudier la topographie des fonds. Le Raie sera suivi fin 1984 d'un engin plus performant,

\* Manuscrit reçu le 10 septembre 1984

\*\* Laboratoire de chimie physique, Université de Paris VI, rue Pierre et Marie Curie, 75231 Paris, France

le SAR (Système acoustique remorqué), doté d'un sonar latéral à 200 kHz qui pourra dresser une cartographie d'une bande de terrain de 1.000 m de largeur à un mètre près, le long d'itinéraires choisis. Plus tard, l'engin Prisme, encore remorqué, donnera l'image du fond en temps réel. Le SAR entrera en service en 1985 et le Prisme en 1986.

La France est d'autre part le premier pays à avoir réalisé un engin inhabité d'exploration scientifique autonome: il s'agit du robot Epaulard, d'un poids de 3 tonnes. Celui-ci gagne le fond, fait route suivant un cap qui lui est indiqué par une télécommande acoustique, prend des photos pendant 6 à 8 heures, sur 8 à 11 milles nautiques avant de remonter en surface où il est récupéré par son navire support. L'Epaulard va être doté d'un propulseur vertical à commande automatique, qui va lui permettre de gravir des pentes pouvant atteindre 45°.

Le SAR, le Prisme et l'Epaulard sont tous conçus, comme le SM 97, pour plonger à 6.000 m.

Bien que cette présentation soit spécialement consacrée aux engins d'observation scientifique, il convient de citer deux projets importants à finalité industrielle.

Le premier est le Projet SAGA. C'est au Commandant Cousteau qu'est due l'idée de l'Argyronète, premier sous-marin véritablement autonome capable de plonger à 600 m. Conçu, comme le bathyscaphe Archimède, par l'Ingénieur Général Willm, sous la maîtrise d'œuvre de l'Institut Français du Pétrole et du CNEXO, le Projet Argyronète est actuellement repris par la Société de plongée Comex et l'Institut Français pour l'Exploitation de la Mer (IFREMER) sous le nom de SAGA (Sous-marin d'Assistance à Grande Autonomie). Cet engin est destiné à assurer le soutien des plongeurs et leur permettre de travailler dans tous les états de mer. Il peut embarquer jusqu'à six plongeurs; équipé de deux moteurs Stirling de 100 CV, il peut filer 6 nœuds en plongée. En surface, un moteur Diesel lui permet de se déplacer à la vitesse de 7 nœuds. Le SAGA devra pouvoir remplir, en immersion totale et donc par n'importe quel temps, la mission type suivante en mer du Nord: Stavanger-Cormorant aller-retour (soit 150 milles) et sept jours de travail sur zone pour

quatre plongeurs utilisant un équipement de 20 kwh. L'énergie embarquée sera de 10.000 kwh, soit environ dix fois celle de l'Argyronète en 1971.

Le second projet important à finalité industrielle est le Projet de robotique sous-marine ELIT (Engin Léger Autonome d'Inspection Télécommandé acoustiquement) mené par l'IFREMER, en association avec la Comex, et avec l'aide d'autres sociétés françaises. C'est un engin sans câble qui pourra intervenir dans la tranche 0-1.000 m, doté de sa propre source d'énergie et qui transmettra ses observations par voie acoustique. Il devra être capable de se positionner et de tenir un point fixe.

L'ELIT est donc le prototype des engins robots de demain qui seront absolument indispensables pour opérer aux hautes latitudes, sous la banquise, et pourront être utilisés en complémentarité des sous-marins installés du type SAGA-Argyronète.

En conclusion, il apparaît que la France a une solide connaissance des techniques de pointe, répartie dans l'industrie et dans les organismes publics. Dans le domaine des engins d'exploration à grande profondeur, la France est en tête au monde avec les Etats-Unis. Dans le domaine des engins à finalité industrielle, lorsque le projet SAGA aura été mené à bien, la France possédera une certaine avance dans le domaine des sous-marins autonomes de grand déplacement, qui lui ouvrira les portes de l'Arctique et des zones où les conditions météorologiques interdisent toute intervention depuis la surface durant plusieurs mois par an.

### Références

- Capitaine de Vaisseau Georges Houot (1972): 20 ans de bathyscaphe. Arthaud.
- JARRY, J. (1983): Les sous-marins français dans la compétition internationale. Mer, Février.
- JARRY, J. (1984): Programme intervention sous-marine du CNEXO. Bull. tech. Bureau Veritas, Janvier.
- PUJOL, J.C. (1984): Moyens d'intervention sous-marine pour la reconnaissance des grands fonds marins. Conférence au Palais de la Découverte, Paris, Janvier.
- WILLM, Pierre (1984): Sous-marins d'assistance de grande autonomie. TNO-IWECO 30th Anniversary Symposium on Underwater Technology, La Haye, 24 Mai.



## フランスの潜水調査船・調査機

マルク・デュパイ

要旨: 佐々木忠義教授は、1958年にはバチスカフ FNRS III で、1962年にはアルシメドで深海に潜った最初の日本人学者だった。そこで、追悼の意をこめて、フランスの潜水調査の歴史と現状とを述べたい。

フランスの深海調査は30年の歴史をもつ。1950年代にフランス海軍はスイスのピカールの考えに関心を示し、彼と共同して最初の実用潜水調査船 FNRS III を作った。1954年にダカール沖で4,050 m に潜り、当時の世界記録を作った。ついで、朝日新聞社の企画の下に日本沖で3,000~4,000 m まで潜った。フランスはつぎにアルシメドを作り、1962年には日本沖で9,500 m に潜った。この潜水船は1973~74年の FAMOUS (French American Mid-Ocean Underwater Studies) 航海まで12年にわたって使われた。

いっぽう、国立海洋開発センターは、3,000 m まで潜れる調査船シアナを作った。1970年に就航したシアナは、1年に150回も潜航調査を行った。重さ9トン、行動半径2km、最大速度2ノット、直径2 m の球体の定員は3名、最大潜航時間は12時間であるが、危急の際には乗員は3日間は生存できる。このセンターは1978年に6,000 m の深さまで調査できる SM97 を進水させた。世界じゅうの海底の広さの97%は6,000 m よりも浅いので、SM (Submersible, 潜水船) に“97”という数字を添えている。重さ18トン、最新技術を駆使した SM97 の最初の試験は今年秋に行われ、来年には日仏日本海溝共同調査「カイコ」に使われる。

これらの有人船と並んで、海洋開発センターは無人船の計画も進めてきた。まず、1977年に発足した縞目計画での「レ」(縞目)は海底地形の精密調査用曳航無人機である。「レ」に続くのは、さらに性能の高い「サル」(SAR, Système acoustique remorqué) で、1,000 m 幅の海底地形を1 m の精度で計測できる。そのあとは「プリズム」である。ともに曳航機であって、サルは来年、プリズムは1986年から活躍する。

フランスは無人自走機でも世界一の位置を占める。「シャチ」は重さ3トン、8~11マイルの範囲の海底を6~8時間にわたって調査してから浮上し、母船に回収される。45°の斜面をはい上ることもできる。「サル」も「プリズム」も「シャチ」も SM97 と同じく6,000 m の深さで行動できる。

これらは科学研究用であるが、産業用をめざす計画もある。一つは「サガ」(SAGA, Sous-marin d'Assistance à Grande Autonomie) である。600 m まで潜航できる潜水船、水中速度は6ノット、水上速度は7ノット。潜水技術者の支援船であるが、潜水船であるだけに、なみの水上(潜水技術者)支援船とは能力がまるでちがう。第二の計画は「エリ」(ELIT, Engin Léger Autonome d'Inspection Télécommandé acoustiquement) である。「エリ」はケーブルなしに1,000 m の深さまで自由に動きまわられる水中ロボットである。この種のロボットは極域の水の下での研究・開発には不可欠である。

フランスはたしかな先端技術を持っており、深海研究機器ではアメリカとともに世界の先頭にある。産業用深海機器では、「サガ」が成功すればほかの国々にある程度は差をつけるだろう。こうして、気象条件がきびしいために1年に数カ月しか海上からの作業ができない極域の扉が開かれることになる。

## Spectra of currents in a shallow sea

### 1 Turbulence aspect\*

Takashi ICHIYE\*\* and Masaaki TSUJI\*\*\*

**Abstract:** Power spectra and energy spectra of horizontal currents are determined from data collected at 10 m from the bottom in the water of 50 m depth at the mouth of Tokyo Bay between 1978 and 1982. The frequency range covers from  $3 \times 10^{-7}$  to 1 Hz. In order to compare the spectra to those of Kolmogorov and Ozmidov, criterions for validity of Taylor's hypothesis are applied. Only one run of data for a frequency range between  $2 \times 10^{-4}$  and  $4 \times 10^{-3}$  cps satisfies these criterions. The postulated two dimensional spectra with the  $-3$  power of the wave number may not be applicable to the spectra obtained here. The  $-2$  power of the frequency in the inertial subrange may be appropriate below the surface wave frequencies, since the energy dissipation rates determined by the curve fitting are within a range of those determined by GRANT *et al.* (1962) and agree with those obtained from the Kolmogorov spectra for the run satisfying criterions for Taylor's hypothesis.

Spectra from data obtained with an ultrasonic current meter for several minutes are isotropic and show peaks due to swell and local wind waves. They have the cascade portion with the  $-7$  power of the frequency. Future plans of analysis of data from the same source and future experimental designs are also discussed.

#### 1. Introduction

In recent years there have been numerous measurements of currents with moored current meters in shallow and deep waters. These measurements were carried out mainly to determine the tidal currents or the mean flow and its variation in low frequency range. Most conventional current meters are not responsive to the fluctuations with frequencies, say higher than 0.1 cps and the data of speed are in general those averaged over several minutes with directions measured at similar time intervals.

The flow in the sea is mostly turbulent because of the high Reynolds number. In the classical work of GRANT *et al.* (1962), unique measurements of turbulence were made in the natural flows by determining wave number spectra of the kinetic energy. They measured fluctuating velocity components in the tidal current in the Discovery Passage off British Columbia with a towed sensor which is suitable to obtain

wave number spectra of turbulence. Their data provided a unique proof of applicability of KOLMOGOROV's (1941) basic concept of the inertial subrange of turbulence for the natural flows, though there are a number of experiments proving validity of this concept in laboratory flows.

For much larger scales than laboratory flows or flows in a tidal channel, randomness of the geophysical flow has been recognized, mainly from data obtained by long-term moored current meters (RHINES, 1979) and large-scale dispersion of drifters (DE VERIDIÈRE, 1983). These data provide information on large scale turbulence or the geostrophic turbulence which now is considered as an integral part of the general circulation in the ocean and atmosphere. Particularly data with moored current meters indicate that a substantial part of the kinetic energy in the ocean is contained in a subtidal frequency range.

Most of the energy spectra obtained with moored current meters show strong peaks at tidal frequencies and the inertial frequency, indicating definite energy inputs at these frequencies. The energy inputs in subtidal frequencies may be substantial but it is distributed over a wide

\* Received May 4, 1984

\*\* Department of Oceanography, Texas A&M University, College Station, Texas 77843, U.S.A.

\*\*\* National Research Institute for Pollution and Resources, Yatabe, Ibaraki, 305 Japan

range in low frequencies.

Sensors of turbulent velocities or scalar quantities at fixed points provide the frequency spectra of turbulence but not the wave number spectra which were predicted theoretically by Kolmogorov's hypothesis. Results of GRANT *et al.* (1962) which confirmed Kolmogorov spectra were based on measurements that lasted only several minutes to the maximum of 15 minutes. Therefore, in the term of the frequency spectra their measurement did cover only frequency 1 to  $10^{-3}$  cps. In order to obtain frequency spectra of oceanic turbulence covering wider frequency ranges, the sensors available at present makes it necessary to use different kinds of current meters for high and low frequency ranges. It is also desirable to measure currents at one site which is not affected by peculiar bottom topography or coastlines. These requirements are difficult to be met in general.

## 2. Data source and measurements

National Institute for Pollution and Resources, Agency of Industrial Science and Technology, Japan, has been engaged in monitoring of currents at the mouth of Tokyo Bay since 1976

(TSUJI, 1978). Locations of current measurement sites are shown in Fig. 1. Particularly at a site designated as "Buoy Station" which has a mean sea depth of 50 m, five current meters with temperature and salinity sensors were suspended from an anchored buoy equipped with meteorological sensors since 1977 (TSUJI and KANARI, 1983) and currents, water temperature and salinity and meteorological parameters were measured for a month on seasonal basis. At two nearby stations currents were measured for other purposes.

Among a bulk of these data, five sets of time series of current velocities near the bottom (10 meters from the bottom) are selected and their spectra are calculated by use of the Blackman and Tukey method. Table 1 lists the data and time interval, averaging time interval, number of lags, degrees of freedom, frequency range and pertinent physical parameters (site depth, current meter depth and mean velocity). These sets are numbered as runs. Current meters used in these runs are of MTCM-ST (Tsurumi Seiki Co.) type with a savonius-like rotor and sample current speed, direction, water temperature and salinity nine times during 20 seconds. Thus for

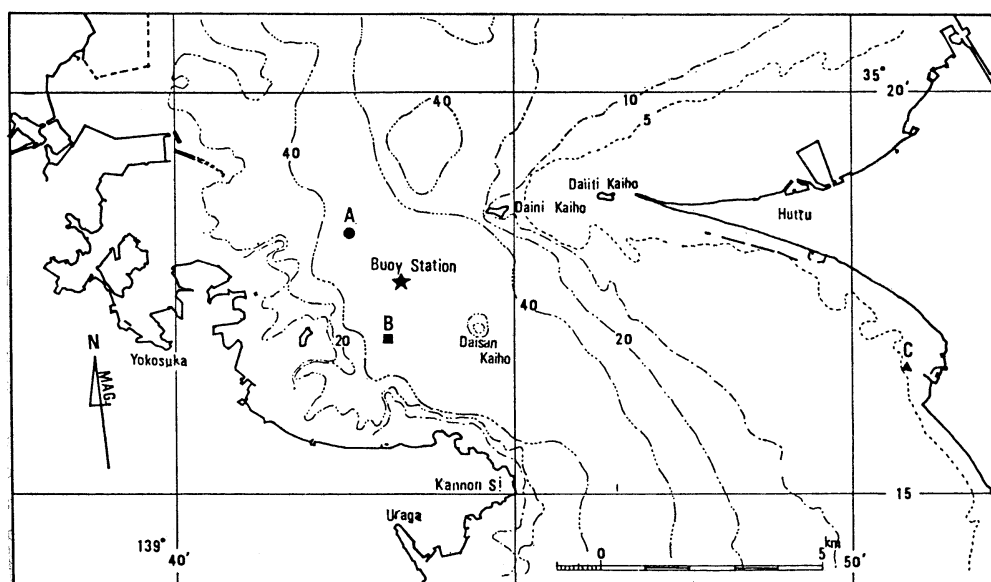
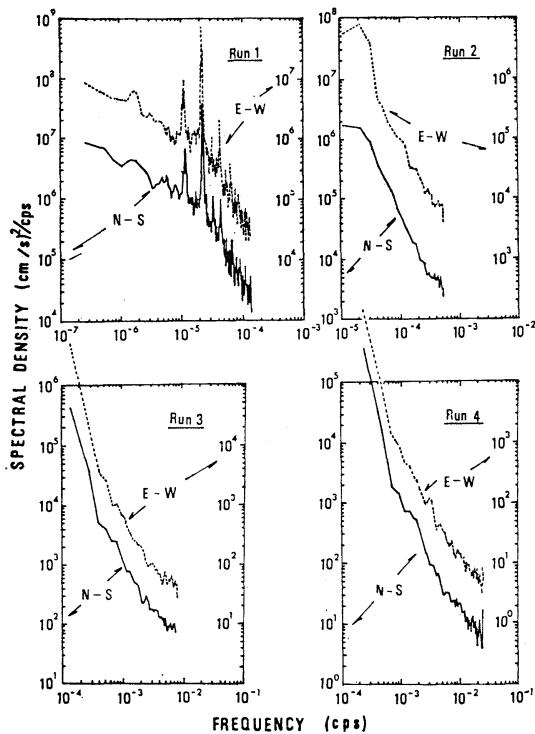


Fig. 1. Chart for locations of current meter stations. Buoy Station at  $35^{\circ}17.6'N$  and  $139^{\circ}43.3'E$  (Runs 1 and 2), Station A at  $35^{\circ}18.3'N$  and  $139^{\circ}42.5'E$  (Run 3), Station B at  $35^{\circ}16.9'N$  and  $139^{\circ}43.2'E$  (Runs 4 and 5), Station C with an ultrasonic current meter at 1.2 m from the sea surface with water depth 8 m.

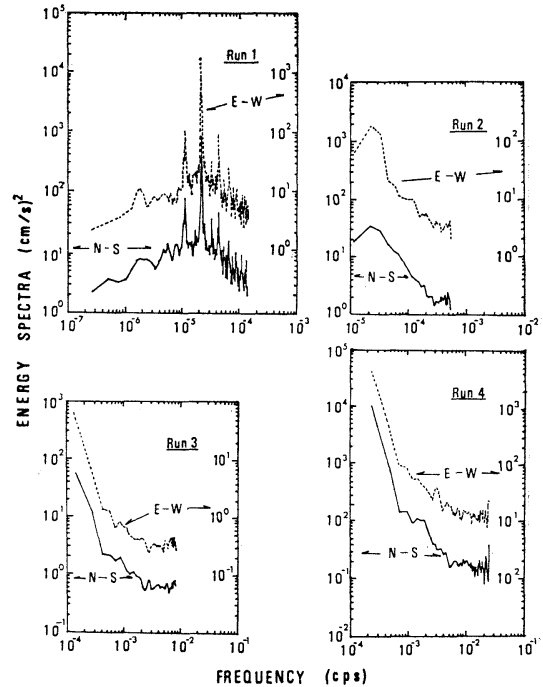
Table 1. Parameters for current measurements and spectral analysis.

Run No.	Date and time	Station	Mean sea depth (m)	Sensor depth (m)	Averaging time	Frequency range (cps)	Number of lags	Degree of freedom	Mean velocity (cm/s)	
									N-S comp.	E-W comp.
1	16:00, 23 Oct. 1979-09:00, 15 Jan. 1981	Buoy	50	40	1 hour	$2.6 \times 10^{-7}$ - $1.4 \times 10^{-4}$	540	40	0.64	0.84
2	00:00, 1 Nov. 1980-23:45, 30 Nov. 1980	Buoy	50	40	15 min.	$1.1 \times 10^{-5}$ - $5.6 \times 10^{-4}$	47	120	2.54	0.62
3	14:00, 14 Nov. 1978-09:40, 17 Nov. 1978	A	52	40	1 min.	$1.4 \times 10^{-4}$ - $8.3 \times 10^{-3}$	59	140	-11.01	2.84
4	14:00, 16 Nov. 1982-13:00, 17 Nov. 1982	B	60	50	20 sec.	$2.4 \times 10^{-4}$ - $2.5 \times 10^{-2}$	104	80	2.39	0.55
5	6 July 1977	C	8	1	0.5 sec.	$9.8 \times 10^{-3}$ -1	100	41	-4.65	2.51

Fig. 2. Spectral density ( $\text{cm}^2\text{s}^{-2}/\text{cps}$ ) of N-S and E-W components of current for each Run.

a high frequency range, the averaging interval can be taken as 20 seconds.

For a higher frequency range, data obtained with an ultrasonic current meter (EC type, Kaijo Denki Co.) was used (Run 5). The sampling interval is 0.5 second. The measuring site was far from those of Runs 1 to 4 and also

Fig. 3. Energy spectra ( $\text{cm}^2\text{s}^{-2}$ ) of N-S and E-W components of current for each Run.

different in hydrographic features, since the depth is only 8 m and the current meter was set up at 7 m from the bottom. The averaging interval is 0.5 second and the length of the measurement is 1024 seconds.

### 3. Spectral representation

The spectral density of N-S and E-W components for each run is plotted in Fig. 2. In

Fig. 3 energy spectra for the same components and frequency range are plotted. The energy spectra indicate high peak at semidiurnal frequency and lower peaks at diurnal and other higher harmonic tidal frequencies. The inertial

period is 20.71 hrs. for  $f=8.43 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$  at  $35.3^\circ \text{N}$  equaling  $1.34 \times 10^{-5} \text{ Hz}$  and is close to diurnal tidal frequencies, thus the energy input at the inertial frequency cannot be distinguished from those at tidal frequencies.

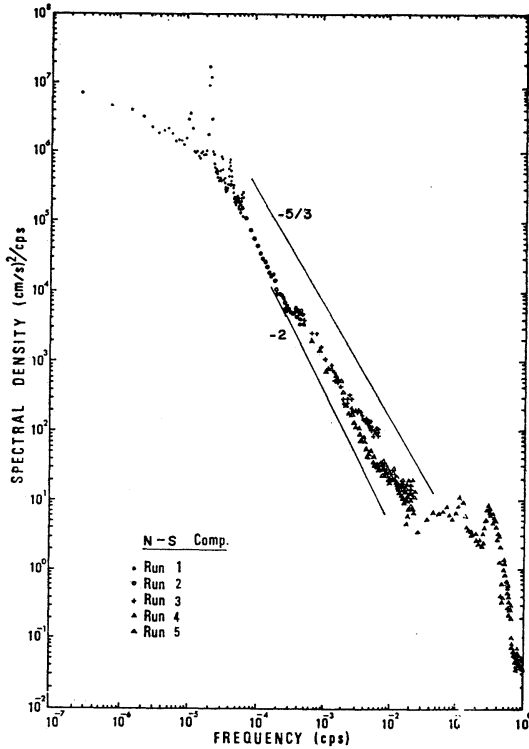


Fig. 4a. Spectral density ( $\text{cm}^2\text{s}^{-2}/\text{cps}$ ) of N-S component of current for a frequency range from  $2.6 \times 10^{-7}$  to 1 Hz.

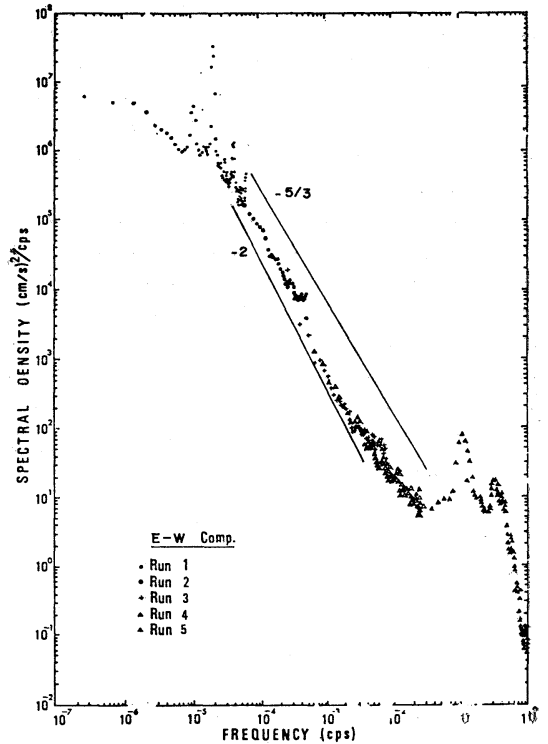


Fig. 4b. Spectral density ( $\text{cm}^2\text{s}^{-2}/\text{cps}$ ) of E-W component of current for a frequency range from  $2.6 \times 10^{-7}$  to 1 Hz.

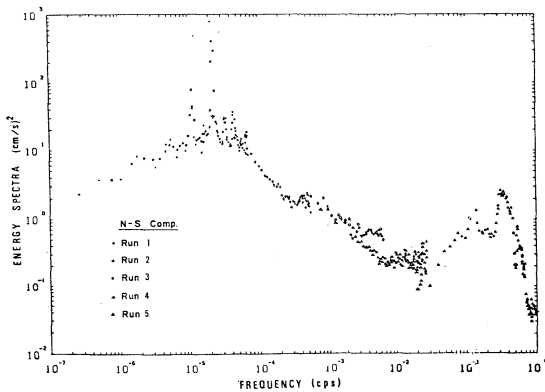


Fig. 5a. Energy spectra ( $\text{cm}^2\text{s}^{-2}$ ) of N-S component of current for a frequency range from  $2.6 \times 10^{-7}$  to 1 Hz.

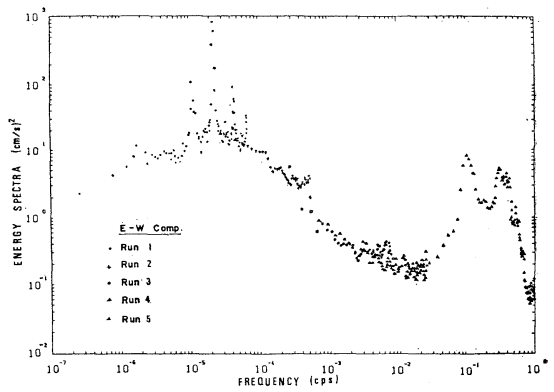


Fig. 5b. Energy spectra ( $\text{cm}^2\text{s}^{-2}$ ) of E-W component of current for a frequency range from  $2.6 \times 10^{-7}$  to 1 Hz.

In order to show the spectral feature of wide frequency ranges, the spectral density of N-S and E-W components for each run is plotted in Figs. 4a and 4b covering a frequency range from  $2.6 \times 10^{-7}$  Hz to 1 Hz respectively. In Figs. 5a and 5b energy spectra for the same component are plotted. In these figures, a higher frequency range was plotted from the data of Run 5 obtained with the ultrasonic current meter.

Figure 5 indicates presence of the energy window between the tidal and inertial frequencies and about  $10^{-1}$  Hz, where an eminent peak appears. Peak at about  $10^{-1}$  Hz and 0.3 Hz corresponds to swells of periods 10 sec. and wind waves of periods 3 sec., respectively. This was confirmed with the visual observations of the sea state during the time of current measurements, though wave gauge which should have been operated simultaneously failed to function. The tidal ellipses at heights 10 to 40 m from the bottom at Buoy Station are slender and have major axes from northwest to southeast in major components of semidiurnal and diurnal tides, thus current roses of tidal currents show predominant direction in the northwest and southeast (TSUJI, 1978). However, there is no systematic differences between the N-S and E-W components of the energy and energy density spectra. This suggests that the turbulence due to the energy input from tidal currents is at least horizontally isotropic. The energy density spectra of Figs. 4 and 5 show the cascade feature between tidal frequencies and about 0.1 Hz but this process can be considered as isotropic in the horizontal plane, because of similarity in the spectra between these two directions. The high frequency range above 0.1 Hz has different characteristics because its energy input depends on wind waves and swells. This range will be discussed separately.

#### 4. Energy cascade in oceanic turbulence

The energy density spectra of Figs. 4 and 5 indicate a feature of the energy cascade in oceanic turbulence explained schematically by OZMIDOV (1965) as shown in Fig. 6. He considered that the energy input in the ocean is mainly in three distinct wave number domains: planetary scale of about 1,000 km, tidal and inertial scales of several kilometers and wind

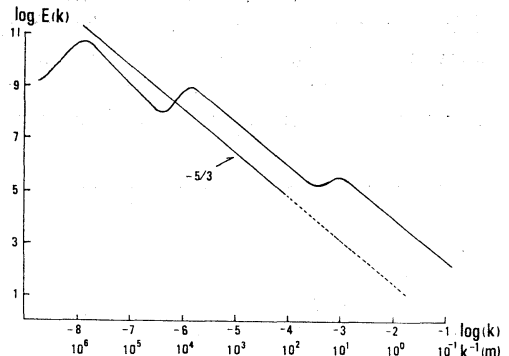


Fig. 6. Schematic energy spectral density of wave number domain in the ocean proposed by OZMIDOV (1965).

wave scales of several tens of meters. The wave number spectra of energy density would show peaks in these three input domains. Between peaks the energy cascade occurs as in the inertial subrange of KOLMOGOROV (1941) and the energy density decreases with the  $-5/3$  power of the wave number as schematically shown in Fig. 6.

The present spectra cover the frequency range which encompasses from the tidal and inertial scales to less than the wind wave scale. The low frequency range between the planetary scale and inertial scale was discussed by RHINES (1973) by use of current data at "Site D" on the continental slope south of Cape Cod in 2,650 m of water, invoking the spectra of  $-5$  or  $-3$  power of wave number from numerical integration of a two-dimensional barotropic vorticity equation with the beta-effect.

Although the present spectra show a  $-5/3$  power-like tendency between the inertial (tidal) and surface wave frequencies, three objections may be raised against Ozmidov's prediction. First, in order to apply his prediction to frequency spectra, Taylor's hypothesis of "frozen turbulence" should be invoked. Second, the predominance of two dimensionality of the flow field in the frequency range much lower than surface wave frequencies casts doubt about validity of the  $-5/3$  power law which is derived from the three dimensional isotropic turbulence. Third, OZMIDOV (1965) assumed that the energy dissipation rate may be higher than the one due

to the molecular viscosity on the smallest eddies (Kolmogorov's micro-eddies) and considered the dissipation by the eddy viscosity on larger eddies. The rationality of introducing the eddy viscosity and corresponding larger eddies is obscure.

### 5. Taylor's hypothesis

LIN (1953) and later LUMLEY (1965) discussed conditions for applicability of Taylor's hypothesis to a uniform flow and a shear flow. In a simple form these conditions can be expressed as follows (see also MONIN and YAGLOM, 1975).

For a uniform flow  $U$  in the  $x$ -direction the instrument (current meter) registers the velocity components  $u_i(x+Ut, t)$ . Taylor's hypothesis that the instrument registers the space variation by measuring the time rate of change  $du_i/dt$  is based on the assumption that the terms  $\partial u_i/\partial t + U \partial u_i/\partial x$  is predominant in the Navier-Stokes equations of motion and that the term of local change is very small compared to the advective term by the mean flow. Therefore

$$\overline{(\partial u_i/\partial t)^2} \ll U^2 \overline{(\partial u_i/\partial x)^2}, \quad (1)$$

where the bar indicates the ensemble average. For the isotropic turbulence the ratio of the l.h.s. to the r.h.s. of (1) is given by

$$\overline{(\partial u_i/\partial t)^2}/U^2 \overline{(\partial u_i/\partial x)^2} = a_i (U'/U)^2, \quad (2)$$

where  $a_i$  is a constant of an order of unity, depending on the directions relative to the mean current and

$$(U')^2 = 3 \overline{u_i^2}. \quad (3)$$

The criterion can be represented by the ratio  $U'/U$ .

Since the current in the present example is predominantly two dimensional, the vertical component is omitted for estimation of  $U'$ . The component of  $\overline{(U')^2}$  is determined by integrating numerically the power spectrum density of Fig. 2 with frequency in a range of each run, after peaks at inertial and tidal frequencies are smoothed out. The values of  $U$  and  $U'$  for each run are listed in Table 2. It is seen that only Run 3 satisfies the condition (1).

For a shear flow, the predominance of the advective term by the mean flow in the Navier-Stokes equations is expressed by

Table 2. Taylor hypothesis applicability criterions.

Run No.	$U$ (cm/s)	$U'$ (cm/s)	$n_0$ ( $10^{-5}$ cps)	
			$z_0=0.01$ cm	$z_0=1$ cm
1	1.06	4.13	1.46	2.44
2	1.64	2.82	2.27	3.78
3	11.37	1.26	15.69	26.15
4	2.45	0.66	3.38	5.65

$$\overline{U \partial u/\partial x} \gg \overline{|\omega \partial u/\partial z|} \quad (4)$$

in addition to (1), where the main shear is assumed in the direction  $z$  with  $\omega$  being its velocity component. For the isotropic turbulence

$$\overline{|\partial u/\partial x|}/\overline{|\omega|} \approx k. \quad (5)$$

If the Taylor hypothesis is valid, frequency  $\omega = kU$  and condition (4) can be expressed simply by

$$\omega \gg |\partial U/\partial z|. \quad (6)$$

In the present case, the mean shear was not measured directly at the current meter depth. The data collected from April to September 1976 indicate that the current averaged over five and one-half months is 3.3 and 2.5 cm/s at 2.5 m and 10 m from the bottom, respectively, showing the decrease upwards (TSUJI, 1978). However tidal ellipses of  $M_2$ ,  $S_2$ ,  $O_1$  and  $K_1$  constituents have major axes increasing upwards from 2.5 m to 20 m from the bottom with small changes of directions between  $320^\circ$  and  $349^\circ$ . Therefore it is not unreasonable to consider that the mean current at 10 m from the bottom is within the bottom boundary layer for the averaging period of several hours.

In the bottom boundary layer of a constant stress, the velocity profile is given by

$$U(z) = (u_* / k_0) \ln \{(z+z_0)/z_0\}, \quad (7)$$

where  $u_*$  is the friction velocity,  $k_0$  is the Karman's constant and  $z_0$  is a roughness parameter. The shear at  $z$  can be expressed as

$$\begin{aligned} dU/dz &= U(z) (z+z_0)^{-1} \{\ln(z+z_0)/z_0\}^{-1} \\ &= U(z) z^{-1} (\ln z/z_0)^{-1}, \end{aligned} \quad (8)$$

where the last term is justified because of  $z_0 \ll z$ . The value of critical frequency  $n_0$  (cps),

$$n_0 = (2\pi)^{-1} (dU/dz), \quad (9)$$

is determined from the mean velocity at 10 m by use of equation (8) with  $z_0=10^{-2}$  and 1 cm for each run and is listed also in Table 2. The larger value of  $z_0$  may correspond to unrealistically rough bottom but the values of  $n_0$  do not change very much with  $z_0$ . From the criterion (6) the applicability of Taylor's hypothesis may be valid for Runs 2 and 4 but only marginal for Runs 1 and 3 in the frequency ranges where spectra are determined. The mean velocity of Run 1 also may be not expressed by a logarithmic profile because of the long averaging time. Therefore combination of criterions (1) and (6) suggests that the Taylor's hypothesis may not be applicable to the frequency range lower than the surface wave frequencies. In meteorological context, the Taylor's hypothesis was a subject of extensive study, mainly with experiments in the surface boundary layer from early years (PANOFSKY, CRAMER and RAO, 1958; LAPPE and DAVIDSON, 1963). This is because the measurements of the wave number spectra of vertical and lateral components of the wind velocity are easier in the atmosphere than in the ocean because of sensors equipped for an airplane. In the ocean sensors towed by a ship functioned only for ten to twenty minutes at the most as experienced by GRANT *et al.* (1962). Also the current meters for the high frequency range in the ocean were not developed in the sixties. However, now both measuring techniques are much improved in the ocean and can test validity of Taylor's hypothesis more conclusively.

## 6. Two-dimensionality

The geophysical flow with frequencies or wave numbers much lower than those corresponding to the surface waves is predominantly two-dimensional. Turbulence of the two-dimensional geostrophic flow of planetary scale was reviewed by RHINES (1979) who compared results of numerical integration of the barotropic vorticity equation in the beta plane with the data of long term moored current meters.

Earlier KRAICHNAN (1967) treated the two-dimensional turbulence field caused by the energy fed at a constant rate to a wave number domain around a value of characteristic wave number  $k_i$ . He derived two inertial ranges from cascade

of kinetic energy and enstrophy (mean square vorticity) as a quasi-steady state. For the wave number range  $k \ll k_i$  and  $k \gg k_i$ , the energy density spectrum  $E(k)$  is given by

$$E(k) = \alpha \varepsilon^{2/3} k^{-5/3}, \quad (10)$$

and

$$E(k) = \beta \eta^{2/3} k^{-3}, \quad (11)$$

respectively, where  $\varepsilon$  and  $\eta$  are the rate of dissipation of kinetic energy and enstrophy and  $\alpha$  and  $\beta$  are universal constants of an order of unity. These rates are defined by

$$\varepsilon = \nu \overline{(\partial u_i / \partial x_j)^2}, \quad (12)$$

$$\eta = \nu \overline{(\partial \omega_i / \partial x_j)^2}, \quad (13)$$

where the subscripts follow the tensorial product rule,  $\omega_i$  is the  $i$ th component of vorticity and  $\nu$  is the molecular viscosity. The range represented by (10) causes backward energy cascade from higher to lower wave numbers with zero vorticity flow, whereas (11) produces a forward vorticity flow from lower to higher wave numbers and zero energy flow. Later LILLY (1973) integrated numerically two-dimensional equations of motion and continuity with viscous terms and surface drag (CSANADY, 1982) in a non-rotating system. His energy input was at a certain wave number domain only at the initial instant but he could produce the  $-3$  power range (his Fig. 1.6). He conjectured that the wave number spectra for the large scale atmospheric motion follow the  $-3$  power law, whereas those of the small scale motion are of the  $-5/3$  power law. As mentioned above, the  $-3$  power law for the planetary scale motion was confirmed by RHINES (1979).

Although LILLY's model (1973) predicts the  $-3$  power law for the flow field in the range similar to the tidal current treated here, his result may be not applicable to the present case for two reasons. First, his energy input was only at the initial instant, whereas the tidal energy input is continuous. Second, the dissipation of kinetic energy in his model is two-dimensional mainly through the bottom friction, whereas in the tidal currents it may be three dimensional and through viscous dissipation as expressed by



equation (12), as proven by GRANT *et al.* (1962) in their experiments.

### 7. Energy dissipation rate

The high frequency spectra corresponding to surface waves in Figs. 4 and 5 are rather spurious, since they are obtained from a completely different set of data. If the data are obtained at the same depth and place as for Runs 1 to 4 using the same current meter as for Run 5, perhaps the peaks at higher frequencies are not so pronounced as in these figures, since the wave induced currents decay rapidly with depth. In fact, the Kolmogorov time scale defined by

$$\tau = (\nu/\varepsilon)^{1/2} \quad (14)$$

ranges from 0.97 to 0.01 sec. for  $\varepsilon = 1.5 \times 10^{-2}$  to  $1 \text{ cm}^2 \text{ s}^{-3}$  with  $\nu = 1.4 \times 10^{-2} \text{ cm}^2 \text{ s}^{-1}$  from data of GRANT *et al.* (1962). This time scale reaches 7.5 sec. for  $\varepsilon = 2.5 \times 10^{-4} \text{ cm}^2 \text{ s}^{-3}$  obtained by STEWART and GRANT (1962) at a depth of 12 m from the surface in the same area when the surface wave height is about 0.5 m. It is noted that the Kolmogorov time scale decreases with increasing  $\varepsilon$ . The latter increases with wave height at least in the upper two meters in the presence of surface waves as observed by STEWART and GRANT (1962), though its range is surprisingly narrow and of the order of  $10^{-2} \text{ cm}^2 \text{ s}^{-3}$  up to the wave height of 1 m, in contrast to the subsurface values of GRANT *et al.* (1962) which range from  $10^{-2}$  to  $1 \text{ cm}^2 \text{ s}^{-3}$ .

### 8. Frequency spectra of the inertia subrange

If there is no mean current and turbulence is homogeneous and isotropic, the frequency energy spectrum can be expressed for the inertia subrange in terms of frequency  $\omega$  and  $\varepsilon$  as the wave number spectrum of (10) postulated by KOLMOGOROV (TENNEKES and LUMLEY, 1972). When the frequency energy spectrum is denoted by  $\Psi(\omega)$ , then we have, from the dimensional reasoning

$$\Psi(\omega) = B\varepsilon\omega^{-2}, \quad (15)$$

where  $B$  is a universal constant to be determined experimentally. Since the energy of turbulence in the frequency domain near  $\omega$  is the same as in the wave number domain near  $k$ , the follow-

ing relation is valid.

$$kE(k) = \omega\Psi(\omega). \quad (16)$$

On the other hand, a size of eddies with wave number near  $k$  is  $2\pi/k$  and its characteristic velocity is  $kE(k)$ , leading to the characteristic vorticity  $S(k)$  as

$$S(k) = \{kE(k)\}^{1/2}(2\pi/k)^{-1}. \quad (17)$$

In the inertia subrange,  $E(k)$  can be given by (10). Since the angular frequency  $\omega = 2S(k)$  corresponds to  $k$ , the following frequency equation is obtained;

$$\omega = \alpha^{1/2}\varepsilon^{1/3}k^{2/3}. \quad (18)$$

Then by use of (16), we have

$$B = \alpha^{3/2} \approx 1.8. \quad (19)$$

If the turbulent velocity is considered as the sum of the Fourier series of arguments both in time and space, in the inertia subrange the frequency and wave number are not independent but related with each other by (18). This relation is similar to the frequency equation of the gravity waves in the intermediate depth, since the frequency of the latter is between  $(gk)^{1/2}$  and  $(gH)k$ , where  $g$  is the gravity acceleration and  $H$  is the depth of the water. Of course, the wave number for the gravity waves is only in the horizontal directions and the analogy may be superficial. However, if the internal waves are considered, the wave-turbulence similarity becomes more realistic. Later this problem will be treated for the data obtained from the same source.

In passing, it is noted that for the two-dimensional case (11), the frequency spectrum in the inertia subrange cannot be expressed in terms of  $\omega$  as equation (15), in contrast to the wave number spectrum (10). This is because the dissipation rate of enstrophy has a dimension of  $(\text{time})^{-3}$  and thus the energy spectrum cannot be expressed in terms of  $\eta$  and  $\omega$  only.

In Fig. 4, the  $-2$  power curves from equation (15) are plotted in the range of frequency lower than the surface wave frequencies. It is seen that the overall agreement with the spectral density curves from Runs 2, 3 and 4 is rather good. The data in the high frequency range

Table 3. Estimation of rate of energy dissipation ( $\epsilon$ ).

Run No.	Coefficient	Units	E-W	N-S
2, 3, 4	C	$\text{cm}^3 \text{s}^{-2}$	$5.5 \times 10^{-2}$	
2	C	$\text{cm}^3 \text{s}^{-2}$		$3.0 \times 10^{-2}$
3, 4	C	$\text{cm}^3 \text{s}^{-2}$		$7.5 \times 10^{-2}$
3	D	$\text{cm}^{5/3} \text{s}^{-2}$	0.27	0.75
3	$\epsilon$ (from D)	$\text{cm}^3 \text{s}^{-2}$	$3.5 \times 10^{-2}$	$8.1 \times 10^{-2}$

of these runs show slopes which are less steep than the  $-2$  power and closer to the  $-5/3$  power, particularly for Runs 3 and 4. It is not conclusive whether this is due to the validity of Taylor's hypothesis as discussed before.

Equation (15) suggests that the value of  $\epsilon$  can be estimated by fitting the  $-2$  power curve to the observed spectra, if the constant  $B$  is known, although the partition of energy in two horizontal directions is unknown for the flow which is predominantly two-dimensional.

The coefficients of the  $-2$  power and the  $-5/3$  power for the spectra of Fig. 4 are denoted as  $C$  and  $D$ , respectively. These values are listed in Table 3 for each component. The coefficients are expressed by

$$C = B'\epsilon, \quad (20a)$$

$$D = K'\epsilon^{2/3}U^{2/3}, \quad (20b)$$

where  $B'$  is different from  $B$  of (18) because of uncertainty in the energy partition. However,  $K'$  may be taken as 0.5, the same value determined experimentally by GRANT *et al.* (1962). The N-S components have two values of  $C$ : a smaller value from Run 2 for a lower frequency range and a larger value from Runs 3 and 4 for a higher frequency range. Because of uncertainties in the energy partition,  $B'$  is simply taken as unity, leading to  $C$  being  $\epsilon$ .

In (20b),  $K'$  is taken as 0.5 and  $\epsilon$  is determined. The values of  $\epsilon$  thus determined from  $C$  and  $D$  agree with each other and also both are within the range of values determined by GRANT *et al.* (1962).

### 9. Spectra in the surface wave frequency range

Since the spectra of currents in the surface wave frequency range were obtained only for Run 5, the discussion on them is brief and

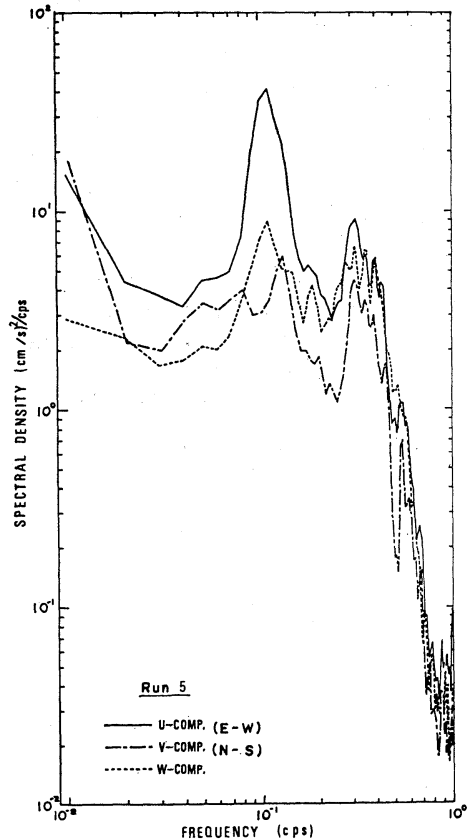


Fig. 7. Spectral density ( $\text{cm}^2 \text{s}^{-2} / \text{cps}$ ) for three velocity components measured with an ultrasonic current meter.

schematic. The spectra of three components are plotted in Fig. 7. Two peaks at about 0.1 and 0.3 cps correspond to the swell and local wind waves, respectively as mentioned before. The spectra seem to be isotropic including the vertical component.

The cascade of the spectra can be recognized in a range from 0.4 to 0.8 cps for the three components. The regression analysis is applied to the spectrum of each component varying as  $\omega^{-a}$ . The average slope of the three components gives

$$a = 6.96 \pm 0.40. \quad (21)$$

This slope is very close to the  $-7$  power spectrum determined by GRANT *et al.* (1962) for the very high wave number range. This slope is completely different from the one derived from

the sea level spectra of the surface waves. The latter has been a subject by various workers (PHILLIPS, 1977) but the consensus is that the sea level spectra follows the  $-5$  power in the frequency range beyond the peak. If the linear theory of the surface gravity waves is applicable, then the spectra of each current component should follow the  $-3$  power, since the velocity is proportional to a rate of change of the surface elevation with time. The  $-7$  power indicates that the decay (or cascade) of the wave induced currents is not a linear process but due to non-linear interaction or turbulence.

The Kolmogorov's time scale can be determined for the cascade range of frequency. The mean turbulent velocity  $(U'^2)^{1/2}$  is estimated by integrating spectra density of Fig. 7 with frequency, leading to  $0.503 \text{ cm s}^{-1}$ . The mean value of  $\varepsilon$  is  $(5.53 \pm 2.05) \times 10^{-2} \text{ cm}^3 \text{ s}^{-2}$  from Table 3. If we take  $\nu = 0.014 \text{ cm}^2 \text{ s}^{-1}$ , then  $\tau = 0.50 \text{ s}^{-1}$  or 3.1 cps. Therefore the cascade range of frequency is influenced by Kolmogorov's microscale eddies.

## 10. Concluding remarks

Data with moored current meters at the mouth of Tokyo Bay provide various information useful both for scientific purposes and for practical problems. In this paper the spectra of the current in a range from sub-inertial-tidal to super-surface wave frequencies are discussed mainly from turbulence theories originated from Kolmogorov's classical model. The argument is essentially heuristic, since the original data were collected for monitoring currents for pollution control and lack quality needed to reveal structures of oceanic turbulence. For the latter purpose, currents and density should be measured at closely spaced depths, in high frequency ranges, though for short periods of time. Other measurements should determine the wave number spectra and the Lagrangian spectra. The former may include measurements with a towed instrument or with sensors attached to a ship as carried out by GRANT *et al.* (1962). The latter seems more difficult, since Lagrangian measurement or tracking of drifters is still not fully automated except for satellite tracking of drifters with low time and space resolution in the open ocean. However, automation of tracking a

number of drifters for a short period of time in shallow waters is within the present technical feasibility. It is important that these two types of spectra should be determined simultaneously and near the same location of the moored current meters. Classical works of GRANT *et al.* (1962) would have increased their value for turbulence dynamics if frequency spectra had been simultaneously determined with high-resolution current meters.

The other aspect of the present data source is that the location of measurements is too complicated both from the points of view of experimental feasibility and of dynamics. Because of heavy shipborne traffic the proposed experiments may be difficult to perform. Also complicated coastlines and bottom topography with variable meteorological conditions make data interpretation difficult, though fortunately tidal currents seem to be rather simple. It will be ideal for turbulence hydrodynamics if a long-range experimental set-up is established off the coast of Tokai-mura, Ibaraki, where the Japanese Atomic Power Research Institute has been monitoring oceanic environment since the mid-fifties. The coastline and bottom topography are much simpler there than at the mouth of Tokyo Bay.

Future work on the data from the same source will be focused on more deterministic models of the spectra than those discussed here. One will be the response of the current to the stochastic wind stress and more or less deterministic tidal inputs. This problem is concerned with spectra for mainly inertial-tidal frequencies. The other is interpretation of the spectral cascade in terms of internal wave spectra. The internal wave spectra in shallow waters are not fully understood yet, and the present data are admittedly inadequate in this regard, and thus new data may be needed.

The first author is supported by the Office of Naval Research.

## References

- CSANADY, G. T. (1982): *Circulation in the Coastal Ocean*. D. Reidel Co., Dordrecht, Holland, p. 10-13.
- DE VERIDIÈRE, A. C. (1983): Lagrangian eddy statistics from surface drifters in the eastern North Atlantic. *J. Mar. Res.*, **41**, 375-398.
- GRANT, H. L., R. W. STEWART and A. MOILLIET

- (1962): Turbulence spectra from a tidal channel. *J. Fluid Mech.*, **12**, 241-268.
- KOLMOGOROV, A.N. (1941): Local structure of turbulence in an incompressible fluid at very high Reynolds number. *Dokl. Akad. Nauk USSR*, **30**, 299-303.
- KRAICHNAN, R.H. (1967): Inertial ranges in two-dimensional turbulence. *Phys. Fluids*, **10**, 1417-1423.
- LAPPE, U.O. and B. DAVIDSON (1963): On the range of validity of Taylor's hypothesis and the Kolmogorov spectral law. *J. Atmos. Sci.*, **20**, 569-576.
- LILLY, D.K. (1973): Lectures in sub-synoptic scales of motion and two-dimensional turbulence. *Dynamical Meteorology* (edited by P. MOREL), D. Reidel Pub. Co., Dordrecht, Holland, 353-418.
- LIN, C.C. (1953): On Taylor's hypothesis and the acceleration terms in the Navier-Stokes equations. *Quart. Appl. Math.*, **10**, 295-306.
- LUMLEY, J.L. (1965): Interpretation of time spectra measured in high-intensity shear flows. *Phys. Fluid*, **8**, 1056-1066.
- MONIN, A.S. and A.M. YAGLOM (1975): *Statistical Fluid Mechanics; Mechanics of Turbulence*. **2**, (English translation), MIT Press, Cambridge, MA, 364-368.
- OZMIDOV, R.V. (1965): Energy distribution among motions of different scale in the ocean. *Izv. Akad. Nauk USSR, Fis. Atmos i Okean*. **1**, 439-444.
- PANOFSKY, H.A., H.E. CRAMER and V.R.K. RAO (1958): The relation between Eulerian time and space spectra. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **84**, 270-273.
- PHILLIPS, O.M. (1977): *The Dynamics of the Upper Ocean*. Cambridge Univ. Press, Cambridge, England, 140-170.
- RHINES, P. (1973): Observations of the energy-containing oceanic eddies and theoretical models of waves and turbulence. *Bound. Lay. Meteor.*, **4**, 345-360.
- RHINES, P. (1979): Geostrophic turbulence. *Ann. Rev. Fluid Mech.*, **11**, 401-441.
- STEWART, R.W. and H.L. GRANT (1962): Determination of the rate of dissipation of turbulent energy near the sea surface in the presence of waves. *J. Geophys. Res.*, **67**, 3177-3180.
- TENNEKES, H. and J.L. LUMLEY (1972): *A First Course in Turbulence*. MIT Press, Cambridge, MA, 274-277.
- TSUJI, M. (1978): The qualitative property of mean sea condition at the mouth of Tokyo Bay. *Bull. Nat. Res. Inst. Pol. and Res.*, **8**, 9-19. (In Japanese)
- TSUJI, M. and S. KANARI (1983): Vertical eddy diffusivity coefficient in stable stratified fluid at a coastal sea. *La mer (Bull. Soc. franco-japon. d'océanogr.)*, **21**, 84-88. (In Japanese)

## 浅海域における流れのスペクトル

### 1. 乱れの状況

市 栄 誉, 辻 正 明

要旨: 東京湾口部の水深, 約 50 m の海域で 1978 年から 1982 年にかけて海底上 10 m 層の水平流速の観測を行った。そのデータを用いて,  $3 \times 10^{-7}$  から 1 Hz の周波数帯にわたって解析したスペクトルの分布特性について検討した。

KOLMOGOROV や OZMIDOV のスペクトルと比較するため, TAYLOR の仮説を適用した結果,  $2 \times 10^{-4}$  から  $4 \times 10^{-3}$  Hz の範囲において, TAYLOR 仮説を満たしていることがわかった。今回得られたスペクトルに対して二次元スペクトルで仮定される波数の -3 乗則は適用できないが, 慣性小領域における周波数の -2 乗則は波浪以下の低周波数に対して適用された。さらに, スペクトル形から求めたエネルギー逸散率の値は GRANT ら (1962) が求めた値の範囲内にある。TAYLOR の仮説を満足している観測結果については KOLMOGOROV スペクトルから得られたものと一致する。

一方, 超音波流速計で測定した高周波側のスペクトルは等方性であり, うねりや波浪によるピークがみられる。これらは, 周波数の -7 乗で減衰している。今後の解析・実験計画についても論じた。

## Slope measurement of water surface by means of Moiré fringes\*

Harumitsu TAKAYAMA\*\* and Tomosaburo ABE\*\*

**Abstract:** Two gratings are used for measuring of the slopes of water surface by a method using the Moiré fringes. One grating is set beneath a water tank with transparent bottom. When this grating is observed through the tank, its image shifts the original shape because of refraction at the water surface, and the displacement changes according to the increment of the slopes. For magnifying this displacement, Moiré fringes are produced by superposing the image of another grating on that of the first grating. The displacement can be magnified easily by adjusting the cross angle of the two gratings. Thus slope distribution of the water surface can be obtained by measuring the displacements of the Moiré fringes, thereby the time-varying processes of slope distribution of the water surface can be observed by use of a video-camera without disturbance of water surface.

### 1. Introduction

The Moiré fringes are created by superposition of a fixed grating on its shadow cast onto the object surface (KATYL, 1972; JAERISCH and MACOSCH, 1973), or by superposition of fixed grating on the distorted image of another grating by light refraction at the surface of transparent object (THEOCARIS and KOUTS-ABESSIS, 1965; SCOTT, 1969). This phenomenon can be applied to measurement of the wave profile by taking photographs of the Moiré fringes moving with wave motion in a water tank with transparent bottom (TAKAYAMA and ABE, 1979).

### 2. Principle of Moiré fringes

The Moiré fringes are formed by simple geometrical superposition of two line gratings or that of two lattices.

As shown in Fig. 1, the intersections of rulings form straight lines. The Moiré fringes are perpendicular to the rulings of grating 1 when the rulings of two gratings are superposed under the following condition,

$$\theta = \cos^{-1}(S_2/S_1), \quad (1)$$

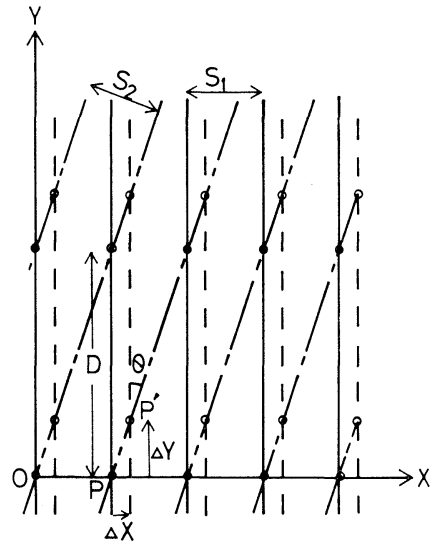


Fig. 1. Generation of Moiré fringes by interference of two straight line gratings.

- : basic grating (grating 1).
- · - : grating lines superposed on the grating 1 at an angle of incidence  $\theta$  (grating 2).
- - - : case where the lines of the grating 1 move by  $\Delta X$  in the X-direction.

\* Received May 29, 1984

\*\* Faculty of Science, Science University of Tokyo, Kagurazaka 1-3, Shinjuku-ku, Tokyo, 160 Japan

where  $S_1$  and  $S_2$  are the spaces between the rulings of the gratings 1 and 2, respectively, and  $\theta$  is the cross angle of the rulings of the two

gratings. The distance  $D$  between the fringes becomes

$$D = S_1 \cot \theta. \quad (2)$$

Let the intersection of rulings of the two gratings be  $P$ , and when the grating 1 moves by  $\Delta X$  in the positive  $X$ -direction, the intersection of these rulings changes from  $P$  to  $P'$ . Hence the displacement  $\Delta Y$  in the  $Y$ -direction is

$$\Delta Y = \Delta X \cot \theta. \quad (3)$$

If the angle  $\theta$  is very small ( $\cot \theta \gg 1$ ), then the displacement  $\Delta Y$  of the Moiré fringe becomes much larger than  $\Delta X$ .

### 3. Principles of slope measurement of the water surface by means of Moiré fringes

3-1. Moiré fringes projected on the screen through the water surface

The optical system of this method is shown in Fig. 2. The line grating (hereafter referred to as G1), which is set between lens  $L$  and a water tank with transparent bottom, is parallel

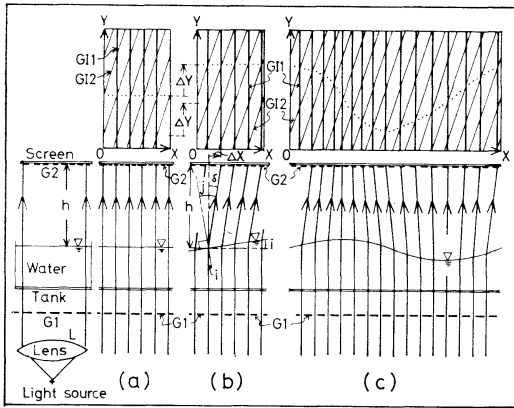


Fig. 2. Schematic view of the optical system (Moiré fringes projected on the screen).

- The upper figures show Moiré fringes on the screen. The dotted lines are lines connecting the intersections of G11 and G12.
- Still water; intersections of G11 and G12 are arranged in straight lines.
  - Sloped surface; intersections of G11 and G12 are arranged in straight lines and shift  $\Delta Y$  in the  $Y$ -direction.
  - Wavy surface; intersections of G11 and G12 are arranged in wavy curves.

to a screen. The screen is set at a certain height ( $h$ ) above the water surface. Parallel beams from a light source reach the screen after passing through G1 and the basin. The image of G1 is formed on the screen (hereafter referred to as G11). The Moiré fringes are formed when another grating G2 is set in contact with the screen.

Here a coordinate system is taken on the screen with  $X$ -axis perpendicular to the rulings of G11 and  $Y$ -axis parallel to the rulings of G11.

In the case of still water, G11 becomes a group of parallel lines with equal spacing and is identical with G1. When G2 is superposed on G11 at the angle  $\theta$ , the Moiré fringes form the patterns which are parallel to the  $X$ -axis (Fig. 2-a).

When the water surface is uniformly sloped at an angle  $i$  (Fig. 2-b), Snell's law gives

$$n \sin i = \sin j, \quad (4)$$

where  $i$  is the incident angle,  $j$  the refractive angle and  $n$  the refractive index of the liquid.

Equation (4) gives, with  $\delta = j - i$ ,

$$\tan i = \sin \delta / (n - \cos \delta). \quad (5)$$

As in Fig. 2-b,  $\Delta X = h \tan \delta$ , then

$$\delta = \tan^{-1}(\Delta X / h). \quad (6)$$

Equations (5) and (6) lead to

$$\tan i = \sin[\tan^{-1}(\Delta X / h)] / [n - \cos(\tan^{-1}(\Delta X / h))], \quad (7)$$

so that Eqs. (3) and (7) lead to

$$\tan i = \sin[\tan^{-1}(\Delta Y \tan \theta / h)] / [n - \cos\{\tan^{-1}(\Delta Y \tan \theta / h)\}], \quad (8)$$

which gives the surface slope if displacement  $\Delta Y$  of the Moiré fringes is measured.

In another case when plane waves are propagated in the  $X$ -direction (Fig. 2-c), G11 becomes a group of parallel lines with unequal spacings, which are narrower near the wave crest than near the trough. When the rulings of G2 are superposed on the rulings of G11 at an angle  $\theta$ , the Moiré fringes form a nearly sinusoidal profiles. A wave form  $\eta = \eta_0 \sin kX$  is assumed, where  $\eta_0$  is amplitude and  $k$  is the

wave number, and the position of the ruling of G1 located on a distance  $X$  changes its position to  $X + \Delta X$  due to refracting at the water surface (Fig. 2-b). Then displacement  $\Delta X$  is

$$\Delta X = h \tan(j - i), \quad (9)$$

and

$$\begin{aligned} \tan i &= d\eta/dX = b_0 \cos kX, \\ (b_0 &= k\eta_0). \end{aligned} \quad (10)$$

Snell's law gives

$$\sin j = n \sin i, \quad (11)$$

which gives with Eqs. (9), (10) and (11),

$$\begin{aligned} \Delta X &= [(n - \sqrt{1 - (n^2 - 1)b_0^2 \cos^2 kX}) \\ &\quad / (\sqrt{1 - (n^2 - 1)b_0^2 \cos^2 kX} \\ &\quad + nb_0^2 \cos^2 kX)] hb_0 \cos kX. \end{aligned} \quad (12)$$

When G2 is superposed on G1 at the cross angle  $\theta$ , displacement of the intersection of two rulings at  $X + \Delta X$  is  $A(X)hb_0 \cos kX \cot \theta$ . If the equation for profile of the Moiré fringes is denoted by  $f(X)$ , then

$$f(X) = A(X - \Delta X)hb_0 \cos k(X - \Delta X) \cot \theta, \quad (13)$$

where

$$A(X) = \frac{n - \sqrt{1 - (n^2 - 1)b_0^2 \cos^2 kX}}{\sqrt{1 - (n^2 - 1)b_0^2 \cos^2 kX} + nb_0^2 \cos^2 kX}.$$

In Fig. 3, the value of  $f(X)$  is normalized as  $f(X/\lambda)/f(X/\lambda)_{X=0}$ , where  $\lambda$  is the wave length. This profile is skewed according to the increase of the value of  $h/\lambda$  or  $\eta_0/\lambda$ .

3-2. Moiré fringes photographed with a camera or a video-camera

When it is difficult to set up the apparatus of the above-mentioned method (3-1), the following method can be employed practically with a video-camera placed above the water tank.

A grating is placed below the tank and another grating is set between the tank and the camera (Fig. 4). Hereafter these two gratings are referred to as G1 and G2. When the images of G1 and G2 (images G11 and G12, respectively) on a TV screen are superposed at an apt cross angle  $\theta$  (Fig. 4-a), the Moiré fringes are formed perpendicular to the rulings of G11 in the case of still water. G11 looks like groups of parallel lines with unequal spacing by refrac-

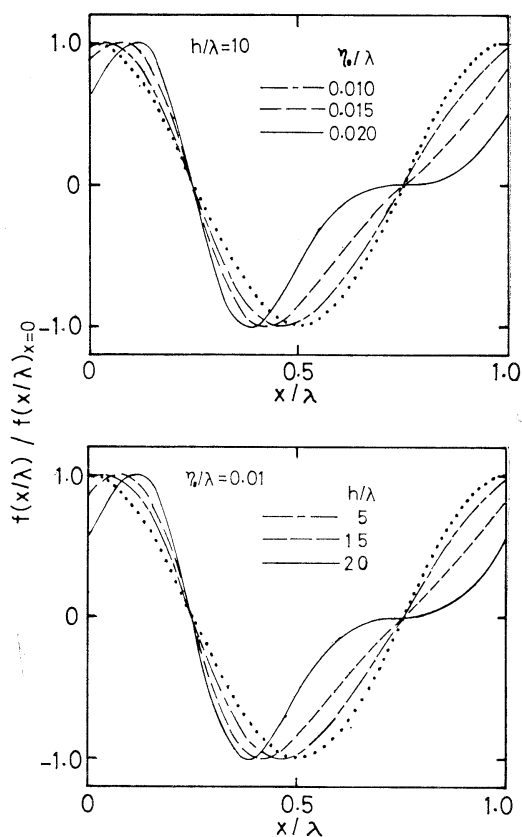


Fig. 3. Profile of the Moiré fringes on the screen. .... : Sinusoidal curve.

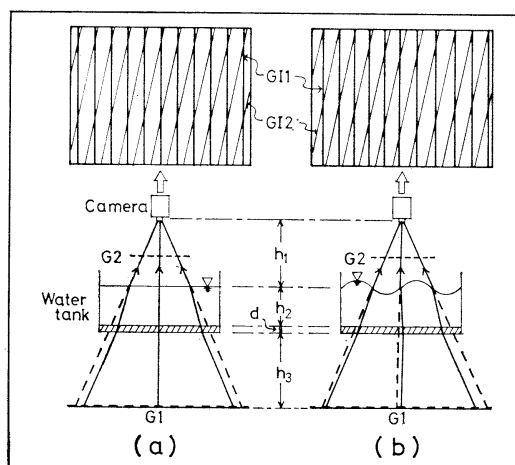


Fig. 4. Moiré fringes photographed with a video-camera. The upper figures show Moiré fringes on the TV screen. (a) Still water; (b) wavy surface.

tion, if observed through the water tank.

A coordinate system is taken on the G1 with X-axis perpendicular to the rulings of G1 and the origin is taken beneath the camera C. The light beams diverging from the point (P<sub>0</sub>), at x<sub>0</sub> are refracted (Fig. 5) at the tank bottom and the water surface before it reaches the point C, and diverge from the point P located at a distance x. Hence the following equations are obtained;

$$x_0 = h_1 \tan \phi_1 + h_2 \tan \phi_2 + h_3 \tan \phi_3 + d \tan \phi_d, \quad (14)$$

$$x = h \tan \phi_1 \quad (h = h_1 + h_2 + h_3 + d). \quad (15)$$

From Snell's law, it follows

$$\sin \phi_1 = n_2 \sin \phi_2 = \sin \phi_3 = n_d \sin \phi_d, \quad (16)$$

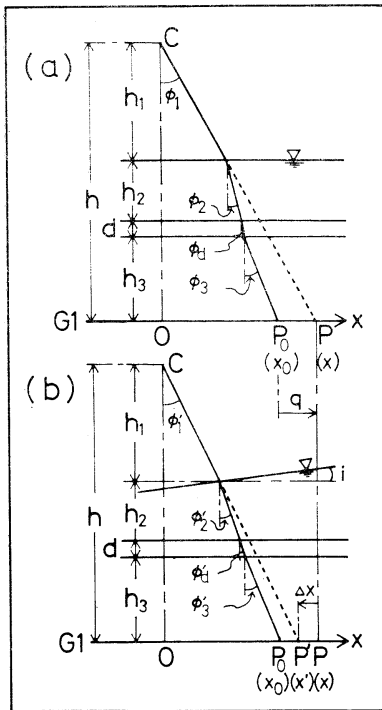


Fig. 5. Displacement of G1 by refraction. (a) Still water; (b) uniform slope. (C: camera)

The light passes through water and glass before it reaches the point C. After refraction at the water and glass surface, the rays originally diverging from the point P<sub>0</sub> now diverge from the point P, though not originated at P.

where  $n_2$  and  $n_d$  are the refractive indices of water and glass, respectively. When  $q$  represents the displacement  $(x-x_0)$ , the differentiation of  $q$  with respect to  $x$  is

$$\frac{dq}{dx} = \frac{h_2 + d}{h} - \frac{h \cos [\tan^{-1}(x/h)]}{h^2 + x^2} \left( \frac{h_2 \sec^2 \{ \sin^{-1} [\sin(\tan^{-1}(x/h))/n_2] \}}{\sqrt{n_2^2 - \sin^2 [\tan^{-1}(x/h)]}} + \frac{d \sec^2 \{ \sin^{-1} [\sin(\tan^{-1}(x/h))/n_d] \}}{\sqrt{n_d^2 - \sin^2 [\tan^{-1}(x/h)]}} \right). \quad (17)$$

It is readily seen in Fig. 6 that  $dq/dx$  increases with  $x/h$ . The spaces of G1 get wider with the distance  $x/h$ . The value of  $dq/dx$  seems almost insensitive to the change of  $h_2/h$ . For small value of  $x/h$  ( $< 0.1$ ),

$$[(dq/dx) - (dq/dx)_{x=0}] / (dq/dx)_{x=0} < 0.02,$$

so that

$$dq/dx \doteq (dq/dx)_{x=0}.$$

At  $x=0$  Eq. (17) is transformed into

$$(dq/dx)_{x=0} = h_2(1 - 1/n_2)/h + d(1 - 1/n_d)/h. \quad (18)$$

Under the above condition the ratio ( $SI_2/SI_1$ ) of the grating space of G1 to that of G2 becomes

$$SI_2/SI_1 = l_1 S_2 / l_2 S_1 [1 + h_2(1 - 1/n_2)/h + d(1 - 1/n_d)/h], \quad (19)$$

where  $S_1$  and  $S_2$  are the grating spaces of G1 and G2, and  $l_1$  and  $l_2$  are the distances to the

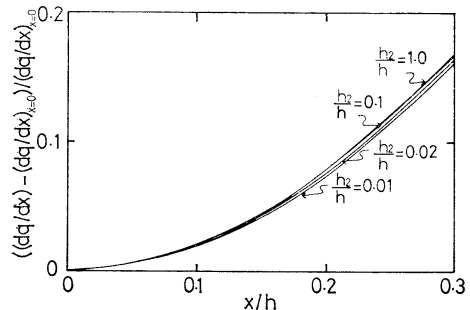


Fig. 6. Displacement of G1 by refraction in the case of still water.



camera from G1 and G2, respectively.

When GI1 and GI2 are superposed at the cross angle  $\theta$  under the following condition

$$\theta = \cos^{-1} \{ l_1 S_2 / l_2 S_1 [1 + h_2(1 - 1/n_2)/h + d(1 - 1/n_d)/h] \}, \quad (20)$$

the Moiré fringes are nearly perpendicular to the rulings of GI1 (Fig. 4-a).

Another coordinate system is taken on the TV screen with  $X$ -axis perpendicular to the rulings of GI1 and  $Y$ -axis parallel to the rulings of GI1. Then the displacement  $\Delta Y'$  from the straight line is given by

$$\Delta Y' = \Delta X' \cot \theta \quad (21)$$

$$(\Delta X' = R x [(dq/dx) - (dq/dx)_{x=0}],)$$

where  $R$  is the ratio of scales of coordinates on TV screen to that of G1.

The displacement of GI1 is analyzed in the case of uniformly sloped surface. The light diverging from the point  $P_0$  at  $x_0$  is refracted at the water surface before it reaches the point C and it diverges from the point  $P'$  at  $x'$  (Fig. 5-b). Then

$$x_0 = h_1 \tan \phi_1' + h_2 \tan \phi_2' + h_3 \tan \phi_3' + d \tan \phi_d', \quad (22)$$

$$x' = h \tan \phi_1' \quad (23)$$

and, from Snell's law

$$\sin(\phi_1' - i) = n_2 \sin(\phi_2' - i),$$

$$n_2 \sin \phi_2' = \sin \phi_3' = n_d \sin \phi_d'. \quad (24)$$

Thus  $x_0$  is obtained by substituting the value of  $x'$  into Eqs. (22)~(24), and  $\phi_1'$  (Fig. 5) is obtained by Newton's method after substituting  $x_0$  and  $i$  into Eqs. (14) and (16). Equation (15) gives  $x$ . Consequently, displacement  $\Delta x$  from the position in the case of still water is obtained by

$$\Delta x = x' - x. \quad (25)$$

The water surface is assumed to be

$$\eta = \eta_0 \sin kx'', \quad (26)$$

which gives

$$\tan i = d\eta/dx'' = k\eta_0 \cos kx'', \quad (27)$$

$$i = \tan^{-1}(b_0 \cos kx''), \quad (b_0 = k\eta_0). \quad (28)$$

The coordinate  $x'$  of the intersection of G1 and extension of the straight line connecting the point C to the coordinate  $x''$  on the water surface (Fig. 5) is given by

$$x' = x''/r, \quad (r = h_1/h). \quad (29)$$

Hence the displacement  $\Delta x$  at  $x'$  is obtained as follows:  $x''$  is obtained by substituting  $x'$  into Eq. (29),  $i$  is obtained by substituting  $x''$  and  $b_0$  into Eq. (28),  $\Delta x$  is calculated from  $x''$  and  $i$  in the same way as in the case of uniform inclination. Then displacement  $\Delta Y$  is given by

$$\Delta Y = \Delta X \cot \theta$$

$$= \Delta x R \cot \theta, \quad (R = X/x). \quad (30)$$

Thus, the profile of the Moiré fringes on TV screen is obtained from Eqs. (21) and (30) as follows;

$$\Delta Y + \Delta Y' = \Delta X \cot \theta + \Delta X' \cot \theta$$

$$= \Delta x R \cot \theta + \Delta x' R \cot \theta. \quad (31)$$

The first term of the right-hand side expresses displacement from the Moiré fringes which are formed in the case of still water. The second term expresses displacement of the Moiré fringes from the tangential line which touches the fringe at  $x=0$  in the case of still water. The Moiré fringes in this case are not completely straight

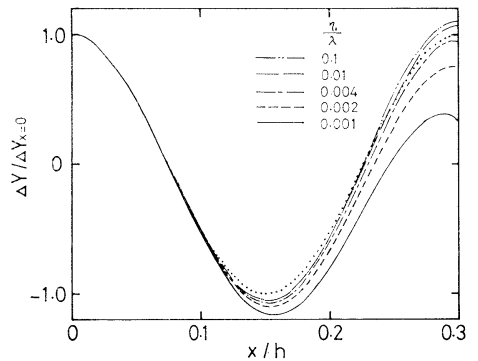


Fig. 7. Profile of the Moiré fringes photographed with a camera. .... : Sinusoidal curve.

lines as the spaces of G1 are widened with increase of the distance  $x$ .

In the profiles of Moiré fringes which are obtained in the way described above (Fig. 7), the value  $x$  is expressed in dimensionless form by using a distance  $h$  between the camera and G1. The value  $\Delta Y$  is expressed as the normalized form of  $\Delta Y/\Delta Y_{x=0}$ . The profiles are considerably skewed by the effect of the shift from a straight line (the second term of the right-hand side of Eq. (31)), whereas they are hardly skewed when  $\eta_0/h$  is small.

By using the Moiré fringes the water surface is obtained as follows:

- 1) The distance of Moiré fringes  $\Delta Y$  at  $x'$  was measured by using the Moiré fringes in the case of still water and of wavy surface.
- 2) From Eq. (30),  $\Delta x = \Delta Y \tan \theta / R$  ( $\Delta Y$ ,  $\theta$  and  $R$  given).
- 3) From Eq. (25),  $x = x' - \Delta x$  ( $x'$  and  $\Delta x$  given).
- 4) From Eqs. (15),  $\phi_1 = \tan^{-1}(x/h)$  ( $x$  and  $h$  given).
- 5) From Eqs. (14) and (16),  

$$x_0 = h_1 \tan \phi_1 + h_2 \tan \phi_2 + h_3 \tan \phi_3 + d \tan \phi_d$$

$$(\sin \phi_1 = n_2 \sin \phi_2 = \sin \phi_3 = n_d \sin \phi_d)$$

$$(\phi_1, h_1, h_2, h_3, d, n_2 \text{ and } n_d \text{ given}).$$
- 6) From Eq. (23),  $\phi_1' = \tan^{-1}(x'/h)$  ( $x'$  and  $h$  given).
- 7) Angle  $i$  is given by Newton's method using Eqs. (22) and (24)  
 $(x_0 \text{ and } \phi_1' \text{ given, } i, \phi_2', \phi_3' \text{ and } \phi_d' \text{ determined}).$

Consequently, the value of  $\tan i$  is the surface slope at  $x''$  (from Eq. (29),  $x'' = x'r$ ).

#### 4. Instruments

Geometry of the instruments is shown in Fig. 8. G1 is a lattice drawn on the paper ( $100 \times 50$  cm) with a pitch of 2 lines/cm and is placed at a distance of 80 cm below the water tank. G2 is made in two ways. One is a film of the parallel lines with a pitch of 5 lines/cm and the other is that of the lattice with a pitch of 5 lines/cm. Each film is 30 cm wide and 45 cm long. These are placed between the camera and the water surface under the condition of Eq. (20). The Moiré fringes are taken with a video-camera which is placed vertically at 90 cm above the water surface. Two 500 W lamps are placed

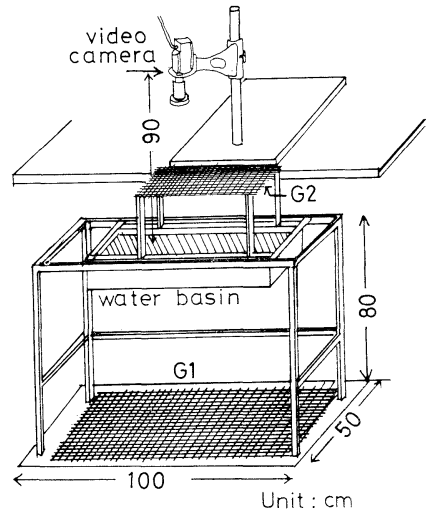


Fig. 8. Laboratory setup for taking photographs of Moiré fringes.

above G1. Two water tanks are used; one is made of transparent glass 45 cm long, 15 cm wide and 6 cm deep, and the other is made of wood 180 cm long, 90 cm wide and 20 cm deep, with a transparent glass bottom ( $90 \times 90$  cm) for taking the Moiré fringes. The video-camera is operated at 60 frames per second with exposure time of  $1/250$  second per frame. The images recorded by the video-recorder are analyzed by the video-motion analyzer. Quantitative analysis is possible by reading photographs of these images on the TV screen. It is convenient for the calculation to take the origin at the center of the TV screen.

Because  $\Delta Y$  is measured as the amount proportional to the slope, the area where the Moiré fringe changes are maximum corresponds to the node and the area where the Moiré fringes hardly change corresponds to the loop in case of standing waves. These areas are clearly recognized by watching the motion of the Moiré fringes on the TV screen.

#### 5. Some examples of analysis

##### 5-1. Mononodal standing wave in a rectangular model basin

Figure 9 shows the Moiré photographs of the mononodal standing waves produced in the rectangular model basin ( $45 \times 15 \times 10$  cm), when an external periodic force is applied. G2

is a film of the parallel lines with a pitch of 5 lines/cm. The amplification factor ( $\Delta Y/\Delta X$ ) can be changed by varying the cross angle  $\theta$  between G1 and G2 based on Eq. (3). With decreasing cross angle, the Moiré line widens and numbers of the Moiré fringes per unit area decrease. After  $\Delta Y$  at each point of the Moiré fringes (Fig. 9) is measured, the surface slope is evaluated by the method mentioned above (Fig. 10). The water surface nearby the tank wall

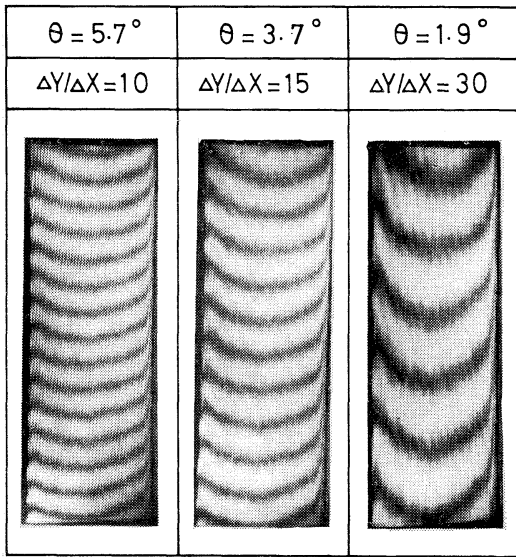


Fig. 9. Moiré fringes with increased sensitivity. The standing waves are produced in a rectangular model basin (45×15×10 cm).  $\theta$  is the cross angle of G11 and G12, and  $\Delta Y/\Delta X$  is the amplification ratio.

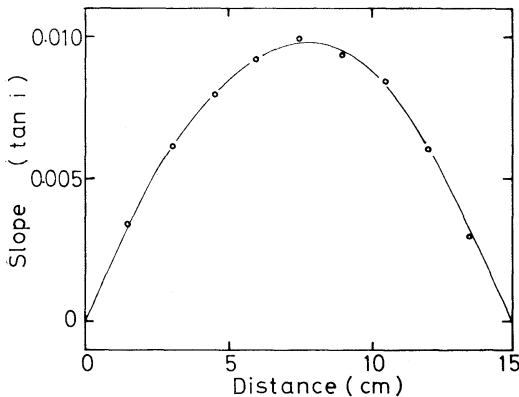


Fig. 10. Surface slope obtained by analyzing the Moiré fringes shown in Fig. 9.

is bent upward by the meniscus and the Moiré fringes are distorted.

5-2. Standing wave produced in a model harbor

A rectangular and circular model harbors are introduced for analyzing the standing waves by the Moiré method. Each model harbor has a comparatively narrow entrance and uniform depth. Figure 11 shows the rectangular basin (180×90×10 cm). The model harbor is placed at a distance of 160 cm from the wave paddle. The wave paddle is driven with a given period with help of a speaker so as to send stable waves to the entrance of the model harbor. The wave filters are placed in front of the wave paddle and wave absorbers are placed in front of side walls of the basin (Fig. 11). G2 placed above the basin is a film of the lattice with a pitch of 5 lines/cm.

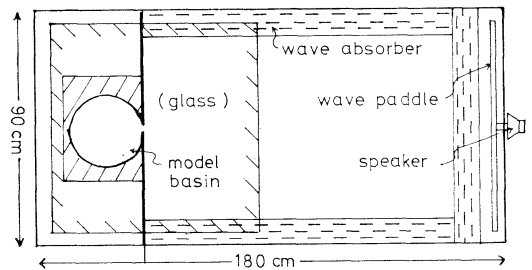


Fig. 11. Water basin with a transparent glass bottom.

(a) The rectangular model harbor

The rectangular model harbor is 30 cm long and 15 cm wide and its entrance is 1.5 cm wide. The standing waves was produced in the model harbor when the wave generator sends the waves of 2.23 and 2.90 Hz. In Fig. 12 showing the distributions of slope obtained from the Moiré fringes, arrows indicate the normalized line vectors, proportional to the slope at each point. By assuming that the water level at the position of the node is zero, the positive water level areas are shown with dots.

There are two longitudinal nodal lines (Fig. 12-a). The transversal component of the slope is large, but not well organized near the harbor entrance, where the longitudinal component of the slope is large. There are one transversal nodal line and two longitudinal nodal lines when

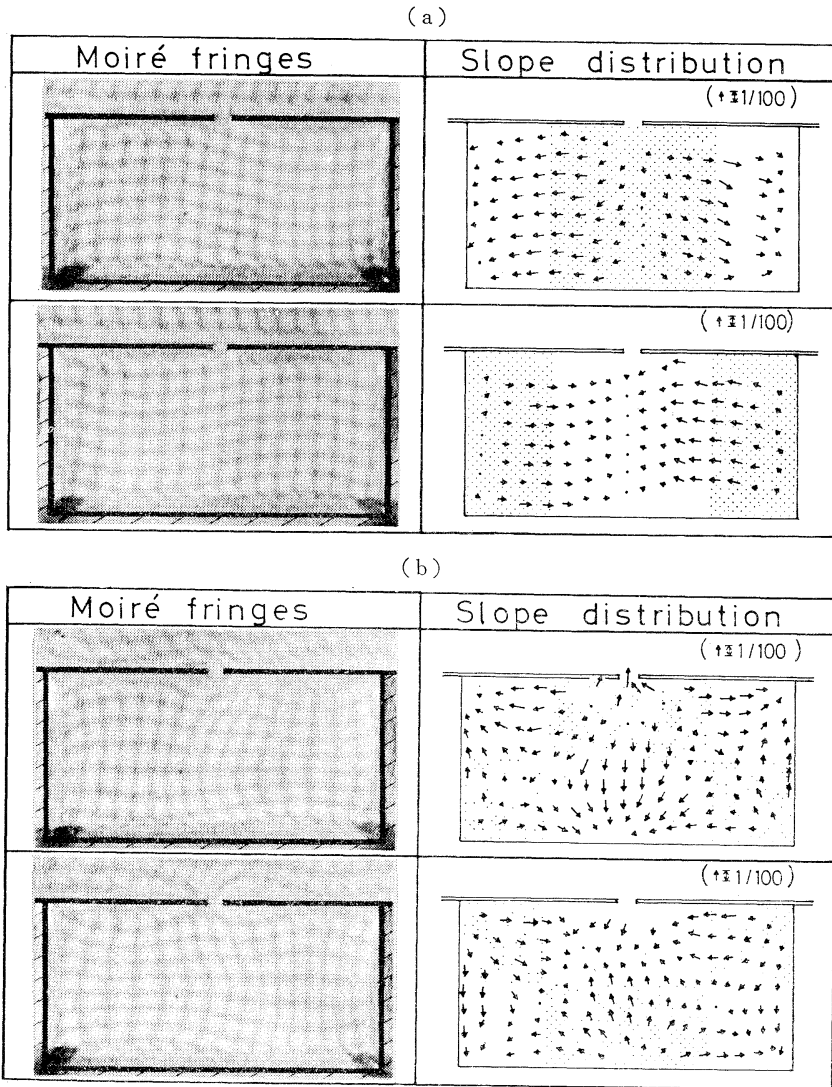


Fig. 12. Moiré fringe photographs and surface slope in the rectangular model harbor. The phase difference between two cases is  $\pi$ . The arrows show the horizontal projection of the normal line vector of the tangential plane. (a) The frequency of standing waves produced by the wave generator is 2.23 Hz. (b) The frequency of standing waves is 2.90 Hz.

the wave generator sends waves of 2.90 Hz (Fig. 12-b). Areas of slope not well organized are also observed around the harbor entrance.

(b) A circular model harbor

A circular model harbor (diameter 10 cm, opening  $10^\circ$ ) is used. There are two nodal lines which intersect perpendicularly each other when the wave generator produces waves of 3.18 Hz (Fig. 13-a). One nodal circle is observed (Fig.

13-b) with standing waves of 3.78 Hz. Annular ridges and furrows are observed.

#### Acknowledgements

The authors express their sincere thanks to Mr. N. FUKUCHI of Science University of Tokyo for his valuable advice. They also thank Dr. N. MORITANI of Japan Weather Association for his valuable suggestions and encouragement

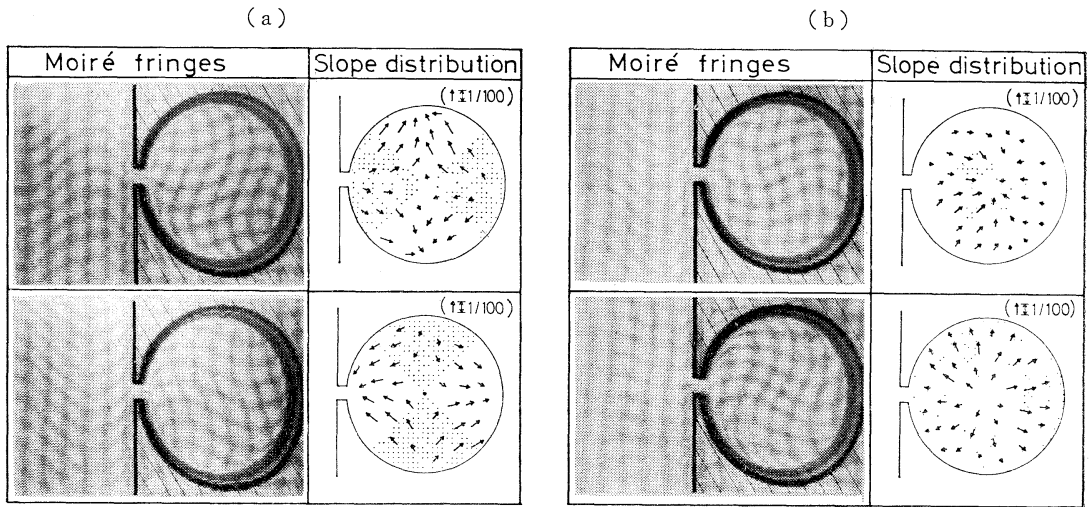


Fig. 13. Moiré fringe photographs and surface slope in the circular model harbor. The phase difference between two cases is  $\pi$ . The arrows show horizontal projection of the normal line vector of the tangential plane. (a) The frequency of standing waves is 3.18 Hz. (b) The frequency of standing waves is 3.78Hz.

through this work. Thanks are due to Mr. M. KUMASHIRO, Mr. H. IIDA, Mr. H. FUJII, Mr. A. SUZUKI, Mr. J. UEDA and all the graduated students of Prof. Abe's Laboratory for their help.

### References

- JAERISCH, W. and G. MAKOSCH (1973): Optical contour mapping of surface. *Applied Optics*, **12**, 1552-1557.  
 KATYL, R. H. (1972): Moiré screens coded with

pseudo-random sequences. *Applied Optics*, **11**, 2278-2284.

- SCOTT, J. C. (1969): Moiré fringes for liquid surface wave measurement. *Optics Technol.*, 240-243.

TAKAYAMA, H. and T. ABE (1979): Measurement of capillary wave by the Moiré method. *La mer*, **17**, 55-61. (in Japanese)

- THEOCARIS, P. S. and A. KOUTSABESSIS (1965): Slope measurement by means of Moiré fringes. *J. Sci. Instr.*, **42**, 607-610.

## モアレ縞による水面傾斜の測定

高山晴光, 阿部友三郎

要旨: モアレ縞 (Moiré fringes) を利用して水面の傾斜を測定した。この方法には、二枚の格子を使用する。格子の一つを透明なガラスの底をもつ水槽の下方に置き、水槽を通してこれをながめると、水面での屈折のため格子が変位して見える。この変位は水面の傾斜に伴って変化する。この変位を拡大するために、もう一つの格子をこの格子像に重ねてモアレ縞を作る。拡大率は二つの格子の交叉角を調整することにより容易に変えることができる。このモアレ縞の変位を測定することにより水面の傾斜分布が得られる。この方法は光学的手法を用いていることから、水に触れることなく測定することができる。したがって、水面を乱すことがないという利点がある。さらにビデオカメラで撮影することにより、傾斜分布の時間的変化も測定可能である。ここでは、二次元格子を使用して水面の傾斜分布を測定する原理と精度を述べ、あわせて、単純な形の模型湾内に生じた定常波をこの方法により解析した二、三の例を紹介する。

## 田辺湾で観測された台風時の流れ\*

中村重久\*\*・芹沢重厚\*\*

### Storm-induced currents observed in Tanabe Bay

Shigehisa NAKAMURA and Shigeatsu SERIZAWA

**Abstract:** Data of storm-induced currents were obtained for a period from July 1981 to July 1983 at a fixed station in Tanabe Bay by an ultra-sonic current meter. Special attention is paid to the currents and sea-level of September 24, 1982 when a typhoon landed. Amplitude spectra of the storm-induced currents were studied in relation to spectra of the storm-tides, wind speed and atmospheric pressure as well as to the coastal configuration. Oscillations which seem not directly induced by storms were discussed in terms of shelf seiches.

#### 1. 緒言

沖合での力学的擾乱や変動は、一般に、沿岸では水位変動としてとらえられるものと期待される。このような沖合の変動の原因としては、たとえば、(i) 海面気圧の変動や海上風の変化などのような気象的条件、(ii) 海底地震や海底地すべりなどのほかに、(iii) 海水の運動の変化そのものによる例、たとえば、黒潮の変動、冷水塊、湧昇の影響などが考えられる。

一般に、沖合の流れについては、従来、観測例が非常に少なく、固定点における観測はごく最近みられるようになったにすぎない（たとえば、海象（流れ）観測グループ、1983）。それだけに、とくに台風時の流れについては不明確な点が多く残されていた。もちろん、台風にともなう沿岸域の高潮の問題に関連して、理論解析や数値モデルによる研究も、これまでに多く（たとえば、NAKAMURA, 1981）、かなりのことが解明されてきている。しかし、沖合の条件については、ある仮定のもとに研究がすすめられてきていて、沖合

の流れが不明確なことは、現在なお変りはない。このことにかんがみて、沖合の流速観測の意義は大きい。

ところで、最近の電子技術の進歩により、沿岸域の海底に固定した超音波式流速計によって、高精度かつ長期間にわたる連続観測が可能となった。これは観測船や係留ブイによる流速観測より計測誤差が小さい（土屋ら、1983）。

1981年7月から1983年7月までの2年間、白浜海洋観測塔の北方、水深 13.5 m の位置 (30°41.68'N, 135°20.78'E) において、超音波式流速計によって流れの長期連続観測を実施した（海象（流れ）観測グループ、1983）。この観測期間に、流れの記録には、台風の影響によると考えられる変動が何例かみとめられた。従来の例をみても、台風時の検潮記録は、日本沿岸のみでもかなり多数にのぼっており、これが台風にともなう高潮の研究の基礎となってきた。このような高潮の力学的理解を深め、その予測への適確な手がかりを得るためには、水位変動のみならず、これにともなった流速変動も同時に記録されたものを検討する必要がある。

ここでは、まず、既往台風時の水位変動特性をしらべ、つぎに、田辺湾において超音波式流速計で得られた記録にもとづき、台風時の流れの特性

\* 1984年5月20日受理 Received May 20, 1984

\*\* 京都大学防災研究所附属白浜海象観測所、〒649-23 和歌山県西牟婁郡白浜町堅田畑崎 Shirahama Oceanographic Observatory, DPRI, Kyoto University, Katada-Hatasaki, Shirahama, Wakayama, 649-23 Japan

について検討する。

## 2. 既往台風時の水位変動

これまでの田辺湾における高潮の記録をみると、顕著な特徴として4つのパターンがみとめられる。

田辺湾は Fig. 1 に示すように、紀伊半島の西南部に位置し、湾口は西に開いている。田辺湾南岸の白浜における顕著な高潮の4つのパターンは、(A) 観測点の東側を台風が北上した場合、(B) 観測点の西側を台風が北上した場合、(C) 観測点を台風が直撃した場合、(D) 観測点の南方洋上数百キロメートル沖合を台風が進んだ場合である。この典型的な例を Fig. 2 に示した。すなわち、図中、Aは、1972年9月16日、潮岬に上陸した台風7220号の例である。このときには、台風接近時に42分周期の水位変動(中村, 1982)が顕著であったが、台風上陸後は、強風によって誘起された田辺湾内の入江の静振とみられる周期約8分の水位変動が顕著にみとめられた。図中のBは、1979年9月30日、室戸岬からNNEに進み、大阪に再上陸した台風7916号の例であって、白浜の西方を進んでいる間、強風による周期約8分の水位変動が顕著であった。また、Fig. 2のCは、台風7920号の場合である(1979年10月19日、白浜上陸)。このときは、台風上陸前後それぞれ約3時間にわたり周期約8分の水位変動があり、とくに、台風上陸の2時間後にその振幅が最大となった。

Dは、台風が潮岬南方約300km沖合を北東進した例のひとつ(1981年8月22日の台風8115号)であり、このときは、海上風も田辺湾周辺では弱く、誘起された水位変動も顕著ではなかった。

これらの実例のうち、台風7916号は大阪湾内へ

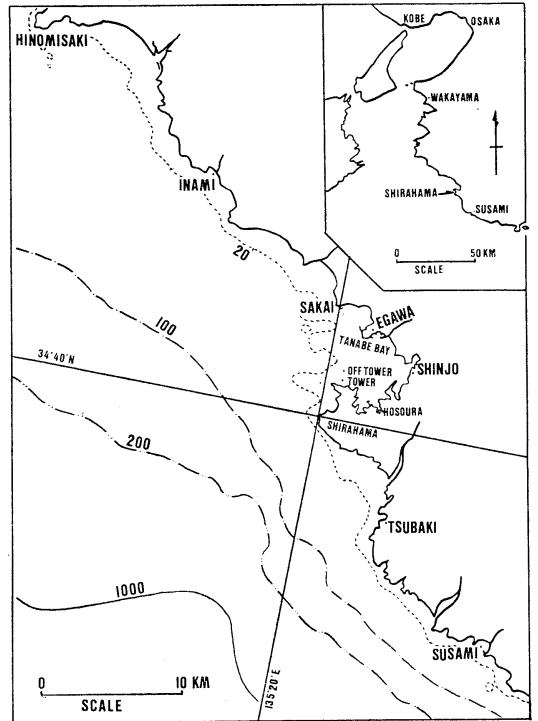


Fig. 1. Topography off and around Tanabe Bay (bathymetric contours in meters).

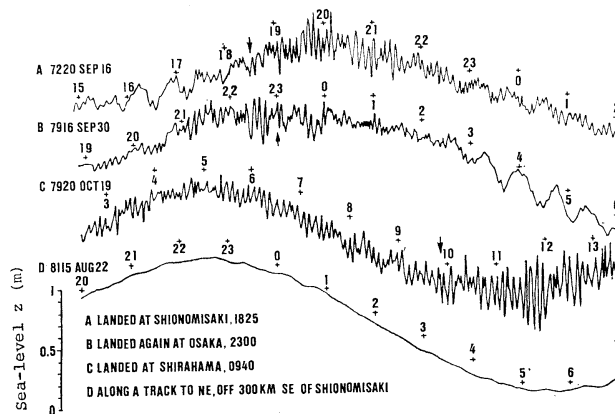


Fig. 2. Four significant patterns of storm surges and induced oscillations observed at Shirahama (Arrows show the time of typhoon landing).

大きな高潮をひきおこし、和歌山港外では強風による船舶の沈没があり、また、白浜では高波の海岸堤防越波による被害があった(土屋ら, 1981)。このときの大阪湾内における高潮についての力学的検討は中村(1982)によっても行なわれたが、これと比較してみると、田辺湾の高潮は、その最高潮位からみても、また、最大偏差からみても、それほど顕著なものではなかった(中村, 1982)。

ごく最近、1959年9月の伊勢湾台風時の検潮記録が田辺湾文里(新庄の北西700m)で得られていることが判明し(現奈良教育大学福尾義昭教授よりの個人的情報)、その検潮記録をしらべたところ、記録紙おくり速度が3.9 cm/日であるため、Fig. 2 におけると同様な詳細な検討は望めなかったけれども、この記録からみて、台風接近とともに強くなった風のために、短い周期(数分程度)の水位変動が次第に大きくなり、台風上陸(9月26日18時15分、白浜南東方約39 km)の約2時間前に、その波高は最大1 m 以上になった。また、台風上陸時の潮位最大偏差は約1 m と推定された。これは上述の4つのタイプの中でAには属する台風であった。

### 3. 台風時の流速と潮位

これまで田辺湾内において、台風時の流れを観測した例はなかった。ここでは、田辺湾内で超音波式流速計で計測された1分毎の流速の東向成分  $u_E$  と北向成分  $u_N$  について1982年9月24日14時

～25日15時の台風(Aタイプ)の例を対象とすることとした。これは観測期間中で最も顕著な例である。その記録はおよそ Fig. 3 上段に示すようになっている。このとき、台風は9月24日夜半に紀伊半島東部を北上しており、風は、台風接近時には東寄りの風であったため、観測点では西向きの流速があらわれ、その最大値は約20 cm/s に達している。これは、すなわち、湾軸方向で沖向きの風と同じ方向の吹送流が海底面の近くにまで及んでいたことを示すものと考えられる。台風が上陸した後では、南よりの風となり、この時期の流速は東向きで、その最大値は30 cm/s をこえるほどであった。なお、平常時の天文潮のみによる潮流の振幅は、記録からみて5 cm/s をこえることはなく、たかだか数 cm/s にすぎない。ちなみに、この流速と対応して、田辺湾内の観測塔、南部(南部町堺)および新庄における潮位記録を Fig. 3 の下段に示した。すなわち、台風上陸後、南部では、その周辺1-2 km の湾入地形のスケールに固有の水位変動とみられる5分前後の周期の変動が顕著である。これは局地的な風の直接的な作用によるものと考えて差支えない。

### 4. 流速の振幅スペクトルと他の要素との関連

#### (i) 田辺湾内の潮位

1982年9月24日19時40分～24時(台風上陸前)と9月25日4-8時(台風上陸後)とについて、超音波式流速計による記録および田辺湾内の観測塔沖、

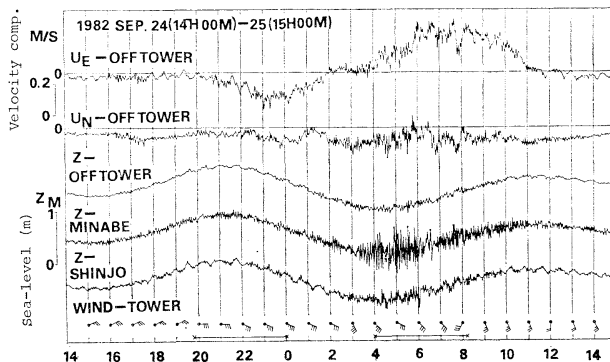


Fig. 3. Storm surge and currents induced by Typhoon 8219—from September 24 (14h 00m) to September 25 (15h 00m), 1982—in Tanabe Bay (Bars at bottom show the periods of current data analysis).



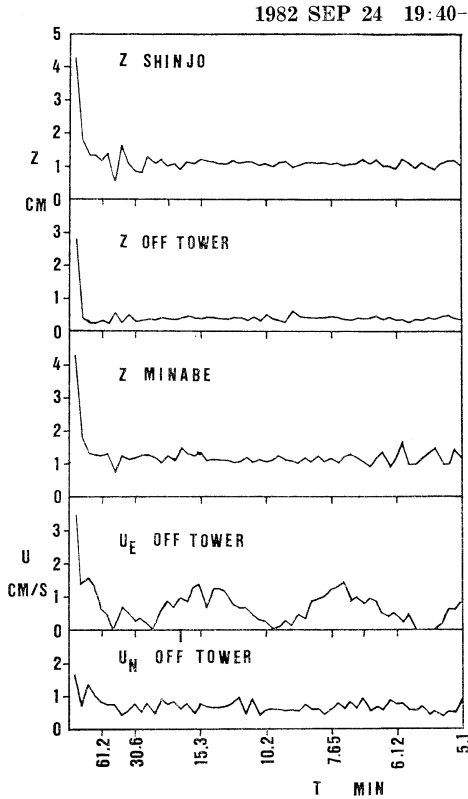


Fig. 4. Amplitude spectra of currents and sea-level in the approaching stage of Typhoon 8219.

新庄、南部での潮位記録を0.25分毎によみとり、1024個のデータをFFT法によって解析し、振幅スペクトルをもとめた。その結果は、Figs. 4および5のようになっている。この図をみてわかるように、台風通過後、全般的に各周波数成分で振幅が大きくなっていることがわかる。とくに、この図で興味をひく特徴はつぎの点である。すなわち、台風接近時(台風上陸前)における流速の東向成分のスペクトルのパターンと類似なものが、台風通過後(台風上陸後)における新庄の潮位のスペクトルにあらわれている。この間の時間差は約10時間である。このような解析の結果をもとにして、台風によって生じた田辺湾内の流れの効果が約10時間後にその湾奥の潮位にあらわれたとみることが力学的に妥当であるかどうか、あるいは、妥当であるとすればどのような機構であるのかは、今後の検討にまたなくてはならない。

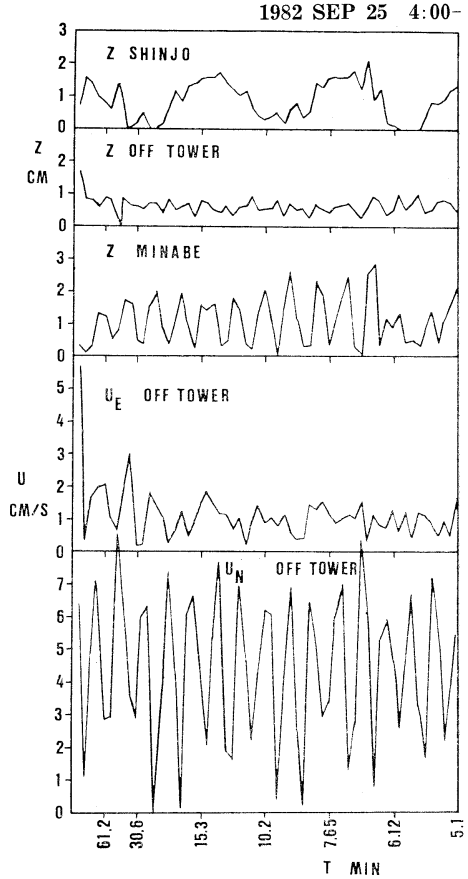


Fig. 5. Amplitude spectra of currents and sea-level after the landing of Typhoon 8219.

(ii) 風速

上述のFigs. 4および5に示した時期の海上風の特徴はどのようなものであったかを知るために、白浜海洋観測塔の風速の記録を解析すると、Fig. 6のような結果となる。すなわち、台風接近時(図中上段)には、周期42分の成分が0.4 m/s程度の振幅となっていることがわかるが、とくに卓越した成分があるというわけではない。このときの平均風速は15.1 m/s (ESE)である。台風上陸後には、周期42分の成分は小さくなり、その振幅は0.3 m/s程度、そして平均風速11.6 m/s (ESE)であり、そのピークのまわりにふくらみがみとめられる。しかし、これに対応する流速の周期成分では、Figs. 4および5にみるように、とくに顕著なピークがあらわれているわけではない。したが

って、局地的な風速の変動が直接的に周期42分の成分の発生に寄与しているとはいえない。

(iii) 気 圧

海面に作用する外力の要因のひとつとして気圧が考えられる。Fig. 7 には、田辺湾内の江川で記録された気圧について、Figs. 4 および 5 に対応して、同様に FFT 法により振幅スペクトルをもとめた結果を示す。これをみると、台風接近時には周期28分の成分が顕著であるが、台風通過後は全般的にいろいろの周期成分の振幅が増大していることがわかる。

(iv) 田辺湾周辺の潮位

田辺湾周辺での潮位のスペクトル特性は湾内の

流速の記録から現象の力学的解釈を導く基礎資料として欠くことはできない。Figs. 4 および 5 の時期と対応して、田辺湾周辺の潮位の変動のスペクトルを、印南、江川、椿、周参見について調べ、Fig. 8 のような結果を得た。この図からみて、台風接近時には、各測点として全般的にスペクトル成分の振幅は小さく顕著ではないが、台風上陸後は、観測塔の北西約 20 km に位置する印南では10分の周期がとくに顕著であり、また、16分の周期にもピークが認められる。このとき、田辺湾奥の江川では周期6分あるいは5分にピークがみとめられるが、周期42分の成分はそれ程顕著ではない。また、観測塔から南南東約 10 km に位置する椿

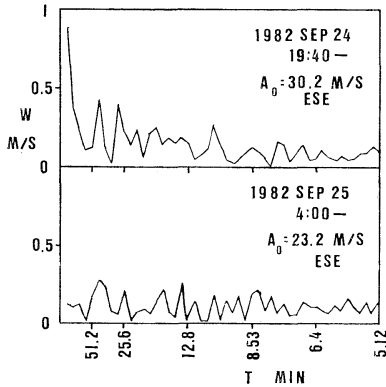


Fig. 6. Amplitude spectra of wind speed observed at the Shirahama Oceanographic Tower Station before and after the landing of Typhoon 8219.

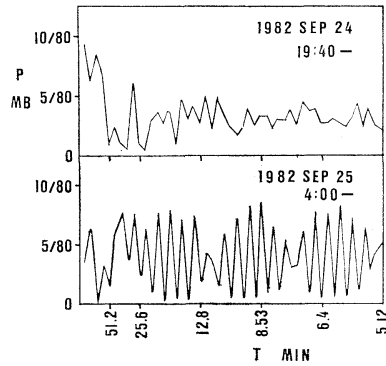


Fig. 7. Amplitude spectra of atmospheric pressure observed at Egawa before and after the landing of Typhoon 8219.

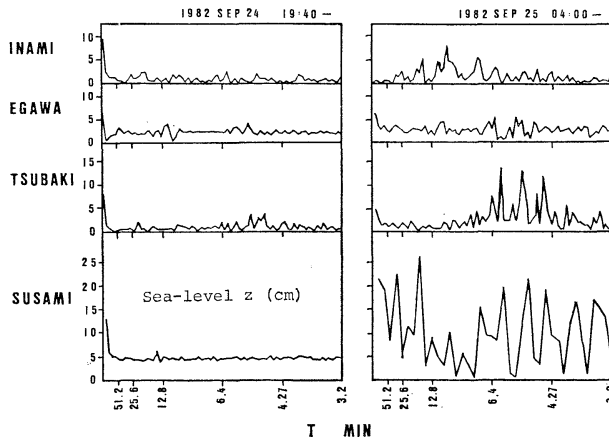


Fig. 8. Amplitude spectra of sea-level at stations on the southwestern coast of Kii Peninsula.

(朝来帰)では、周期 5.5 分、5 分および 4.4 分の成分に鋭いピークがあらわれている。これは、樺の観測点周辺の海底地形や水深などからみて、この付近の泊地や入江のスケール(数百メートル)から予想される固有周期の約 2 倍の長い周期であり、したがって、これに対応した長さのスケールも泊地や入江の 2 倍程度の大きいものでなくてはならない。すなわち、この水位変動は泊地や入江のスケールでまざるのではなく、その沖合の陸棚上に及ぶ現象であるとみなくてはならない。一方、観測塔の南東約 20 km の周参見では、周期 16 分の成分がとくに顕著である。

周参見の水位変動については、中村・芹沢(1983)が統計的解析をもとにして、周期約 12 分の成分が年間を通じて顕著であり、その周辺の海底地形を考慮して Merian の周期をもとめ、棚静振であるとみている。また、中村(1983, 1984)は、周参見沖の海底断面を放物線型として理論的検討をし、周期 13.6 分で共振が起りうるとしている。日本気象協会の森谷誠生氏の最近の解析結果によれば、台風期以外の期間、たとえば、1982 年 10 月 1 日から 11 月 30 日までについてのスペクトル特性をみると、周参見では 12-13 分の周期にピークがあらわれているということである。

さて、上述のように周参見についてみたのと同様な考え方で田辺湾の水位変動の力学的特性をとらえることができるであろうか。田辺湾では海上風も弱く、台風とは全く関係のない時期に、周期 42 分の水位変動の振幅が約 50 cm にも達することがあった(海象(流れ)観測グループ, 1983)。中村(1984)の考え方にしたがえば、これは、田辺湾で沖方向の海上風が一様であり、したがって、海面における風応力が一様であったか、あるいは、総観的にみて田辺湾が高気圧と低気圧との中間に位置し、海面気圧の沖方向分布の変曲点にあたっていたかのいずれかであろう。

いま、海上保安庁水路部発行の海図 No. 74 によって、潮位観測点“新庄”のある跡之浦港口より 264°方向の測線を取り、その測線に沿っての海底断面をみる。中村(1984)が周参見について考えた方法を田辺湾にあてはめると、以下のようなこ

とになる。すなわち、海底断面が放物線であらわされ、岸から沖へ向かって距離  $x$  メートルにおいて水深  $h$  メートルとすると、 $h=ax^2$  と表す。このような海底断面での棚静振の周期は  $T=2\pi/(ga)^{1/2}$  で与えられる。田辺湾でみられた周期 42 分(=2520 sec)の水位変動に対して、上の関係から  $a=6.3 \times 10^{-7}$  ということになる。これによって大ざっぱにいて田辺湾沖合約 10 km の範囲の現象として、問題の水位変動の力学的解釈を与えたことになる。ただ、田辺湾周辺は地形的に複雑であり、単純に沖方向の海底断面のみによってすべてが明らかになったとはいえない。地形的にみて 3 次元的ひろがりを考えるべきだという見方もあるであろう。しかし、観測記録からみて、流速の東西成分が南北成分をはるかにしのいでいること(海象(流れ)観測グループ, 1983)を考へても、沖方向の測線に沿った問題として、基本的な特性はとらえられていると考へている。なお、この種の水位変動には、海岸沿いに伝わる性質をもったエッジ波の可能性も考へられる(富永, 私信)ので、これについてもなお検討の余地はあるようにみえる。

## 5. 結 言

田辺湾における台風時の流れの特性について、超音波式流速計により固定点で得られた記録を解析した結果を検討した。これにさきだち、既往台風時の田辺湾の水位変動のパターンを示した。台風時の最大流速は風速と関連が深いことが記録からわかった。とくに特徴的な結果として、台風接近時における流速のスペクトルのパターンは、台風通過後における田辺湾奥の潮位のスペクトルのパターンに類似していた。ただし、約 1 時間より短い周期の気圧や風速の変動成分とそれに対応した潮位や流速の変動成分との関係ははっきりしない。田辺湾周辺の潮位記録の解析によれば、台風時には数 km 以下のスケールに相当する局地的水位変動が顕著である。台風と直接関連のない水位変動には沖方向の海底地形によって定まる棚静振がある。ここでは、岸沿いの現象についてはとくに考察しなかった。

## 謝 辞

本研究は、海象(流れ)観測グループ\*の協同研究の成果の一部である。なお、観測にあたり、和歌山地方気象台、田辺海上保安部、和歌山県、白浜町、田辺湾周辺の白浜、田辺、南部町、湊浦、堅田および新庄の各漁業組合など関係機関の協力を得た。

## 参 考 文 献

海象(流れ)観測グループ(1983): 田辺湾における流れの長期連続観測, 京大防災研年報, No. 26B-2, 637-672.

NAKAMURA, S. (1981): On factors magnifying a

\* 土屋義人(グループ代表者), 國司秀明, 中村重久, 西勝也, 吉岡洋, 芹沢重厚, 片山富晴, 富永政英, 棚橋輝彦, 森谷誠生, 市川雅史, 土子良治, 森田行司, 小堀泰宏(以上順不同)

storm surge. Proc. XIX Congress IAHR New Delhi, Subject B(a), paper No. 5, 47-54.

中村重久(1982): 大阪湾の固有振動と高潮・津波との関係(3). *La mer*, **20**, 223-230.

NAKAMURA, S. (1983): Seiche on a parabolic sea shelf. Proceedings of 1983 Tsunami Symposium, Hamburg, FRG, Ed. E.N. BERNARD, PMEL, NOAA, 251-263.

中村重久(1984): 周参見の棚静振(2). *La mer*, **22**, 1-7.

中村重久・芹沢重厚(1983): 周参見の棚静振. *La mer*, **21**, 89-94.

中村重久・吉岡洋・芹沢重厚(1982): 白浜海洋観測塔周辺の水位変動. *La mer*, **20**, 223-230.

土屋義人・中村重久・山下隆男・岡扶樹(1981): 台風7916号による大阪湾・紀伊水道の高潮. 京大防災研年報, No. 24B-2, 475-484.

土屋義人・吉岡洋・棚橋輝彦・市川雅史・土子良治(1983): 超音波式流速計による長期潮流観測について. 第30回海岸工学講演会論文集, 土木学会, 500-504.

## Study on deepening of the surface mixed layer\*

Zhen Hua JING\*\*, Jin Ping ZHAO\*\* and Guo Jin SHEN\*\*

**Abstract:** A three-layer model is developed for studying the time change of the depth of the ocean surface mixed layer and the time change of the temperature in it. Modelling philosophy is basically similar to that of NIILER, but leakage of heat through the bottom of the mixed layer is allowed for preventing the depth of the mixed layer and the temperature in it from infinite increasing with time. Results calculated for various combinations of dynamical and thermodynamical parameters and initial conditions are shown.

### 1. Introduction

A vertically almost homogeneous surface layer is generated owing to the turbulence caused by wind mixing and the solar radiation penetration, which in turn gives rise to a sharp thermocline with a strong vertical velocity shear, separating the surface mixed layer from the underlying water. The surface mixed layer changes its thickness with time. When both the dynamical and thermodynamical effects are present, however, no analytical solutions for the vertical distribution of velocity and temperature in the mixed layer and for the depth of mixed layer are readily obtained. Recently, several models for the mixed layer were developed. NIILER (1975) developed a three-layer model to get the vertical distribution of horizontal velocity, the change of potential temperature and the mixed layer depth. In his model a constant wind stress and a constant heat flux are prescribed as upper boundary conditions, while there is neither momentum flux nor heat flux across the lower boundary of the surface mixed layer. Both temperature in the mixed layer and depth of it will increase with time if heat is continuously supplied across the upper boundary without heat loss across the lower boundary.

We shall develop a more realistic model where heat exchange across the lower boundary so that the temperature in the mixed layer is not monotonously increased with time.

### 2. Three-layer model of the mixed layer

There are two forcing processes to be considered; one is wind stirring process and the other is heat transfer process. Subject to these two processes the flow in the turbulent mixed layer could not be explained simply by the EKMAN's wind drift theory. For the purpose of simulating it, NIILER (1975) suggested a three-layer model; a main, thick layer of vertically uniform temperature and horizontal velocity is bounded by a thin upper (surface) layer and a thin lower layer, both characterized by strong vertical shear.

While a momentum flux and a heat flux are supplied through the top surface of the upper layer, neither momentum flux nor heat flux leaks out from the bottom of the lower layer. The momentum entrained in the lower layer accelerates the horizontal velocity there and the heat entrained in the lower layer warms the lower layer. Based on these basic assumptions, a short-term calculation was carried out. The time evolution looked satisfactory. However, the long-term evolution did not; both mixed layer depth and temperature in it were increased with time. The calculated result did not agree with the observation.

In the real ocean, some processes should work to prevent the depth and temperature of the mixed layer from increasing infinitely with time, when the momentum and heat fluxes, constant in time, are continuously supplied through the top surface. One of them is leakage of heat across the bottom of the lower layer. It is

---

\* Received July 12, 1984

\*\* Shandong College of Oceanography, Qingdao, Shandong, People's Republic of China

assumed that the leakage  $Q$  is proportional to the temperature  $T$ ;

$$Q = KT \quad (K: \text{constant}). \quad (1)$$

Figure 1 is a schematic of the present three-layer model.

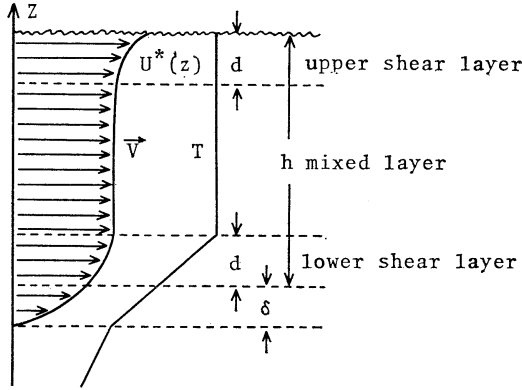


Fig. 1. Three-layer model.

### 3. Formulation of the governing equations

Following NIILER (1975), we have the equations for homogeneous layer;

$$\frac{\partial \vec{V}}{\partial t} + \vec{f} \times \vec{V} = -\frac{\partial}{\partial z} \left[ \overline{\vec{V}'W'} \right] - \frac{\vec{F}}{\rho_0}, \quad (2)$$

and

$$\frac{\partial T}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial z} \left[ \overline{W'T'} \right] = \dot{q}(z, t) / C_p \rho_0, \quad (3)$$

where the horizontal velocity  $\vec{V}$  is independent of horizontal coordinates and  $W$  is assumed 0. Further,  $-\rho_0 \overline{V'W'}$  is assumed to be a linear function of  $z$ , which becomes equal to the wind stress  $\tau_0$  at the upper boundary  $z=0$ , and to  $V \frac{\partial h}{\partial t}$  at the lower boundary  $z=-h$ .

The resistance force  $F$  is introduced in such a way that the momentum supplied from the top surface is dissipated in the mixed layer;

$$\vec{F} = \rho_0 c_D |\vec{V}| \vec{V} h^{-1}. \quad (4)$$

In (3),  $q(z, t)$  is the heating rate due to absorption of solar radiation at depth  $z$  at time

$t$ . DENMAN (1973) regarded it approximately zero. Vertical advection  $-c_p \rho_0 \overline{W'T'}$  is assumed to be a linear function of  $z$ , too, which is, at the upper boundary, equal to the value  $Q_0 = Q_R - Q_B - Q_S - Q_E$  ( $Q_R, Q_B, Q_S, Q_E$  denoting the incoming short wave radiation, the long-wave back radiation, the sensible and latent heat transfer from the sea surface, respectively (POND, 1972; WARREN, 1972)), while it is equal to  $-c_p \rho_0 \overline{W'T'}$  ( $z=-h$ ) at the lower boundary. Let  $\Gamma$  be the vertical temperature gradient. Then  $T_{(z=-h)} - T_{(z=-h-\delta)} = T + \Gamma h$ , where  $\delta$  is the lower layer thickness, and

$$-\rho_0 \overline{W'T'}_{(z=-h)} = (T + \Gamma h) \frac{\partial h}{\partial t} + KT.$$

Integration of (2) and (3) from  $-h$  to 0 gives

$$h \frac{\partial \vec{V}}{\partial t} + \vec{f} \times \vec{V} h = \frac{\tau_0}{\rho} - \vec{V} \frac{\partial h}{\partial t} - c_D |\vec{V}| \vec{V}, \quad (5)$$

$$h \frac{\partial T}{\partial t} + (T + \Gamma h) \frac{\partial h}{\partial t} + KT = \frac{Q_0}{c_p \rho_0}. \quad (6)$$

By use of (2) and (3), (5) and (6) lead to

$$-\rho_0 \overline{\vec{V}'W'} = \tau_0 + \frac{z}{h} \left( \tau_0 - \rho_0 \vec{V} \frac{\partial h}{\partial t} \right), \quad (7)$$

$$-\rho_0 c_p \overline{W'T'} = Q_0 + \frac{z}{h} \left\{ Q_0 - c_p \rho_0 \left[ (T + \Gamma h) \frac{\partial h}{\partial t} + KT \right] \right\}. \quad (8)$$

A closure system is constituted with the following equations for general perturbation field,

$$\begin{aligned} \frac{\partial \vec{V}'}{\partial t} + \vec{f} \times \vec{V}' + \frac{1}{\rho_0} \nabla p' + W' \frac{\partial \vec{U}}{\partial z} + \vec{U} \cdot \nabla \vec{V}' \\ + \nabla \cdot \vec{V}' \vec{V}' - \frac{\partial}{\partial z} \overline{W'T'} = K \frac{\alpha g}{\rho_0} T' + \nu \nabla^2 \vec{V}', \end{aligned} \quad (9)$$

and

$$\nabla \cdot \vec{V}' = 0, \quad (10)$$

where the mean horizontal flow  $\vec{U}$  is a function of  $z$  alone.

After some manipulation similar to NIILER's (1975), we get

$$\frac{\partial \vec{U}}{\partial t} + \vec{f} \times \vec{U} = \frac{\tau_0}{\rho_0} - \frac{c_D}{h^2} |\vec{U}| \vec{U}, \quad (23)$$

$$h \frac{\partial T}{\partial t} + \frac{\partial h}{\partial t} T + KT + \frac{\partial h}{\partial t} \Gamma h = \frac{Q_0}{c_p \rho_0}, \quad (24)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial h}{\partial z} \left[ \frac{h^2 \alpha g}{\rho_0} (T + \Gamma h) - \vec{U} \cdot \vec{U} \right] \\ = 2m_0 \left| \frac{\tau_0}{\rho_0} \right|^{3/2} h^2 - \alpha g h^3 \left( \frac{Q_0}{c_p \rho_0} + KT \right), \quad (25) \end{aligned}$$

where  $\vec{U} = h\vec{V}$  is the EKMAN transport (cf. Appendix).

#### 4. Discussion of results

(1) When a constant wind stress and heat flux are applied, the generation of turbulent kinetic energy is initially controlled by surface processes; in a pendulum hour the mean motion is increased abruptly, while in two or three pendulum hours inertia motion of large amplitude is generated, and then its amplitude is decreased gradually. A phase difference distinctly exists between  $u$  and  $v$  just as shown by NIILER (1975). The flow turns to the right side of the direction of wind stress. The magnitude of flow is decreased gradually with time to reach the steady state. In the steady state,  $u$  and  $v$  are very little variable with changes of thermodynamic parameters  $K$ ,  $\Gamma$  and  $Q_0$ , but changes of dynamic parameters  $\tau_0$  and  $C_D$  result in striking changes of  $u$  and  $v$ . The magnitudes of  $u$  and  $v$  is proportional to  $\tau_0$ . It becomes very large for small  $C_D$ . The changes of thermodynamic parameters will affect not only the current speed but also its phase.

(2) As regard to the mixed layer depth  $h(t)$ , it is increased abruptly at the very beginning, then increased gradually to approach a steady state value which is independent of the initially chosen depth. This steady state value depends primarily on the absolute value of the wind stress. If the wind is strong, the depth is deepening. Thermodynamic parameters  $K$  and  $\Gamma$  have a weak effect on the mixed layer depth, while the surface heat flux has a stronger effect on it. If  $Q_0=0$ ,  $K=0$ , and  $\Gamma=0$ , and if only the dynamical parameters are considered, the mixed layer depth may penetrate to a depth of about 100 meters, coincident with the EKMAN's theory. If a surface heat flux is applied in addition to these parameters, the mixed layer depth will be limited in a range of about 10 to

20 meters because of development of a thermocline.

(3) Though the steady state value of  $T$  is independent of its initially chosen value, the latter has still an effect on the temperature structure. The general tendency of the temperature change is such that the temperature is increased with time, and the time required to reach the steady state is so long ( $\geq 20$  days) that  $u$ ,  $v$  and  $h$  also require a few tens of days to reach the steady state. Furthermore, the steady state value of  $T$  is closely dependent upon  $K$ , as discussed in detail below.

(4) In a shallower sea the topographic factor evidently affects the current field response to the wind field. The time lag between them will be increased with depth. This time lag depends primarily upon two characteristic factors; one is the initial stratification, i. e. the initially chosen values for the temperature and depth, and the other is the specified dynamic conditions such as the strength of the wind stress and the value of turbulent coefficient.

(5) Results obtained by various combinations of the parameters and initial values are shown in Table 1 and Figs. 2-9. (The data used in

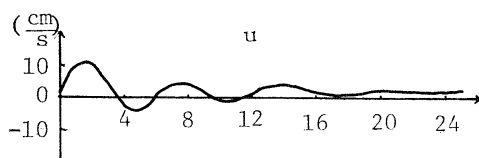


Fig. 2. Variation of  $u$  with time (unit:  $10^4$  sec).

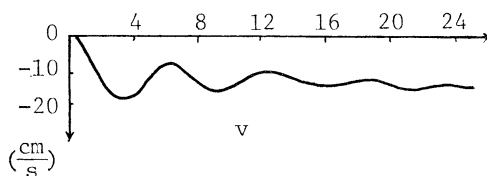


Fig. 3. Variation of  $v$  with time (unit:  $10^4$  sec).

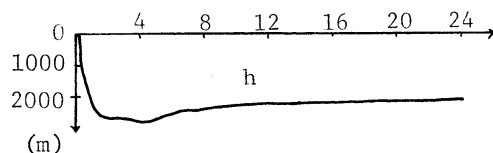


Fig. 4. Variation of the mixed layer depth with time (unit:  $10^4$  sec).

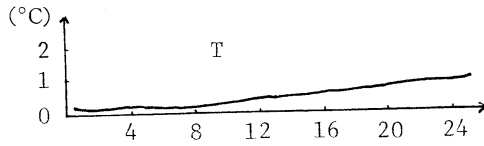


Fig. 5. Variation of the mixed layer temperature with time.

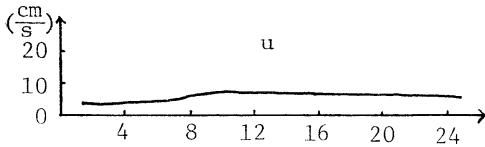


Fig. 6. Variation of  $u$  with time (unit:  $10^5$  sec).

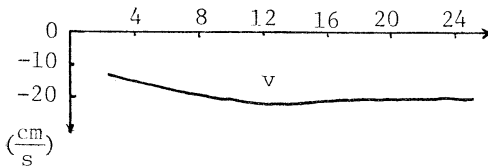


Fig. 7. Variation of  $v$  with time (unit:  $10^5$  sec).

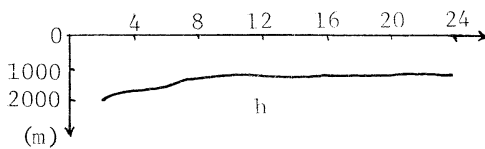


Fig. 8. Variation of the mixed layer depth with time (unit:  $10^5$  sec).

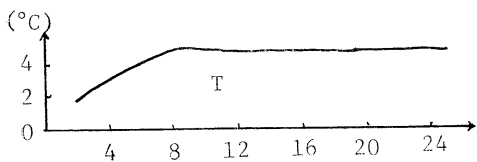


Fig. 9. Variation of the mixed layer temperature with time (unit:  $10^5$  sec).

Figs. 2-9 are  $\tau_x=3$ ,  $\tau_y=0$ ,  $C_D=0.002$ ,  $\dot{Q}_0=2 \times 10^{-2}$  cal/cm<sup>2</sup>sec,  $K=0.4 \times 10^{-2}$  cal/cm<sup>2</sup>sec°C.)

The values  $m_0=1$  and  $\dot{Q}_0=2 \times 10^{-2}$  are taken from NILLER's paper (1975), and the values  $C_D=0.002$  and  $p=0.0005$  are derived from NILLER's (1975) nondimensional ones. It is evident that the parameter  $K$  stabilizes the temperature field. The temperature is lowered with increasing  $K$ . The parameter  $\Gamma$  has a weaker effect on the temperature. Since NILLER (1975) has not taken  $K$  into consideration, i. e.  $K=0$ , the temperature is increased monotonously. Here  $K$  is a pure thermodynamic parameter, so that its change does not affect dynamic variables  $u$ ,  $v$  and  $h$ .

5. Remarks

Wind stress fluctuation brings about internal waves in the thermocline, which transfer horizontally some amount of momentum and heat far away to change the time required for dynamical and thermodynamical adjustment (PHILLIPS, 1977). The present study is concerned with the inertial motion and stratified vertical variation in the mixed layer. The wave motion is out of the scope because no horizontal change is taken into account, which is a shortcoming of the present paper.

Appendix

Taking dot product of (9) with  $\vec{V}'$ , and putting  $c' = \vec{V}' \cdot \vec{V}'$  by use of (10), we have

$$\frac{\partial}{\partial t} \left( \frac{c'^2}{2} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left[ W' \left( \frac{p'}{\rho_0} + \frac{c'^2}{2} \right) \right] + \overline{\vec{V}' \cdot W'} \cdot \frac{\partial \bar{U}}{\partial z} = \frac{\alpha g}{\rho_0} \overline{W' T'} - \overline{v' \vec{V}' \cdot \vec{V}'} \cdot \vec{V}' \cdot \vec{V}' \quad (11)$$

Table 1. Results in various cases.

$\tau_x$	$\tau_y$	$m_0$	$C_D$	$\dot{Q}_0$	$\Delta t$	$h_0$	$T_0$	$K$	$P$	$u$ (cm/sec)	$v$ (cm/sec)	$h$ (cm)	$T$ (°C)
3	0	1	0.002	$2 \times 10^{-2}$	100	100	5	$0.4 \times 10^{-2}$	0	6.49	-20.34	1299.82	5.00
3	0	1	0.002	$2 \times 10^{-2}$	100	100	5	$0.8 \times 10^{-2}$	0.0005	6.48	-20.34	1299.68	2.50
3	0	1	0.002	$2 \times 10^{-2}$	100	100	10	$0.4 \times 10^{-2}$	0.0005	6.49	-20.34	1299.82	5.00
3	0	1	0.0005	$2 \times 10^{-2}$	100	100	5	$1.4 \times 10^{-2}$	0.008	0.15	-22.80	1267.35	1.15
3	0	1	0.002	$2 \times 10^{-2}$	100	100	5	$1.4 \times 10^{-2}$	0.00005	15.11	-10.83	2186.63	5.00
3	0	1	0.002	0	100	100	10	0	0	-0.91	-4.08	13152.86	3.14 (unsteady)
3	0	1	0.002	$2 \times 10^{-2}$	100	100	10	$0.4 \times 10^{-2}$	0.000005	6.49	-20.34	1299.34	5.00



Table 2. Order of magnitude of each term in Eq. (11).

Perturbation energy flux	Estimator	Order of magnitude (cm <sup>2</sup> /sec <sup>3</sup> )	Reference
$\frac{\partial}{\partial t} \left( \frac{C'^2}{2} \right)$	$\frac{3\pi}{T} U^{*2}$ ( $U^* = \tau_0/\rho_0 = 3 \text{ cm}^2/\text{sec}^3$ ) ( $T = 1 \text{ day} = 10^5 \text{ sec}$ )	$3 \times 10^{-4}$	PHILLIPS (1977)
$\overline{\vec{V}'W'} \cdot \frac{\partial \vec{U}}{\partial z}$	$\frac{\tau_0(\Delta U)}{h}$ ( $\Delta U = 10 \text{ cm/sec}$ ) ( $h = 100 \text{ m}$ )	$3 \times \Delta U(\text{cm/sec})^{-1} \times 10^{-4}$	Equation (7)
$\frac{\alpha g}{\rho_0} \overline{W'T'}$	$\frac{\alpha g}{\rho_0^2 C_p} \dot{Q} \text{ max}$ $\alpha g/\rho_0 = 2 \times 10^{-2} \text{ cm/sec}^2 \text{ } ^\circ\text{C}$ $C_p = 1 \text{ Cal/cm}^3$ $\dot{Q} \text{ max} = 2 \times 10^{-2} \text{ Cal/cm}^2 \text{ sec}$	$4 \times 10^{-3}$	Equation (8) and DENMAN and MIYAKE (1973)
$\overline{\nu \nabla \vec{V}' \cdot \nabla \vec{V}'}$	Shape of turbulent K. E. Spectra	$6 - 1 \times 10^{-3}$	GRANT <i>et al.</i> (1965)

of which the orders of magnitude of each term are listed in Table 2.

In consideration of two different regions, the above equation (11) is transformed into two different forms by putting

$$\varepsilon = \nu \nabla \vec{V}' \cdot \nabla \vec{V}', \quad (12)$$

namely,

$$\frac{\partial}{\partial z} \left[ \overline{W' \left( \frac{p'}{\rho_0} + \frac{c'^2}{2} \right)} \right] + \varepsilon = \frac{\alpha g}{\rho_0} \overline{W'T'} \quad (-d < z < -d-h), \quad (13)$$

$$\frac{\partial}{\partial z} \left[ \overline{W' \left( \frac{p'}{\rho_0} + \frac{c'^2}{2} \right)} \right] + \overline{\vec{V}'W'} \cdot \frac{\partial \vec{U}}{\partial z} + \varepsilon = 0 \quad (0 > z < -d, h+d < z < -h-d). \quad (14)$$

Integration of (13) and (14) with respect to  $z$  gives

$$\left[ \overline{W' \left( \frac{p'}{\rho_0} + \frac{c'^2}{2} \right)} \right]_{-h+d}^{-d} + \int_{-h+d}^{-d} \varepsilon dz = \int_{-h+d}^{-d} \frac{\alpha g}{\rho_0} \overline{W'T'} dz, \quad (15)$$

$$\left[ \overline{W' \left( \frac{p'}{\rho_0} + \frac{c'^2}{2} \right)} \right]_{-d}^0 = - \int_{-d}^0 \overline{\vec{V}'W'} \cdot \frac{\partial \vec{U}^*}{\partial z} dz - \int_{-d}^0 \varepsilon dz, \quad (16)$$

$$\left[ \overline{W' \left( \frac{p'}{\rho_0} + \frac{c'^2}{2} \right)} \right]_{-h-\delta}^{-h+d} = - \int_{-h-\delta}^{-h+d} \overline{\vec{V}'W'} \cdot \frac{\partial \vec{U}}{\partial z'} dz'$$

$$- \int_{-h-\delta}^{-h+d} \varepsilon dz, \quad (17)$$

where  $U^*(z)$  is an additional wind-wave driven flow component near  $z=0$ .

The first term at the right hand side of (16) may be integrated approximately as follows;

$$\int_{-d}^0 \overline{\vec{V}'W'} \cdot \frac{\partial U^*}{\partial z} dz \approx - \frac{\tau_0}{\rho_0} \cdot U(d), \quad (18)$$

because terms of order  $(d/h)$  may be neglected.

Since  $U^*(z)$  is approximately a linear function of  $z'$  within the lower boundary,  $\vec{U}(z) = \vec{V} \left( \frac{z+h+\delta}{\delta+d} \right) = \vec{V} \left( \frac{z'}{\delta+d} \right)$ , and  $\overline{\vec{V}'W'}$  may be expressed as  $-\frac{z'}{\delta+d} \vec{V} \frac{\partial h}{\partial t} \left[ 1 + 0 \left( \frac{h}{d} \right) \right]$ , (18) leads to

$$\int_0^{\delta+d} \overline{\vec{V}'W'} \cdot \frac{\partial U}{\partial z'} dz' = - \frac{1}{2} \vec{V} \cdot \vec{V} \frac{\partial h}{\partial t} \left[ 1 + 0 \left( \frac{h}{d} \right) \right]. \quad (19)$$

Writing  $U^*(0) = U^*_0$ , and then combining (15), (16) and (17) we have

$$\left[ \overline{W' \left( \frac{p'}{\rho_0} + \frac{c'^2}{2} \right)} \right]_{-d}^0 + \int_{-d}^0 \varepsilon dz - \frac{\tau_0}{\rho_0} \cdot U_0^* - \frac{\vec{V} \cdot \vec{V}}{2} \frac{\partial h}{\partial t} = \frac{\alpha g}{\rho_0} \int_{-h}^0 \overline{W'T'} dz. \quad (20)$$

Equation (8) gives

$$-\frac{\alpha g}{\rho_0} \int_{-h}^0 \overline{W'T'} dz = \frac{\alpha g}{\rho_0} \left\{ \frac{h\dot{Q}_0}{2\rho_0 C_p} + \frac{h}{2} \left[ (\tau + \Gamma h) \frac{\partial h}{\partial t} + KT \right] \right\}. \quad (21)$$

Again, putting

$$\left[ -W' \left( \frac{p'}{\rho_0} + \frac{c'^2}{2} \right) \right]_0^0 + \tau_0 U_0^* - \int_{-h}^0 \varepsilon dz = m_0 U_0^{*3} = m_0 \left. \frac{\tau_0}{\rho_0} \right|_0^0, \quad (22)$$

we get the system of the governing equations (23), (24) and (25).

### References

- DENMAN, K. L. (1973): A time-dependent model of the upper ocean. *Journ. Phys. Oceanogr.*, **3**, 173-184.
- DENMAN, K. L. and M. MIYAKE (1973): Upper layer modification at ocean station PAPA: Observations and simulation. *Journ. Phys. Oceanogr.*, **3**, 185-196.
- GRANT, H. L., A. MOILLIET and W. M. VOGEL (1965): Some observations of the occurrence of turbulence in and above the thermocline. *Journ. Fluid Mech.*, **34**, 443-448.
- NIILER, P. P. (1975): Deepening of the wind-mixed layer. *Journ. Mar. Res.*, **33**, 405-422.
- PHILLIPS, O. M. (1977): *The Dynamics of the Upper Ocean*, 2nd ed. Cambridge University Press.
- POND, S. (1972): The exchanges of momentum, heat and moisture at the ocean atmospheric interface. *Proc. Nat. Acad. Sci., Conf. on Numerical Models of Ocean Circulation*, Oct., 1972, Durham, N.H.
- WARREN, B. (1972): Insensitivity of subtropical mode water characteristics to meteorological fluctuations. *Deep-Sea Res.*, **19**, 1-19.

## A numerical simulation of oil spreading on the sea surface\*

Tetsuo YANAGI\*\* and Yasuaki OKAMOTO\*\*\*

**Abstract:** A numerical model for simulating the oil spreading on the sea surface where the residual flow, the tidal current, the wind-induced transport and the turbulence are dominant. Oil slicks are considered to the summation of many elementary patches. Each elementary patch is advected by the residual flow, the tidal current and the wind-induced transport and is scattered by the turbulence in the numerical model. The result of numerical experiment coincides well with that of field observation of the accidental oil spreading from Mizushima Harbor in the Seto Inland Sea, Japan, on December 18-22, 1974.

### 1. Introduction

The rapid growth of oil consumption by mankind has led to an increasing danger of oil contamination of the coastal waters by the accidents of oil tankers or oil factories on land. When such a crisis of oil spill arises, there is an immediate need to determine how fast and how far the oil spill will spread so that a reasonable plan for contamination and collection of oil spill can be carried out.

An oil slick generally originates from an instantaneous casualty spill or from a continuous chronic spill with a time dependent spill rate. While undergoing changes in its physical and chemical properties the oil slick subsequently spreads and drifts on the sea surface under the combined effects of winds, waves and water currents. FAY (1969) and HOULT (1972) studied the spreading of oil slick on the calm water surface and classified its spreading into three regimes, that is, the gravity-inertia, gravity-viscous and surface tension regime. The equations for the spreading of oil slick led by them, however, often estimate its spreading area too small compared with the real one on the turbulent sea surface as mentioned in the next section.

\* Received May 1, 1984

\*\* Department of Ocean Engineering, Faculty of Engineering, Ehime University, Matsuyama, 790 Japan

\*\*\* Shin-Nippon Meteorological and Oceanographical Consultant Co., Ltd., Tamagawa 3-14-5, Setagaya-ku, Tokyo, 158 Japan

On the other hand, KAKINUMA and YANAGI (1976) tried to simulate the oil spreading on the sea surface by solving the turbulent-diffusion and advection equation. However their method has the deficiency that it cannot objectively decide the spreading front of oil slick because the thickness of oil slick continuously changes in that model.

In this paper we try to simulate numerically the oil spreading on the turbulent sea surface considering the oil slick as the summation of elementary patches.

### 2. Oil spreading from Mizushima Harbor

At about 8:45 pm on December 18, 1974 heavy oil of 35,000 m<sup>3</sup> volume began to outflow from an oil tank at Mizushima by a fatal accident (see Fig. 1). Heavy oil flowed over the oil fence around tanks and an amount of about 10,000 m<sup>3</sup> flowed into Mizushima Harbor in the Seto Inland Sea at about 9:00 pm. The oil effluent from the tank stopped at about 10:00 on December 18 and also the flowing into Mizushima Harbor stopped around the same time. The oil slicks on the sea surface were transported mainly to the east and reached to Naruto Straits at the night on December 22 (Fig. 2). The damage on the fishery by this oil effluence amounts to sixteen billion yen.

FAY (1969) studied the basic mechanism affecting the spreading of oil slick on calm water considering the inertia, gravity, viscosity and surface tension. At the initial stage the primary

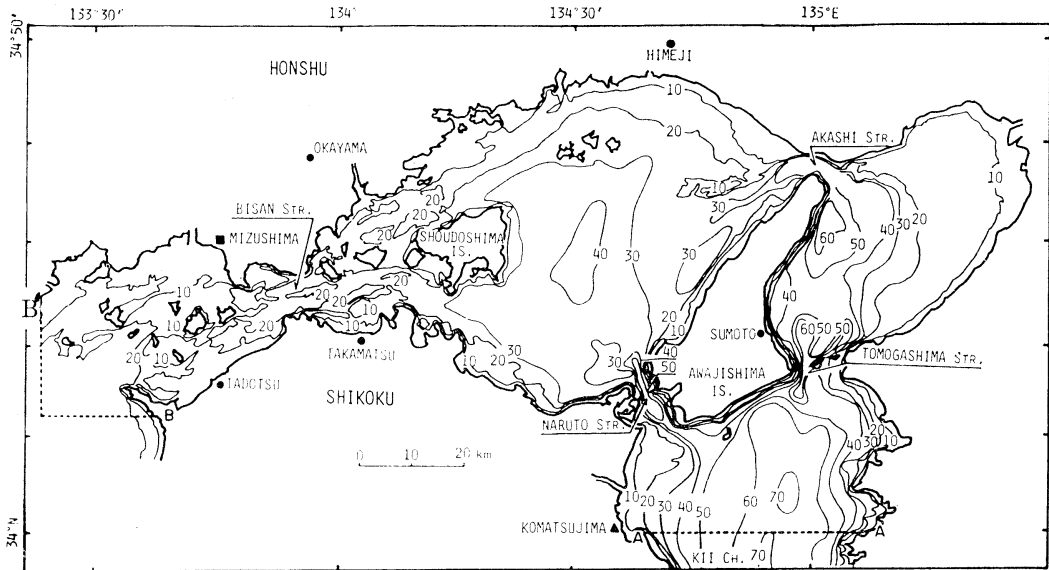


Fig. 1. The eastern part of the Seto Inland Sea. Numbers denote the depth in meters.

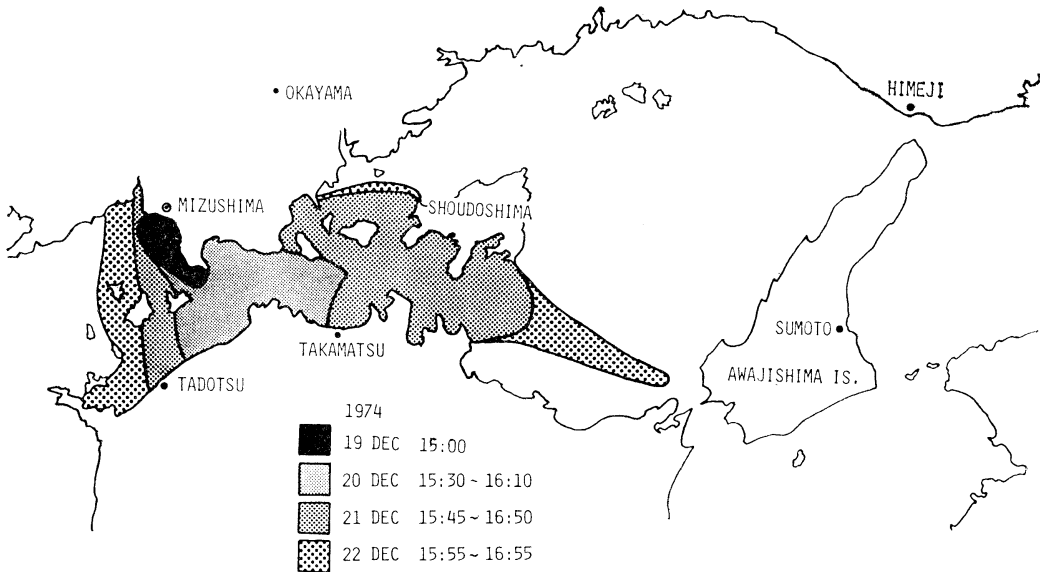


Fig. 2. Transition of oil spreading area. They were observed from an aircraft by the 5th and 6th Regional Maritime Safety Headquarters, Japan.

driving force is due to the gravity and the rate of spreading is governed by a balance between the gravitational pressure and the oil inertia. As the spreading proceeds, the oil slick becomes thinner and the viscous effect becomes more evident. At the second stage the gravitational spreading force is primarily balanced by the

water's viscous retardation. The gravity oriented body force gradually becomes less important as compared to the air-water-oil interfacial effect when the film becomes very thin, typically of the order of millimeters. Finally surface tension becomes dominant as the major driving mechanism and the spreading rate at this stage is

determined by a balance between the surface tension spreading force and the viscous drag. The equations of radially symmetric spreading for the respective regimes derived by FAY (1969) and HOULT (1972) are as follows;

Gravity-inertia regime  

$$r(t) = 1.14 (\Delta g V t^2)^{1/4}, \quad (1)$$

Gravity-viscous regime  

$$r(t) = 1.45 (\Delta g V^2 t^{3/2} \nu^{-1/2})^{1/6}, \quad (2)$$

Surface tension regime  

$$r(t) = 2.30 (\sigma^2 t^3 \rho^{-2} \nu^{-1})^{1/4}, \quad (3)$$

where  $r$  is the radius of spreading (meter),  $t$  the time (second),  $V$  the volume of the spill ( $m^3$ ),  $g$  the gravitational acceleration ( $9.8 m s^{-2}$ ),  $\Delta = \rho - \rho_0$ ,  $\rho$  the density of seawater ( $kg m^{-3}$ ),  $\rho_0$  the mean density of the oil ( $kg m^{-3}$ ),  $\nu$  the kinematic viscosity of the water ( $m^2 s^{-1}$ ) and  $\sigma$  the net surface tension ( $kg s^{-2}$ ). The coefficients in the equations are based on empirical measurements of the spreading rates. Here we estimate the radial spreading of oil spill from Mizushima Harbor after Eqs. (1) to (3), where  $V$  is  $10^4 m^3$ ,  $\Delta$  0.05,  $\rho$  1.025,  $\nu$   $1.0 \times 10^{-6} m^2 s^{-1}$  and  $\sigma$  0.03  $kg s^{-2}$ . After the FAY and HOULT's formula, the estimate of the radial spreading of oil spill in this case was too small as shown in Fig. 3. Such discrepancy may suggest that the primary factor affecting such a huge oil spreading as the present case is not the physical properties of oil spill but the oceanographical structure, namely

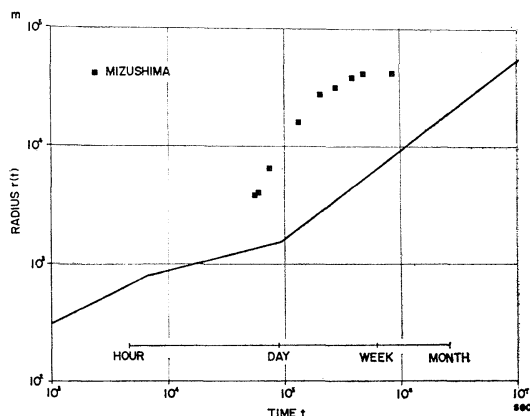


Fig. 3. Estimated radial oil spreading by Eqs. (1) to (3) which is shown by the full line and observed radial oil spreading from Mizushima which is shown by the rectangular mark.

the advection and the turbulence of the sea-water itself.

### 3. Numerical model experiment

#### (1) Basic equations

Basic assumptions are needed to study such complex phenomena as oil spreading on the sea surface. It is assumed here that 1) oil slicks are considered to be the summation of many elementary oil patches, 2) the principle of superposition for the drift of each oil patch due to the residual flow, the tidal current, the wind-induced transport and the turbulence is valid, 3) such physical properties of oil patch as viscosity and surface tension and the effects of waves on surface drift are not considered because the turbulence on the sea surface is predominant, 4) the properties of oil patch do not vary with time, and 5) evaporation, dissolution of the soluble components and biological degradation of oil are absent.

We try to trace the horizontal two-dimensional spreading of labeled oil patches on the sea surface. Imagine that a labeled oil patch exists at a point  $(x^n, y^n)$  at time  $n$ . Position of the labeled oil patch  $(x^{n+1}, y^{n+1})$  at time  $n+1$ ,  $\Delta t$  time after, is traced by the following formula.

$$x^{n+1} = x^n + \{U_t^n(x^n, y^n) + U_r(x^n, y^n) + U_w^n(x^n, y^n)\} \Delta t + R_x, \quad (4)$$

$$y^{n+1} = y^n + \{V_t^n(x^n, y^n) + V_r(x^n, y^n) + V_w^n(x^n, y^n)\} \Delta t + R_y. \quad (5)$$

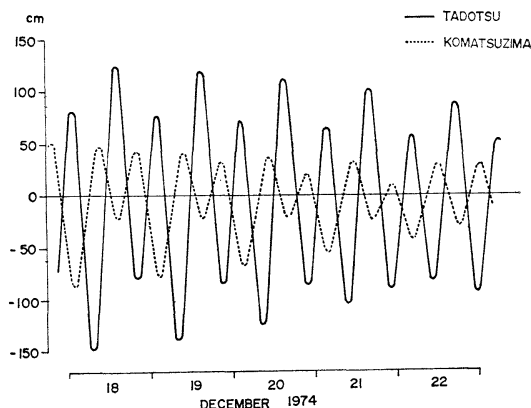


Fig. 4. Observed tidal height at Tadotsu and Komatsujima by the Japan Meteorological Agency.

Here  $x$  and  $y$  are Cartesian coordinates directed eastward and northward,  $U_t^n(x^n, y^n)$  and  $V_t^n(x^n, y^n)$  denote the tidal current velocity components at time  $n$  in  $x$  and  $y$  direction,  $U_r(x^n, y^n)$  and  $V_r(x^n, y^n)$  the residual flow velocity and  $U_w^n(x^n, y^n)$  and  $V_w^n(x^n, y^n)$  the wind-induced transport velocity. Velocities of the tidal current, the residual flow and the wind-induced transport at the point of oil patch ( $x^n, y^n$ ) are interpolated from Eulerian velocities at four grid points surrounding the oil patch.  $R_x$  and  $R_y$  are the movements due to the turbulence in  $x$  and  $y$  direction, respectively. An oil patch stops drifting when it crosses the boundary between land and sea.

(2) Tidal current, residual flow, wind-induced transport and turbulence

The velocity field is calculated as follows. As to the tidal current, the horizontal two-dimensional momentum equation of homogeneous fluid and the continuity equation are

$$\frac{\partial \mathbf{u}}{\partial t} + (\mathbf{u} \cdot \nabla) \mathbf{u} + f \mathbf{k} \times \mathbf{u} = -g \nabla \zeta - \frac{\gamma_b^2 \mathbf{u} |\mathbf{u}|}{H + \zeta} + \nu \nabla^2 \mathbf{u}, \quad (6)$$

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + \nabla \cdot \{(H + \zeta) \mathbf{u}\} = 0. \quad (7)$$

Here  $\mathbf{u}$  is the depth-averaged velocity vector,  $\nabla$  the horizontal differential operator,  $f (= 8.0 \times 10^{-5}$

$\text{s}^{-1}$ ) the Coriolis parameter at  $34^\circ 30' \text{N}$ ,  $\mathbf{k}$  the locally vertical unit vector,  $g (= 980 \text{ cm s}^{-2})$  the gravitational acceleration,  $\zeta$  the surface elevation above the mean sea level,  $\gamma_b^2 (= 2.6 \times 10^{-3})$  the bottom frictional coefficient,  $H$  the local depth and  $\nu (= 10^6 \text{ cm}^2 \text{ s}^{-1})$  the coefficient of lateral eddy viscosity. Equations (6) and (7) are approximated by finite-differences and are solved by primitive method. The grid size is  $2 \text{ km} \times 2 \text{ km}$ . The tidal currents from December 18 to December 22 in 1974 are calculated every 30 seconds with boundary conditions of tidal heights at  $A-A'$  and  $B-B'$  lines in Fig. 1. The variations of tidal height at Tadotsu and Komatsujima which were observed every hour by Japan Meteorological Agency (1974) are shown in Fig. 4 and they are used as the boundary condition at  $A-A'$  and  $B-B'$  lines, respectively. Figure 5 shows the calculated flood tidal current at 11:00 pm on December 19 in 1974. The ebb tidal current flows in nearly opposite direction with the same speed.

The residual flow is defined as the steady part in the harmonic analysis of observed tidal current. It is thought to be caused by the local surface wind stress, the mean sea-level slopes, the horizontal density gradient, and the non-linearity of the tidal current, etc. According to field current measurements, the average residual flow pattern in the eastern part of the Seto

1974  
DECEMBER 19  
11:00 pm

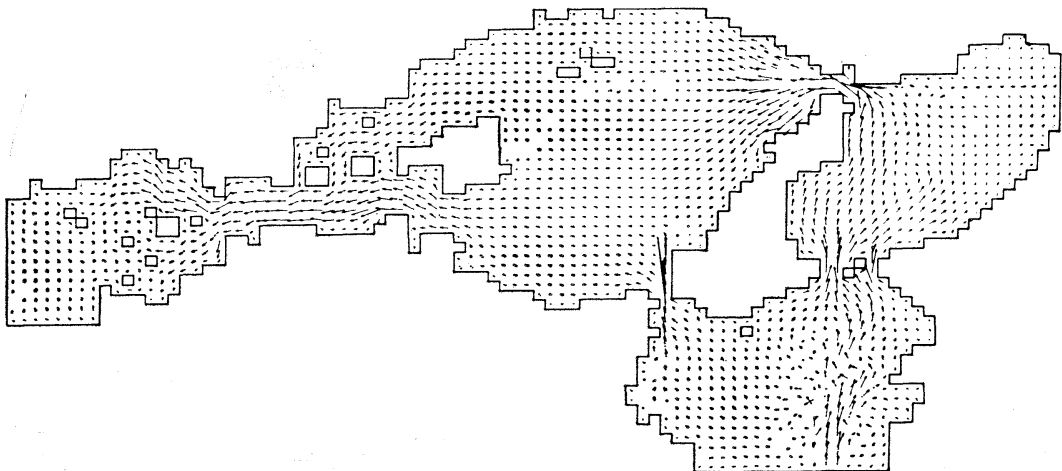


Fig. 5. Calculated flood tidal current at 23:00 on December 19, 1974.

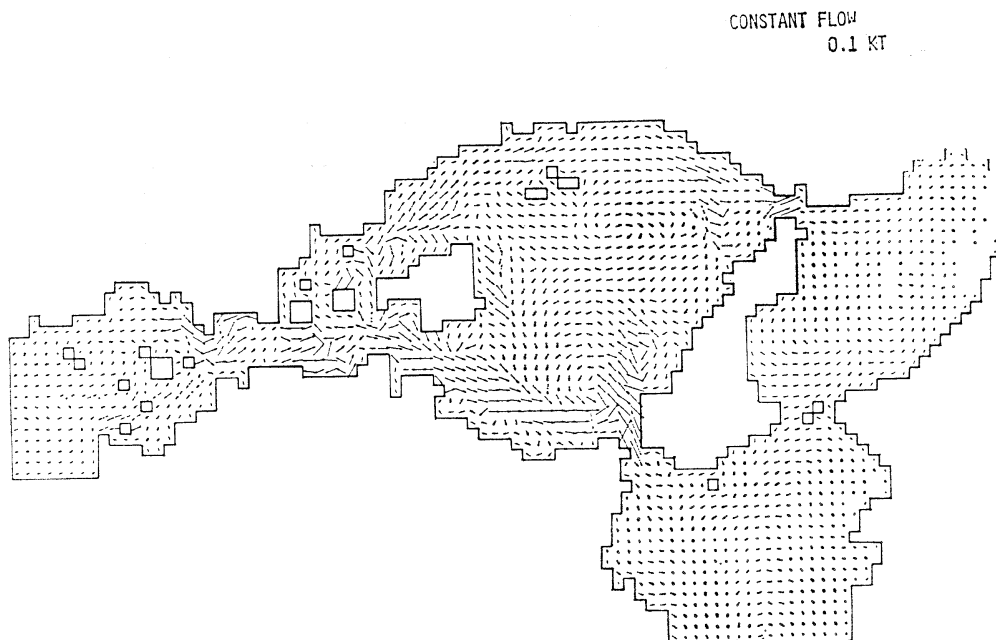


Fig. 6. Interpolated residual flow in the numerical model.

Inland Sea is dominated by the tidal residual flow due to the nonlinearity of the tidal current and the density-induced current due to river discharge (YANAGI and HIGUCHI, 1980). However the density-induced current cannot be reproduced in this numerical experiment because the model is a barotropic one. The model residual flow is interpolated from the results of field observations (YANAGI and HIGUCHI, 1980) by the spline technique (OONISHI, 1975) as shown in Fig. 6.

The wind-induced transport is supposed to be given by the following formula;

$$U_w^n(x^n, y^n) = C_w \cdot WU^n(x^n, y^n), \quad (8)$$

$$V_w^n(x^n, y^n) = C_w \cdot WV^n(x^n, y^n). \quad (9)$$

Here  $C_w$  is a proportionality constant,  $WU^n$  and  $WV^n$  the wind speed at time  $n$  in  $x$  and  $y$  direction, respectively. We do not consider the deflection of the wind-induced transport direction due to the Coriolis effect because the duration of wind is short and the model sea is not so deep. The wind velocity on the sea surface is estimated by the linear interpolation using following formula obtained from the wind observations on land;

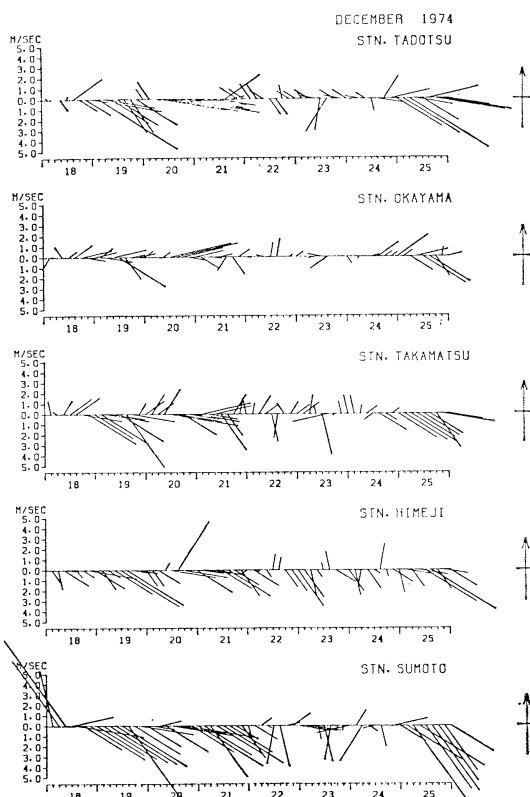


Fig. 7. Time series of wind vector at five stations.

$$WU(x, y) = a_1x + b_1y + c_1, \quad (10)$$

$$WV(x, y) = a_2x + b_2y + c_2. \quad (11)$$

Here,  $(a_1, b_1, c_1)$  and  $(a_2, b_2, c_2)$  satisfy the following equations;

$$\begin{pmatrix} WU(x_1, y_1) \\ WU(x_2, y_2) \\ WU(x_3, y_3) \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} x_1 y_1 1 \\ x_2 y_2 1 \\ x_3 y_3 1 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} a_1 \\ b_1 \\ c_1 \end{pmatrix}, \quad (12)$$

$$\begin{pmatrix} WV(x_1, y_1) \\ WV(x_2, y_2) \\ WV(x_3, y_3) \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} x_1 y_1 1 \\ x_2 y_2 1 \\ x_3 y_3 1 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} a_2 \\ b_2 \\ c_2 \end{pmatrix}, \quad (13)$$

where  $WU(x_1, y_1)$ ,  $WU(x_2, y_2) \dots WV(x_2, y_2)$  and  $WV(x_3, y_3)$  are observed wind speeds at three wind observation stations. The model sea is covered with three triangles formed five wind observation stations as shown in Fig. 8. The wind speed and direction were observed every three hours from December 18 to December 22 in 1974 by Japan Meteorological Agency (1974). The wind vector time series at five stations are shown in Fig. 7. The seasonal dominant westerlies blow on December 19 and December 21. An example of interpolated wind velocity field at 21:00 on December 19 is shown in Fig. 8.

The turbulence is calculated by the following

formula;

$$R_x = \gamma_x \times \sqrt{2 \times \Delta t \times K}, \quad (14)$$

$$R_y = \gamma_y \times \sqrt{2 \times \Delta t \times K},$$

$$K = \frac{1}{2} \frac{dR_x^2}{dt} = \frac{1}{2} \frac{dR_y^2}{dt}. \quad (15)$$

Here  $\gamma_x$  and  $\gamma_y$  denote the random numbers whose mean values are zero and whose variances are 1.0, and  $K$  the horizontal dispersion coefficient.

Both  $C_w$  and  $K$  are prescribed in such a way that the calculated spreading of oil slick agrees as closely as possible with the observed one.

#### 4. Results

At first, numerical experiments with various values of  $C_w$  without the turbulence were carried out. Results are shown in Fig. 9. An oil patch is released from Mizushima Harbor at 21:00 on December 18 and its position is calculated every 15 minutes in each numerical experiment. In the case where  $C_w=0.030$  an oil patch does not move so quickly to the east, but it moves too quickly to the east in the case where  $C_w=0.040$ .  $C_w=0.035$  seems to be most suitable in comparison of Fig. 2 with Fig. 9, that is, the

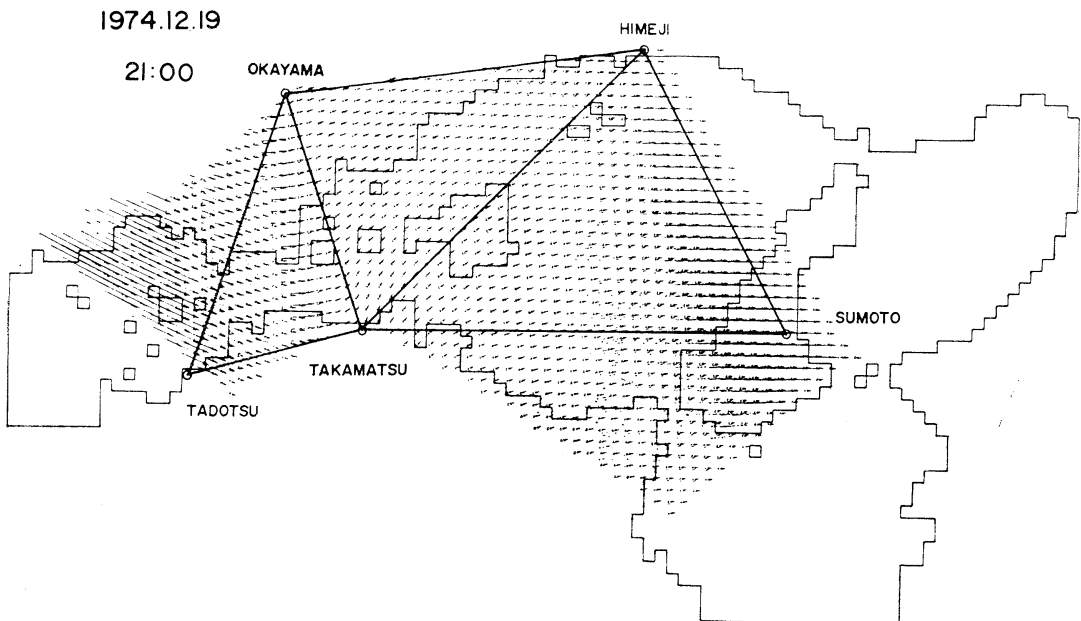


Fig. 8. Horizontal distributions of wind velocity at 21:00 on December 19. Wind vectors outside three triangles are obtained by extrapolation method.



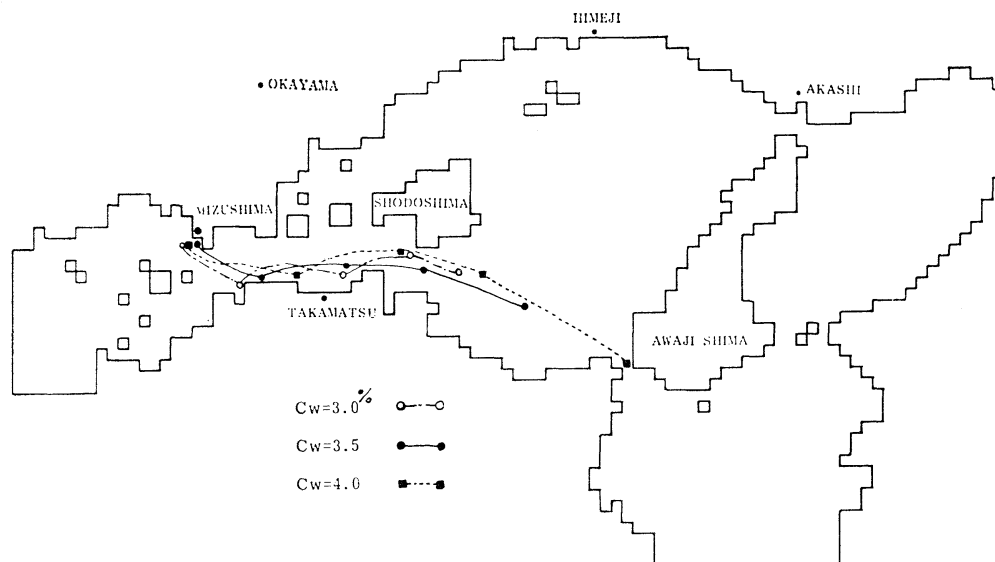


Fig. 9. Advection of an oil patch released from Mizushima at 21:00 on December 18 in the cases of  $C_w=0.030$ ,  $C_w=0.035$  and  $C_w=0.040$ . Each mark denotes the position of oil patch at 16:00 on December 19 to 22, 1974.

wind-induced transport of  $35 \text{ cm s}^{-1}$  is caused when the wind of  $10 \text{ m s}^{-1}$  blows.

From these results we can see that the most effective advection to this oil spreading from Mizushima Harbor was the wind-driven transport. If there was not the west wind from December 18 to December 22, 1974, the oil slicks might have spread to east and west in the same way from Mizushima Harbor.

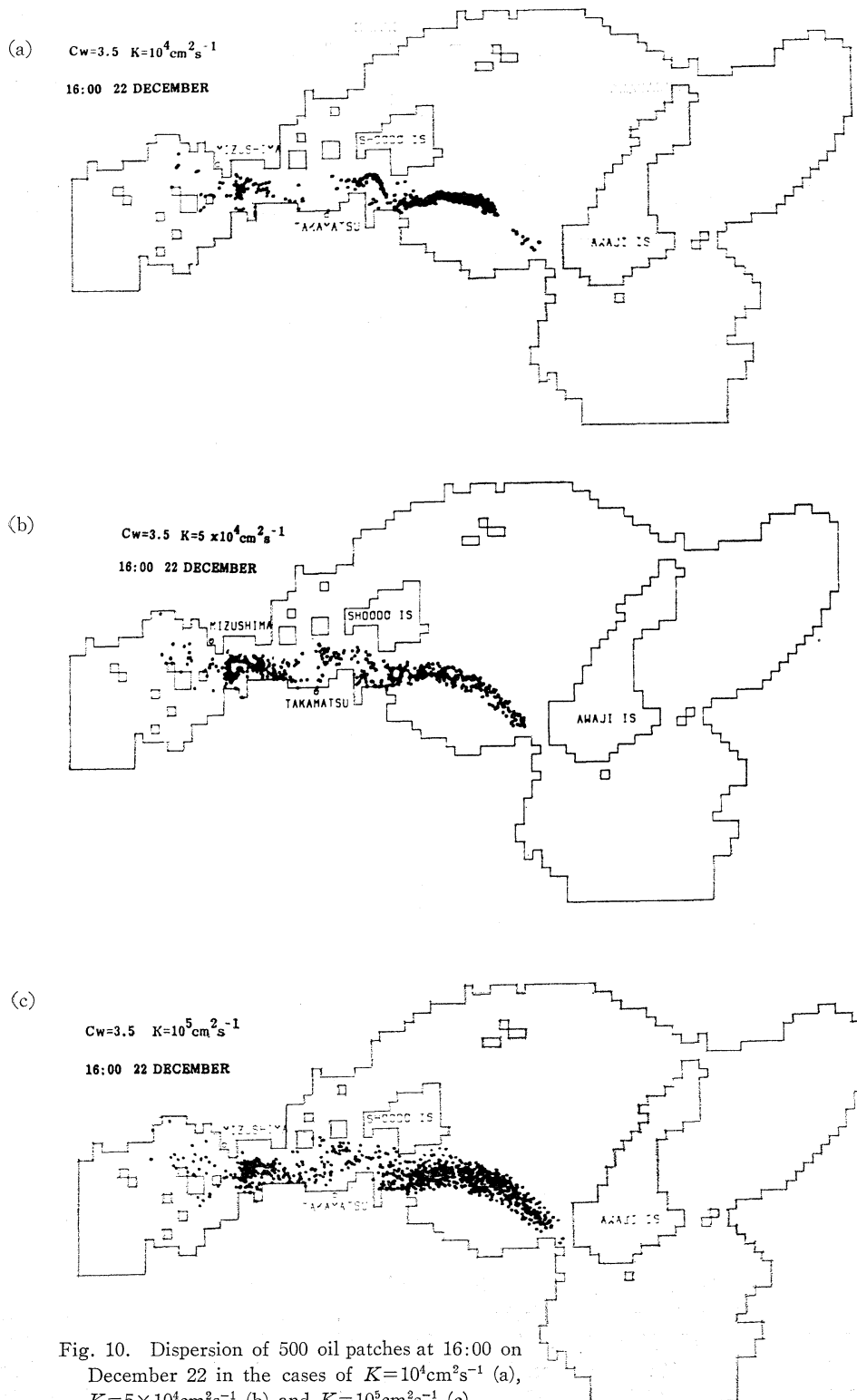
Figures 10(a), (b) and (c) show the results of oil spreading at 16:00 on December 22 in the case where 500 oil patches were released from Mizushima Harbor at 21:00 on December 18. Oil patches do not scatter largely in the case where  $K=10^4 \text{ cm}^2 \text{ s}^{-1}$  and they scatter too wide in the case where  $K$  is  $10^3 \text{ cm}^2 \text{ s}^{-1}$ . On the other hand, the calculated scattering pattern of oil patches well coincides with the observed one shown in Fig. 2 in the case where  $K$  is  $5 \times 10^4 \text{ cm}^2 \text{ s}^{-1}$ . We decide  $5 \times 10^4 \text{ cm}^2 \text{ s}^{-1}$  as  $K$  from these results.

Two hundreds and fifty oil patches were released four times at 21:00, 21:15, 21:30 and 21:45 on December 18 from Mizushima Harbor with  $C_w=0.035$  and  $K=5 \times 10^4 \text{ cm}^2 \text{ s}^{-1}$ . The spreadings of oil slick at 16:00 on December 19(a), at 16:00 on December 20(b), at 16:00 on

December 21(c) and at 16:00 on December 22(d) are shown in Fig. 11. The results of the numerical experiment shown in Fig. 11 coincide fairly well with those of the field observation shown in Fig. 2 except the initial spreading near Mizushima Harbor. The oil spreadings in the western part from Mizushima do not coincide either. The reason for such discrepancy might be incompleteness of wind vector extrapolation as shown in Fig. 8.

## 5. Discussion

We develop a numerical model to simulate the spreading of oil slick on the turbulent sea surface. The wind-induced transport  $C_w$  used in this model, however, is a little larger than the commonly used value, because the wind on the sea surface is interpolated using the wind data on land in this model. The wind speed on the sea surface is generally 1.5 to 2.0 times as large as that on land (YANAGI, 1980). The suitable value of  $C_w$  might be 0.015 or 0.020 if the wind speed on the sea surface could be correctly estimated. We will have to consider the deflection of the wind-induced transport direction from the wind direction in the case where the oil spreading in a deep sea such as the continental



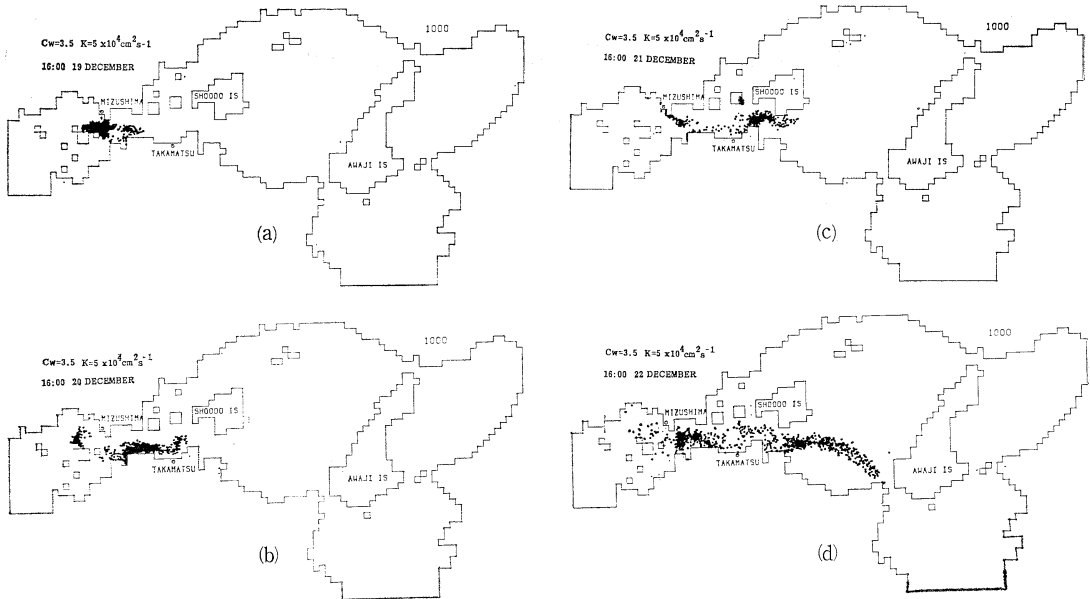


Fig. 11. Dispersion of 1,000 oil patches at 16:00 on December 19(a), 20(b), 21(c), and 22(d), 1974.

shelf is considered.

Moreover the method of the decision of number of elementary patch in the numerical experiment is not clear in this study. The oil spreading pattern is not drastically affected by change of the numbers of elementary patch from 500 to 2,000 in these numerical experiments. The number of elementary oil patch in the numerical experiment may depend upon the outflowing oil volume. The relation of outflowing oil volume to the number of elementary oil patch will have to be examined by future numerical experiments as well as field observations for different outflowing oil volumes.

#### Acknowledgements

The authors express their sincere thanks to Prof. T. KAKINUMA of Ehime University for his encouragement. They also thank Dr. H. TAKEOKA of Ehime University for his helpful discussions.

The numerical experiment was carried out on a FACOM M-180 of Ehime University and on a FACOM M-200 of the Computer Center of

Kyushu University. A part of this study was supported by a scientific research fund defrayed from the Ministry of Education, Science and Culture.

#### References

- FAY, J. A. (1969): The spread of oil slicks on a calm sea. *In: Oil on the Sea*, ed. D.P. HOULT, Plenum, New York, 53-63.
- HOULT, D.P. (1972): Oil spreading on the sea. *Ann. Rev. Fluid Mech.*, 341-368.
- JAPAN METEOROLOGICAL AGENCY (1974): Monthly Data Report.
- KAKINUMA, T. and T. YANAGI (1976): Oil spreading from Mizushima Harbor. *Proc. 23rd Conf. on Coastal Engineering, JSCE*, 559-563. (in Japanese)
- OONISHI, Y. (1975): Surface interpolation by a spline method. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, **31**, 259-264.
- YANAGI, T. (1980): Variability of the constant flow in Osaka Bay. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, **36**, 246-252.
- YANAGI, T. and H. HIGUCHI (1980): Residual flow in the Seto Inland Sea. *Bull. Coast. Oceanogr.*, **16**, 123-127. (in Japanese)

## 海上での流出油の拡がりの数値シミュレーション

柳 哲 雄, 岡 本 恭 明

**要旨:** 残差流, 潮流, 風による輸送, 乱れが卓越する海面上での油の拡がりを再現する数値モデルを開発した。流出油は1つ1つの油粒子の集合体と考える。個々の油粒子は残差流, 潮流, 風によって運ばれ, 乱れによって散らばる。数値モデルの結果は1974年12月18日~22日, 瀬戸内海水島港からの流出油の拡がりをよく再現した。

## A barotropic, wind-driven flow of the Korea Strait and transport of the Tsushima Current\*

Takashi ICHIYE\*\*

**Abstract:** An analytical solution for a wind-driven barotropic flow is obtained for a channel which is bounded with two straight coasts and opens to both ends. The wind stress and the depth are constant. Across the entrance (inlet) the sea surface distribution (or geostrophic flow) is prescribed but at the outlet to the Japan Sea there is no sea surface slope along the channel. The transport at the outlet is the sum of the geostrophic transport and the Ekman transport due to the cross-shore component of the wind stress. The former is subjected to modification by the coasts of the given transport at the entrance. The result is applied to the Korean Strait. Monthly values of the Ekman transport are determined from observed wind stresses. Those of the geostrophic transport are estimated by use of a parameter obtained from a numerical model and of geostrophic transports determined outside the strait. The annual change of the sum of these transports agrees well with that of the transport of the Tsushima Current determined from various hydrographic data at the outlet (Tsushima Strait). The flow pattern in the Korean Strait computed from the analytical solution shows similarity to the transport streamlines determined from direct current measurements.

### 1. Introduction

The Tsushima Current is considered as an offshoot of the Kuroshio south of Kyushu, Japan (MORIYASU, 1972; NITANI, 1972). However, its generation is quite different from a process of branching of a river as discussed by ICHIYE (1984), just as the Kuroshio is not like a river in the ocean. Formation of the Tsushima Current in the Korean Strait could be explained as a combination of the Coriolis effect, pressure gradients, the bottom stress and the inertia effects as demonstrated by a numerical model of ICHIYE and LI (1984). On the other hand, the annual variation of the transport of the Tsushima Current at the Tsuchima Strait (northern outlet of the Korean Strait) is strongly influenced by the wind-driven circulation of the Korean Strait and the northeastern part of the East China Sea, particularly as the adverse transport by the prevailing westerlies in colder seasons as discussed by ICHIYE (1984).

Figure 1 shows the main features of the seasonal change in transport of the Tsushima Strait. This figure shows the Ekman transport in the

interior and the geostrophic transport at the entrance (ICHIYE and LI, 1984) in comparison to the observed geostrophic transport at the Tsushima Strait (TOBA *et al.*, 1982). It indicates that the contribution from the Ekman transport is important for the seasonal change of the transport of the Tsushima Current (see Section 7 for explanation of Fig. 1).

In order to understand the wind-driven circulation in the Korean Strait, the simplest geometry is adopted (Fig. 2), where it is considered as a straight channel of a constant depth with both ends opening to the deeper and wider seas. The numerical model of ICHIYE and LI (1984) indicates that the bottom topography has strong effects on the circulation in the Strait only on the southern and northern open boundaries, where the depth increases from 100 m to more than 300 m within 50 km. The assumption of a uniform depth does not substantially change the circulation in the inner part of the Strait nor the transport through it.

The driving forces are the wind stress over the Strait and the geostrophic flow on the southern open boundary. The non-linear terms are neglected, since the characteristic Rossby number is about  $5 \times 10^{-3}$  for Coriolis parameter

\* Received May 4, 1984

\*\* Department of Oceanography, Texas A & M University, College Station, TX 77843, U. S. A.

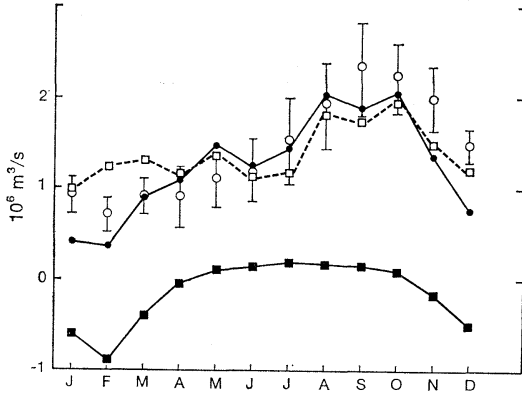


Fig. 1. Seasonal change of the transport through the Tsushima Strait. Black squares, Ekman transport over the Korean Strait; white squares, geostrophic transport  $T_k$  determined from the numerical model of ICHIYE and LI (1984); black circles, sum of  $T_k$  and Ekman transport; white circles and vertical lines, geostrophic transport determined from historical hydrographic data and its ranges (TOBA *et al.*, 1982).

$10^{-4} \text{ s}^{-1}$ , width of the Strait 200 km, and a characteristic speed of the wind-driven current  $0.1 \text{ ms}^{-1}$ . The latter is obtained for the Ekman drift for the wind stress of  $10^{-3} \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$  across the channel with the mean depth of 100 m. Also the steady state is considered since the annual change of the circulation in the Strait has much longer time scale than the inertial time scale.

## 2. Basic equations

Consider a channel or bay bounded by two straight coasts parallel to the  $y$ -axis. The  $x$ -axis is perpendicular to it (Fig. 2). Equations of motion of the vertically integrated velocity ( $VIV$ ) ( $U, V$ ) are

$$\partial U / \partial t - fV = -gh\partial\zeta / \partial x + T_x - B_x, \quad (1)$$

$$\partial V / \partial t + fU = -gh\partial\zeta / \partial y + T_y - B_y, \quad (2)$$

where  $f$  is the Coriolis parameter,  $\zeta$  the sea level elevation,  $g$  gravity constant and  $(T_x, T_y)$  and  $(B_x, B_y)$  are wind stress and bottom stress, respectively (CSANADY, 1982). The continuity equation is

$$\partial U / \partial x + \partial V / \partial y = -\partial\zeta / \partial t. \quad (3)$$

Substitution of  $U$  and  $V$  from equations (1) and

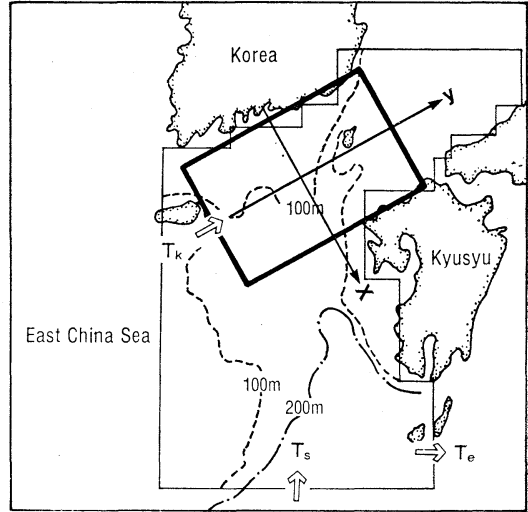


Fig. 2. A channel fitted to the Korean Strait and the outline (thin line) of an area chosen for the numerical model of ICHIYE and LI (1984).  $T_s$  and  $T_e$  are the geostrophic transport across the southern and eastern open boundaries, respectively.  $T_k$  is the transport across the entrance  $y = -b$  and is determined from  $T_s - T_e$  by use of the ratio obtained from the numerical model.

(2) into (3) leads to

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial t} \left( \frac{\partial^2}{\partial t^2} + f^2 \right) \zeta - g \frac{\partial}{\partial t} \nabla \cdot (h \nabla \zeta) \\ + g f \left( \frac{\partial \zeta}{\partial x} \frac{\partial h}{\partial y} - \frac{\partial \zeta}{\partial y} \frac{\partial h}{\partial x} \right) \\ + \frac{\partial}{\partial t} \nabla \cdot \vec{\tau} + f \nabla X \vec{\tau} = 0, \end{aligned} \quad (4)$$

where  $\nabla$  is a horizontal gradient operator,  $\vec{\tau}$  is the vector  $(\vec{T} - \vec{B})$  and  $\nabla X$  is the curl operator. When the depth  $h$  and  $\vec{\tau}$  are constant, (4) is reduced to

$$\left( \frac{\partial^2}{\partial t^2} + f^2 \right) \zeta - gh \nabla^2 \zeta = 0 \quad (5)$$

under an initial condition that the elevation vanishes.

## 3. Scaling

Equations (1), (2) and (5) can be scaled with Rossby radius of deformation  $R$ , the time  $f^{-1}$ ,  $VIV$   $\tau_0 f^{-1}$  and the elevation  $e^2 (\tau_0 R)^{-1}$ , where

$c^2 = gh$ ,  $R = cf^{-1}$  and  $\tau_0$  is the characteristic value of  $\tau$ . For a stationary case, the scaled versions of (1) (2) and (5) are given by

$$-V = -\partial\zeta/\partial x + X, \quad (6)$$

$$U = -\partial\zeta/\partial y + Y, \quad (7)$$

$$\zeta = F^2\zeta, \quad (8)$$

respectively. The scaled equation of (3) remains the same in form. The nonstationary case is expressed simply by restoring the time derivative terms in these equations. In equations (6) and (7),  $X$  and  $Y$  represent scaled components of  $\vec{\tau}$ .

#### 4. Solution for an open channel

A channel is considered to open to two wider seas (Fig. 2). In one end a geostrophic current flows into the channel and in the other end it opens to the sea without change of the surface elevation. The channel is bounded with two straight coasts at  $x = \pm a$ , where  $U$  vanishes. One end is at  $y = -b$  where the surface elevation representing the geostrophic inflow is prescribed. At the other end  $y = b$  the surface elevation is smoothly continuous to the other sea of a larger dimension (Japan Sea). The boundary conditions can be expressed by

$$U = 0 \quad (x = \pm a), \quad (9)$$

$$\zeta = F(x) \quad (y = -b), \quad (10)$$

$$\partial\zeta/\partial y = 0 \quad (y = b). \quad (11)$$

A particular solution of equation (8) satisfying boundary condition (9) is given by

$$\zeta_1 = Yy \cosh x (\cosh a)^{-1}. \quad (12)$$

In order to satisfy boundary conditions (10) and (11) another solution

$$\begin{aligned} \zeta_2 = & \sum_{n=1}^{\infty} \{A_n \exp(s_n y) \\ & + B_n \exp(-s_n y)\} \cos k_n x \end{aligned} \quad (13)$$

has to be added to  $\zeta_1$ , where

$$k_n = (2n-1)\pi(2a)^{-1}, \quad (n=1, 2, \dots) \quad (14)$$

$$s_n^2 = 1 + k_n^2, \quad (15)$$

and  $A_n$  and  $B_n$  can be determined from conditions (10) and (11). Since  $\cos k_n x$  forms the orthogonal function system,  $F(x)$  and (12) can be expanded with this system as

$$F(x) = \sum_{n=1}^{\infty} q_n \cos k_n x + q_0 \sinh x, \quad (16)$$

$$Y(\cosh a)^{-1} \cosh x = \sum_{n=1}^{\infty} p_n \cos k_n x. \quad (17)$$

In equation (16)  $q_0$ -term is generated by an odd part of the function  $F(x)$  and is given by

$$q_0 = 2(\sinh 2a - 2a)^{-1} \int_{-a}^a F(x) \sinh x dx. \quad (18)$$

Substitution of (13), (16) and (17) into (10) and (11) leads to

$$\begin{aligned} \zeta_2 = & \sum_{n=1}^{\infty} [p_n \{b \cosh s_n(y-b) - s_n^{-1} \\ & \times \sinh s_n(y+b)\} + q_n \cosh s_n(y-b)] \\ & \times \{\cosh(2bs_n)\}^{-1} \cos k_n x + q_0 \sinh x, \end{aligned} \quad (19)$$

where

$$p_n = 2(-1)^{n-1} Y k_n a^{-1} s_n^{-2}, \quad (n=1, 2, \dots). \quad (20)$$

The stream function  $\Phi$  defined by

$$U = -\partial\Phi/\partial y, \quad V = \partial\Phi/\partial x \quad (21)$$

is expressed by

$$\Phi = \zeta - yY - xY. \quad (22)$$

The total transport through the channel is given by

$$\begin{aligned} \int_{-a}^a V dx = & -2aX + 2q_0 \sinh a \\ = & T_E + T_G, \end{aligned} \quad (23)$$

where the first and the second term of the middle expression is the Ekman transport ( $T_E$ ) and the geostrophic transport through the channel ( $T_G$ ), respectively. The latter is caused by modification of the geostrophic flow at the entrance by the coasts.

#### 5. Particular case of the geostrophic flow

It is assumed that at the entrance  $y = -b$  there is a geostrophic flow

$$\begin{aligned} V = & V_0 \cos(\pi x/2d) \text{ for } (|x| \leq d), \\ = & 0 \text{ for } (|x| > d). \end{aligned} \quad (24)$$

Then the elevation is given by

$$\begin{aligned}\zeta &= \int_{-a}^x V dx = F(x) \\ &= 0 \text{ for } (-a < x < -d) \\ &= \zeta_0 \{1 + \sin(\pi x/2d)\} \text{ for } (|x| < d) \\ &= 2\zeta_0 \text{ for } (d < x < a),\end{aligned}\quad (25)$$

where

$$\zeta_0 = 2d\pi^{-1}V_0. \quad (26)$$

Then

$$q_0 = 4\zeta_0 (\sinh 2a - 2a)^{-1} \left[ \{1 + (\pi/2a)^2\}^{-1} \cosh d + \sinh a - \sinh d \right] \quad (27)$$

and

$$\begin{aligned}q_n &= 2\zeta_0 (a k_n)^{-1} \sin k_n a \\ &= 4\zeta_0 (-1)^{n-1} \{(2n-1)\pi\}^{-1}.\end{aligned}\quad (28)$$

The elevation  $\zeta$  can be expressed in three parts as

$$\zeta = Y\psi_1 + \zeta_0(\psi_2 + \psi_3). \quad (29)$$

The function  $\psi_1$  consists of the sum of the coefficients of  $Y$  in  $\zeta_1$  of (12) and in  $\zeta_2$  of (19) and is given by

$$\begin{aligned}\psi_1 &= y \cosh x (\cosh a)^{-1} \\ &+ 2a^{-1} \sum_{n=1}^{\infty} (-1)^{n-1} k_n s_n^{-2} \{b \cosh s_n(y-b) \\ &- s_n^{-1} \sinh s_n(y+b)\} (\cosh 2b s_n)^{-1} \cos k_n x.\end{aligned}\quad (30)$$

The function  $\psi_2$  is the coefficient of  $\zeta_0$  in the sum of series with a factor  $q_n$  which is given by (28). It is expressed by

$$\begin{aligned}\psi_2 &= 4 \sum_{n=1}^{\infty} (-1)^{n-1} \{(2n-1)\pi\}^{-1} \\ &\times \cosh s_n(y-b) (\cosh 2b s_n)^{-1} \cos k_n x.\end{aligned}\quad (31)$$

The function  $\psi_3$  is the coefficient of  $\zeta_0$  in the last term of the r.h.s. of (19) and is expressed by

$$\begin{aligned}\psi_3 &= 4(\sinh 2a - 2a)^{-1} \left[ \cosh d \{1 + (\pi/2a)^2\}^{-1} \right. \\ &\left. + \sinh a - \sinh d \right] \sinh x = S(a, d) \sinh x,\end{aligned}\quad (32)$$

where the coefficient of  $\sinh x$  depends on  $a$  and  $d$ . The r.h.s. of equation (29) indicates that

the elevation consists of the two parts: one part due to the alongshore component of the windstress and the other part due to  $\zeta_0$ , half of the maximum elevation at the entrance of the channel  $y = -b$ . The latter represents the effect of the geostrophic flow through the entrance. Thus the  $\psi_1$  term represents the elevation due to the wind and the  $\psi_2$  and  $\psi_3$  terms represent the one due to the geostrophic flow at the entrance.

The stream function  $\Phi$  can be determined from (22) for different values of  $X$ ,  $Y$  and  $\zeta$  when  $\zeta$  is determined from (29). Equations (22) and (29) indicate that the patterns of the surface elevation and the stream function can be determined by the functions  $\psi_1$ ,  $\psi_2$  and  $\psi_3$ , whereas their magnitudes are dependent on  $X$ ,  $Y$  and  $\zeta_0$ .

## 6. Numerical calculation for the Korean Strait

The above analytical solution is applied to the Korean Strait which in its simplest form is characterized as a straight channel. Characteristic parameters of the Korean Strait are as follows:  $f = 8.16 \times 10^{-5} s^{-1}$ , the mean depth = 104 m, Rossby radius of deformation = 391 km, the width = 196 km, the length = 313 km. These parameters yield scaled width and length  $a = 0.25$ ,  $b = 0.4$ .

The series of the r.h.s. of equations (30) and (31) are computed numerically up to  $n = 20$ . The functions  $\psi_1$  and  $\psi_2$  for the value of  $a$  and  $b$  listed above are plotted in Figs. 3 and 4 respectively. Both functions are even functions about  $x$ . Therefore they are shown only for the left half of the channel ( $-0.25 < x < 0$ ). Equation (29) indicates that only the longshore component of the wind stress causes the sea surface slope. The pattern of the  $\psi_1$  function shows that the sea surface generally rises from the inlet (entrance) of the channel to the outlet but there is no uniform rise from the left shore to the right as expected without consideration of the coastal boundary conditions. These conditions require that the alongshore slope  $\partial\zeta/\partial y$  should counterbalance the lateral Ekman transport  $Y$ . On the other hand, the function  $\psi_2$  decreases rapidly from the inlet to the outlet indicating a downward slope if  $\zeta_0$  is positive or the geostrophic current at the inlet flows into the channel. However, the sea surface pattern



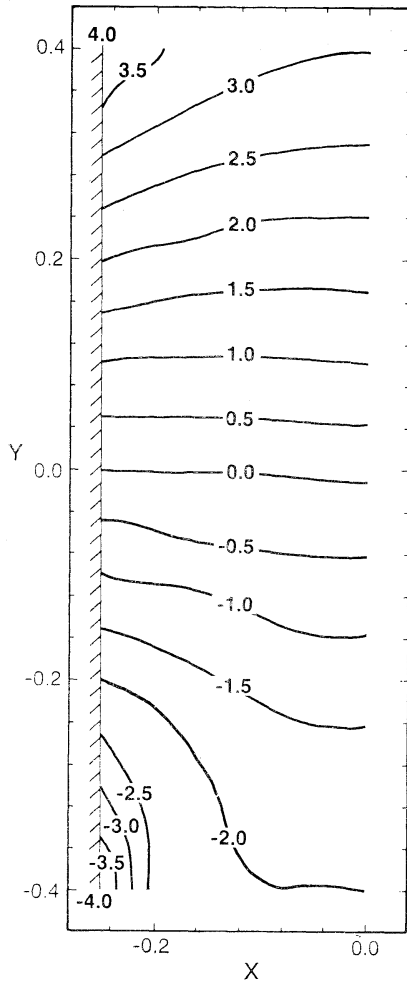


Fig. 3. The distribution of  $\Psi_1 \times 10$ , shown for  $-a \leq x \leq 0$ .  $\Psi_1$  is an even function of  $x$ .

is affected more strongly by the function  $\Psi_1$  since this is larger than  $\Psi_2$  except near the inlet.

As indicated by the r.h.s. of equation (32)  $\Psi_3$  contains  $d$  as a parameter. Since the exact width of the geostrophic current  $2d$  is unknown,  $d$  is varied from 0 to 0.25 and  $S(a, d)$  of (32) is plotted against  $d$  in Fig. 5. Comparison of values of this function with those of  $\Psi_2$  indicates that the  $\Psi_3$  function is larger than the  $\Psi_2$  function except near the central line of the channel, particularly for small values of  $d$ . Also  $\Psi_3$  is almost linear about  $x$  for  $a=0.25$ . Therefore the sea surface pattern is rather simple for small values of  $d$ , with almost uniform rise from the left to the right hand coast. Therefore the sum

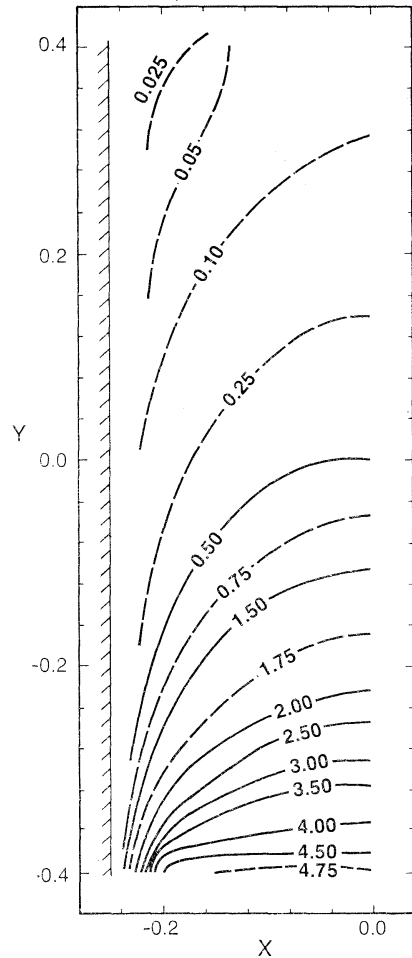


Fig. 4. The distribution of  $\Psi_2 \times 10$ , shown for  $-a \leq x \leq 0$ .  $\Psi_2$  is an even function of  $x$ .

of  $\Psi_2$  and  $\Psi_3$  is computed for the case of  $a=d$  which corresponds to the maximal contribution from  $\Psi_2$ . The distribution is plotted in Fig. 6 which indicates some modification near the entrance from a uniform rise to the right.

Though  $q_0$  is proportional to the total transport through the channel as indicated in equation (23), it becomes maximum for  $d=0$  from Fig. 5, if  $\zeta_0$  is kept constant. This is because the maximum  $VIV$ ,  $V_0$  becomes infinite for  $d=0$  with constant  $\zeta_0$  as seen from (26). It is more realistic to determine  $q_0$  by keeping  $V_0$  constant. Then  $q_0$  is proportional to  $dS(a, d)$  which is plotted against  $d$  also in Fig. 5. The total transport becomes maximum when the width of the

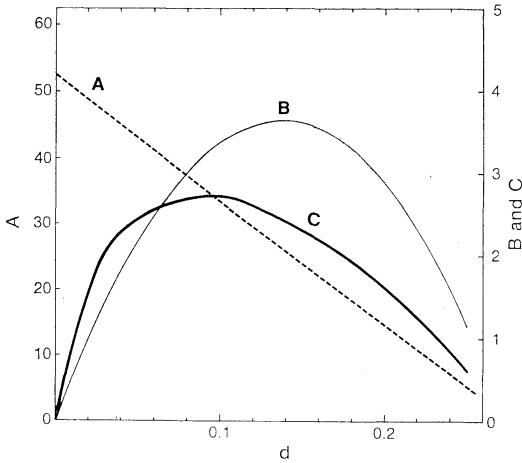


Fig. 5. Three functions expressing magnitudes of the geostrophic transport through the channel against  $d$  for  $a=0.15$ . A:  $S(a, d)$  from equation (32). B:  $dS(a, d)$ . C:  $1/4\sqrt{d}S(a, d)$ .

geostrophic flow is about 54% of the channel width.

The geostrophic transport at the entrance is  $2\zeta_0$  from (25), whereas  $T_G$  is the total transport through the channel as defined by (23). The ratio of  $T_G$  to  $2\zeta_0$  is  $S(a, d) \sinh a$ . Therefore from Fig. 5,  $T_G$  is always larger than the geostrophic transport at the entrance. This is because coastal boundaries modify the prescribed sea level near the entrance as indicated in Fig. 6. The momentum transport or the total energy at the entrance is proportional to  $dV_0^2$ . Therefore, if the momentum transport or the total energy at the entrance is kept constant, the transport  $T_G$  is proportional to  $\sqrt{d}S(a, d)$  which is also plotted in Fig. 5. This function shows maximum at about  $d=0.1$ . Therefore  $T_G$  becomes maximum when the width of the current at the entrance is about one fourth of the channel width or about 50 km. This might be explained as a different expression of the horizontal concentration of momentum in a geostrophic flow as studied by ICHIYE (1960). The latter derived the optimum width of the current for producing the minimum momentum transport under the condition of a constant volume transport, though it dealt with the two-layer flow.

The transport can be expressed in Sverdrup ( $10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ ), when the characteristic value of the

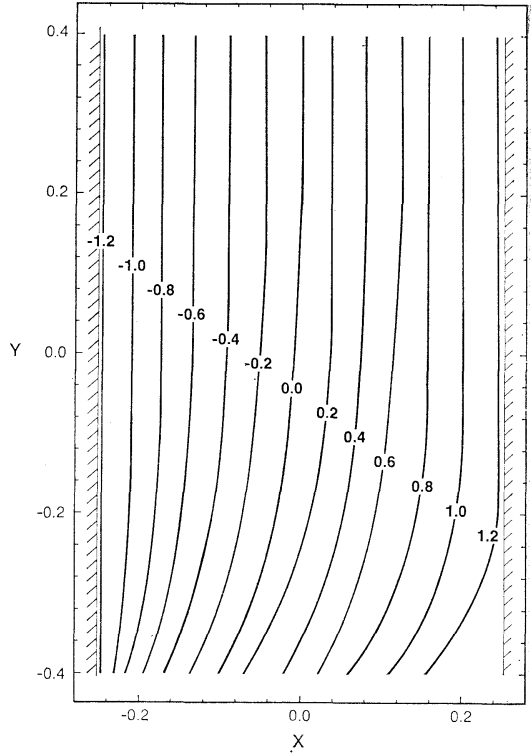


Fig. 6. The distributions of  $\Psi_2 + \Psi_3$ , where  $\Psi_3$  is for  $a=d=0.25$ .

$VIV \tau_0 f^{-1}$  is taken as  $10 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$  corresponding to  $\tau_0 = 1.23 \times 10^{-3} \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$  and  $f = 8.16 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$  (or  $\tau_0 = 10^{-3} \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$  and  $f = 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ ). The maximum  $VIV V_0$  at the entrance is  $10 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$  for the depth of 100 m and the maximum velocity of  $0.1 \text{ m s}^{-1}$ , leading to  $V_0=1$ . With a width of the strait 200 km, the  $T_G$  reaches maximum of 2.32 Sverdrup for  $d=0.14$ , whereas it is 0.77 Sverdrup or one-third of the maximum for  $d=a$  or for the geostrophic flow extending from coast to coast. The maximum elevation at the right hand coast ( $2\zeta_0$ ) is 0.38 m and 0.68 m for  $d=0.14$  and 0.25, respectively. The maximum of  $T_G$  for the constant momentum transport becomes 2.99 Sverdrup and the elevation at the right coast is 0.27 m for  $d=0.1$  and for the same maximum  $VIV$ .

## 7. Comparison with the observed data

Equation (23) indicates that the transport through the Tsushima Strait (at  $y=b$ ) consists of the Ekman transport due to the cross-shore

component of the wind stress and the geostrophic transport through the channel. Therefore the transports plotted in Fig. 1 represent essentially the r.h.s. of this equation. The Ekman transport in Fig. 1 was calculated by integrating numerically the cross-channel component of the wind stress over the Korean Strait (ICHIYE, 1984) instead of  $-2\alpha X$ .

The geostrophic transport through the channel was calculated as follows: Figure 2 indicates an area where the barotropic circulation was determined by a finite difference numerical model (ICHIYE and LI, 1984). The total transport  $T_k$  through the channel can be determined from this model for summer, winter and annual average of the inflow  $T_s$  and outflow  $T_e$  of the Kuroshio prescribed at the boundaries of the model area. The ratio  $T_k/(T_s - T_e)$  was nearly constant equalling 0.31. Therefore monthly values of  $T_k$  are computed by use of this ratio from values of  $T_s$  and  $T_e$ , whereas these transports were determined by geostrophic calculation of the monthly density profiles obtained from the historic hydrographic data along the boundaries (ICHIYE, 1984).

Figure 1 indicates that the wind-driven transport is large and negative (southwestwards) in cold seasons, because the strong monsoon from the northwest contributes to the large positive value of  $X$ . In warmer seasons the Ekman transport is weak and positive. Although the geostrophic transport at the entrance dominates the seasonal change of the transport in the Tsushima Strait (outlet), the Ekman transport decreases the total transport substantially in cold seasons. Thus the wind stress contributes significantly to make the seasonal trend of the calculated total transport closer to that of the transport determined from various historical hydrographic data in the Tsushima Strait (TOBA *et al.*, 1982).

There are no reliable hydrographic data to determine the geostrophic flow pattern within the Korean Strait, mainly because of its shallowness, though the geostrophy was proven by a comparison of geostrophic calculation with the current measured with moored current meters in the deeper part of the outlet (SHIM *et al.*, 1984). However, the transport streamlines constructed from direct current measurements in summers

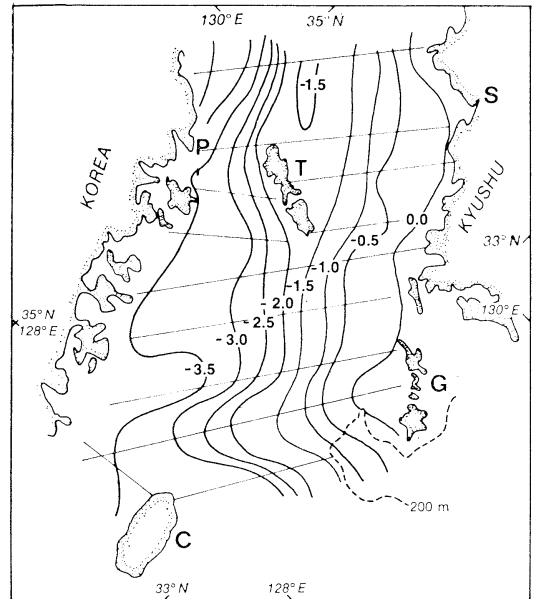


Fig. 7. Transport streamlines determined from direct current measurement data in summers of 1942-43 (ICHIYE, 1984; MIITA, 1970). Numbers indicate transport in  $10^6 \text{m}^3 \text{s}^{-1}$ . T, Tsushima Island; G, Goto Island; C, Cheju Island; S, Shimonoseki; P, Pusan.

of 1942-43 (MIITA, 1970; ICHIYE, 1984) seem to represent the geostrophic transport (Fig. 7), since the Ekman transport is less than 10% of the geostrophic transport in summer as seen from Fig. 1.

First, the inflow from the Kuroshio into the Korean Strait is rather limited in a narrow zone along the southern boundary shown in Fig. 2. Its exact distance is difficult to determine from historical hydrographic data but is probably of an order of 50 km (ICHIYE and LI, 1984). This corresponds to the optimum value which produces the maximum transport under a condition of a constant momentum transport as discussed above. Also the maximum transport is about 3 Sverdrup for the maximum speed of  $0.1 \text{m s}^{-1}$  at the entrance of the strait. Both of these values are reasonable.

Figure 7 indicates that there is an inflow into the strait from the southern end of the eastern coastal boundary unlike the model which postulates no current across the coasts. This discrepancy is only superficial, because the major point of the model is to prove that the geo-

strophic longitudinal transport through the strait is due to the geostrophic transport at the entrance modified by the coastal boundaries and is constant along the strait. A geostrophic flow at the entrance modeled with equation (24) may not be realistic nor can be proven by observed data. However, the transport denoted as  $T_k$  in Fig. 2 is determined across the section inside the strait by use of a numerical model of ICHIYE and LI (1984). This transport corresponds to  $T_G$  in equation (23). The inflow near the end of the right hand side boundary does not change the essential result on the transport through the strait obtained from the model as discussed above.

Since the bottom topography and the coastal lines of the Korean Strait are not so simple as the model, agreement between the model and the observed patterns cannot be expected. Yet there are common features between Figs. 6 and 7. One feature is the relatively even-spaced streamlines within the strait excluding the entrance. This may reflect the model feature that the  $\Psi_3$  function is almost linear with  $x$ . The other feature is that the eastward bending of the streamlines north of the Cheju Island-Goto Island line in Fig. 7 corresponding to the streamlines bending to the right near the entrance in Fig. 6.

The westward bending of the observed streamlines south of the Cheju-Goto line reflects that the bottom topography induces the inflow of the Kuroshio. This feature might be simulated by the asymmetric geostrophic flow input at  $y = -b$ . However the bottom topography has a crucial effect on this feature, thus its study needs to include the bottom topography.

## 8. Conclusion

The analytical model treated here is too simple to apply to the details of the current pattern in the Korean Strait. However, it can explain the observed seasonal trend of the total transport at the Tsushima Strait (outlet) as the sum of the Ekman transport over the strait and the geostrophic transport through the strait. Some features of the transport streamlines determined from direct current measurements agree with those of the calculated ones.

A future modelling will include the bottom friction and simplified bottom topography. The

hydrographic data indicate that the density structure is mostly barotropic, because of strong tidal mixing. Numerical modelling by ICHIYE and LI (1984) shows that finite difference scheme models may produce flow patterns similar to observed ones. However, it is rather difficult to get insight of dynamics from these models without computing many flow patterns for various parameters. This may need a large amount of computer time. Therefore it is planned to seek solutions by use of the normal mode method.

The work is supported by the Office of Naval Research.

## References

- CSANADY, G.T. (1982): *Circulation in the Coastal Ocean*. D. Reidel, Dordrecht, 279 pp.
- ICHIYE, T. (1984): Some problems of circulation and hydrography of the Japan Sea and the Tsushima Current. In "*Hydrodynamics of the Japan and East China Seas*" (Edited by T. ICHIYE). Elsevier, Amsterdam. 15-54.
- ICHIYE, T. and L. LI (1984): A numerical study of circulation in a northeastern part of the East China Sea. In "*Hydrodynamics of the Japan and East China Seas*" (Edited by T. ICHIYE). Elsevier, Amsterdam. 187-208.
- MIITA, T. (1970): Current characteristics measured with current meters at the fixed stations. Bull. Jpn. Soc. Fish. Oceanogr., **28**, 33-58. (In Japanese)
- MORIYASU, S. (1972): The Tsushima Current. In "*Kuroshio, Its Physical Aspects*" (Edited by H. STOMMEL and K. YOSHIDA). Univ. of Tokyo Press, 129-164.
- NITANI, H. (1972): Beginning of the Kuroshio. In "*Kuroshio, its Physical Aspects*" (Edited by H. STOMMEL and K. YOSHIDA). Univ. of Tokyo Press, 129-164.
- SHIM, T., W.J. WISEMAN, O. HUH and W.S. CHUANG (1984): A test of the geostrophic approximation in the western channel of the Korea Strait. In "*Hydrodynamics of the Japan and East China Seas*" (Edited by T. ICHIYE). Elsevier, Amsterdam, 263-272.
- TOBA, Y., K. TOMIZAWA, Y. KURASAWA and K. HANAWA (1982): Seasonal and year-to-year variability of the Tsushima-Tsugaru Warm Current system with its possible cause. La mer (Tokyo), **20**, 41-51. Also in "*Proceedings of the First JECSS Workshop*" (Edited by T. ICHIYE and K. TAKANO). The Japanese-French Oceanographical Society, 5-15.

## 朝鮮海峡の順圧風成流と対馬海流の輸送量

市 栄 誉

**要旨:** 平行な2つの直線海岸で限られ両方が広い海に通じている海峡について風成順圧流の解析解を求めた。風の歪力と深さは一定とした。入口では海面の昇降（或は地衡流成分）は与えられているが出口では海峡の海面は日本海のそれに滑らかにつながっている。出口の輸送量は地衡流のそれと風の歪力の岸に直角な成分によるエクマン輸送量との和である。前者は入口の地衡流量が岸の存在で変化したものである。実際の対馬海流の輸送量の年変化と比べるため、エクマン輸送量の月毎の値は風の歪力の観測値から計算したが、地衡流量は著者等の作った数値モデルの結果を利用し、黒潮の朝鮮海峡への地衡流入量から毎月の値を計算した。このようにして計算した対馬海流の流量の年変化は海洋観測値から地衡流計算で出した流量の年変化とよく一致する。また、解析解から求めた朝鮮海峡の輸送量流線は流速計の観測から求めたそれとよく似ている。

## Current path in a deep layer of the Kuroshio east of Taiwan—A case study of an observation result of February to March, 1940\*

Bingxian GUAN\*\*

### 1. Introduction

The current path of the Kuroshio east of Taiwan, especially in a deep layer, has been little studied as yet. Based on hydrographic data from R/V Yang Ming and GEK data from R/V Chiu Lien, CHOU (1974) analyzed the Kuroshio path and its variability to show that the current path of the Kuroshio east of Taiwan had wavy characteristics with its axis location fluctuating with time. He also showed that, owing to the existence of islands [such as Blue Is. (Lan YU)] the submarine topography is rather irregular and hence eddies often appeared. Based on historical hydrographic data, GUAN (1978) studied the effects of Taiwan Island and the surrounding submarine topography on the current path of the Kuroshio east of Taiwan and emphasized that since the depth of the submarine ridge northeast of Taiwan Island is much less than the thickness of the Kuroshio, the water column of the Kuroshio will shrink as it flows across the ridge, which inevitably deflects the Kuroshio axis to the right. When discussing the upwelling along the southeastern coast of Taiwan, FAN (1979) showed that the Kuroshio path is deflected cyclonically as it crosses the shallow submarine ridge in the neighbourhood of Huo Shao Is. (Lu TAO), which brings about upwelling of cold water. He also showed that, owing to the opposite directions of the slope of the isotherms below and above 200 m, there might be a reversal of the current direction under the northward flowing surface boundary current in the immediate vicinity of the coast.

Therefore, the current path emphatically discussed by the above-cited authors is understood to be the path in the surface layer or in the

whole water column, or while they are concerned with the deep layer counter-current, they discussed neither the path of the deep current, its variation in detail, nor the effects of topography (such as Blue Is., Huo Shao Is. and other neighbouring islands and the submarine ridge northeast of Taiwan) on the path of deep current. In this paper, historical hydrographic data collected about 40 years ago are analyzed as a case study to elucidate the deep current path of the Kuroshio east of Taiwan and the topographic effect on it.

### 2. Data

The station chart of hydrographic survey made from R/V Komahashi on Feb. 26 to Mar. 2, 1940,

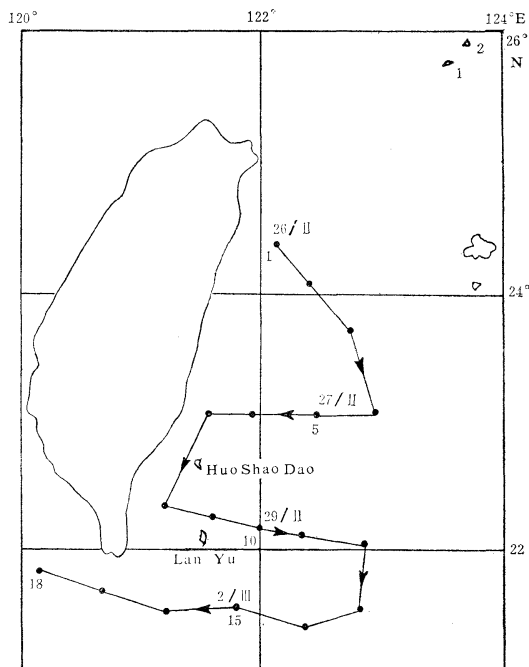


Fig. 1. Station Chart (R/V Komahashi, Feb. 26 to Mar. 2, 1940). 1, Diao Yu Dao; 2, Huang Wei Yu.

\* Received March 25, 1984

\*\* Institute of Oceanology, Academia Sinica, Qingdao, Shandong, People's Republic of China

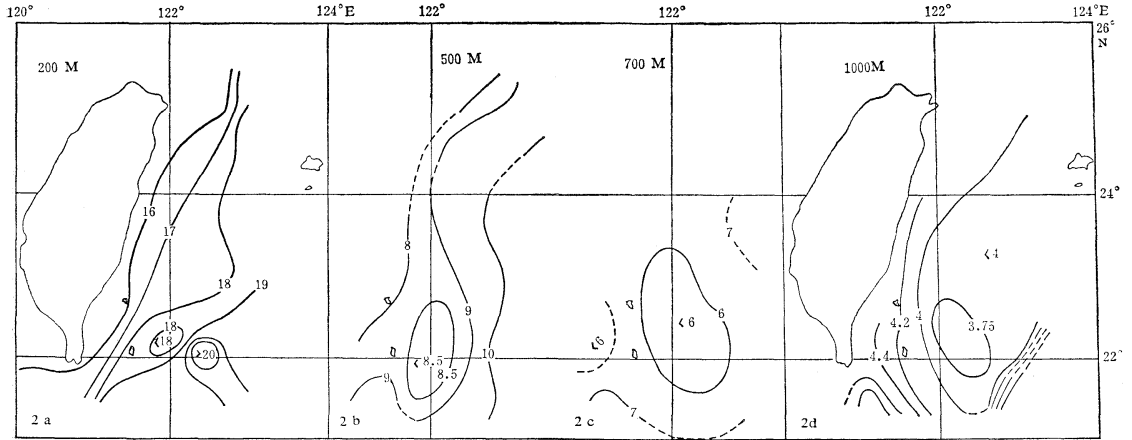


Fig. 2. Temperature ( $^{\circ}$ C) patterns at 200, 500, 700 and 1,000 m.

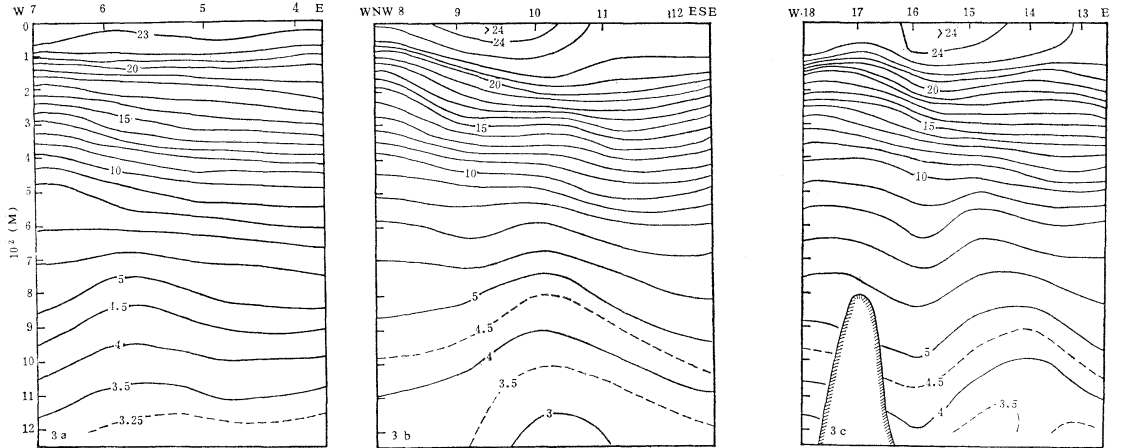


Fig. 3. Nearly zonal temperature ( $^{\circ}$ C) sections.

1940 in the region east and south of Taiwan (JODC, 1970b) is displayed in Fig. 1. Except at a shallow station located to the south of E Luan Bi, the observation was done down to 1,200 m at all the stations and provides valuable information on the deep current of the Kuroshio.

The horizontal temperature distributions at 200, 500, 700 and 1,000 m depth, and three nearly zonal temperature sectional distributions in the region east and south of Taiwan are shown respectively in Figs. 2 and 3. Generally speaking, the temperature above 500 m depth increased with the increasing distance from the shore. But there appears a quite different situation in the lower layers between 600-700 m and 1,200 m depth; that is, a cold area occurred to the east of Blue Is. Furthermore, the tempera-

ture pattern at 1,000 m depth southeast of Taiwan is just opposite to that of the subsurface layer except that of the eastern boundary of the cold area, and the temperature at 1,000 m depth decreased with the increasing distance from the shore, though the temperature gradient was very small. Such pattern characteristics prove that to the east of Blue Is. existed a cold area extending northward with increasing depth; therefore the deep current path of the Kuroshio may be significantly influenced.

### 3. Geostrophic flow patterns

Dynamic height topographies (dyn. m.) of 0, 200, 400, 500, 700, 800 and 1,000 db (relative to 1,200 db) are displayed in Fig. 4. It is evident from the figures that a cyclonic eddy correspond-

ing to the cold area on the temperature pattern appeared at each level to the east of Blue Is. The Kuroshio coming from south of Taiwan made a detour along the west and east sides of the cold eddy and flowed northward. At the surface layer (Fig. 4a), the Kuroshio, for the most part, flowed along the west side of the eddy towards the East China Sea, whereas only a small part flowed northward by passing the east side of the eddy. Maximum velocity reaching 103 cm/sec (~2 kt.) occurred west of Blue Is. At 200 db (Fig. 4b), the Kuroshio path starts to change; the northward flow along the west side of the eddy became somewhat weakened, while the northward flow along the east side of the eddy, first anticyclonic and then cyclonic, became more obvious. But the maxi-

imum velocity is still situated to the west of Blue Is., reaching 49.5 cm/sec (~1 kt.); while the second maximum velocity reaching 42.6 cm/sec occurred to the east of the eddy. At 400-500 db (Figs. 4c, d), the flow pattern is essentially similar to that at 200 db, except for the northward maximum velocity which is no longer appeared to the west of Blue Is., but shifted to the eastern rim of the cold eddy east of Blue Is. The maximum velocity at 400 db may reach 32 cm/sec (0.6 kt). At the same time, the dimension of the cold eddy increased accordingly; especially its north-south extension along 122°E increased. The northern rim of the cold eddy reached 23.5°N. The southern one reached 21.5°N. The long axis was longer than 200 km. At 700-800 db, the cold eddy extended farther

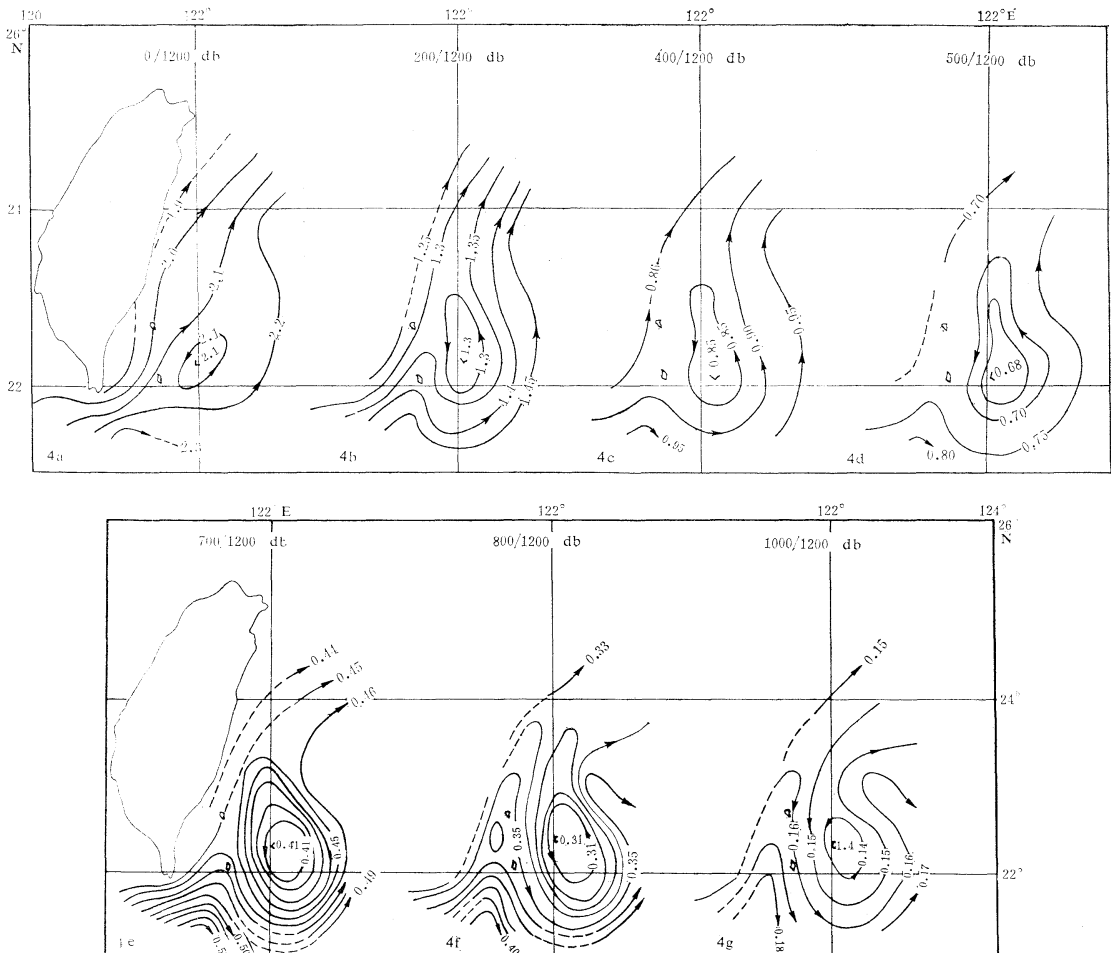


Fig. 4. Dynamic height (dyn. m.) topography relative to 1,200 db.



eastward; its southeastern part may reach  $123^{\circ}\text{E}$ . In the meantime, the water flowing northward to the East China Sea along the western side of the cold eddy decreased even more. The main body of the Kuroshio coming from the area southeast of Taiwan flowed for the most part, first anticyclonically in the region south of Blue Is., and then cyclonically passing by the southern edge of the cold eddy (Figs. 4e, f). At 800 db, almost all of the northward flowing water was blocked by the submarine ridge east of Su-ao, and flowed to east and southeast. On the other hand, in the area farther off the shore southeast of Su-ao, there still existed a weak (ca. 6–8 cm/sec) northeastward flow, which may be an evidence for a northward current flowing close to the southeastern coast of Taiwan as before. At 800 db, the maximum northward velocity (10.2 cm/sec  $\sim$  0.2 kt.) occurred to the east of the cold eddy. The flow pattern at 1,000 db (Fig. 4g) is almost the same as that at 800 db, although the velocity became even more weakened; the maximum northward velocity of the current east of the cold eddy already decreased to 4 cm/sec ( $<0.1$  kt.).

It follows from the above consideration that, from about 200 m depth downward, the path of the Kuroshio flowing northward along the southeastern coast of Taiwan meandered more and more with increasing depth around the cold eddy. Its main body no longer flowed north

straightforward, but turned from NE to SE–E–N. At 800–1,000 m depth, the overwhelming majority of the current flowed to east around  $23^{\circ}\text{N}$ . A cyclonic eddy with a dimension about  $100\text{ km} \times 200\text{ km}$  appeared to the north of the meandered path, corresponding to cold water upwelling phenomenon indicated by the vertical temperature distribution in Fig. 3.

The above patterns of the geostrophic flow at each layer show that a significant difference exists between the flow patterns of the upper and deeper layers. It is evident from the temperature sections (Fig. 3) that a depth of 500–600 m may be considered as an approximate boundary so that the sense of the inclination of isotherms above and below this layer is quite different from each other. According to this phenomenon, the average velocities in upper (0–600 m) and deeper (600–1,200 m) layers are calculated and shown in Figs. 5a and b. The arrow (vector) denotes the direction and magnitude of the component (normal to the section) of the mean velocity between two adjacent stations for each layer. The streamline represents the flow pattern deduced from these current vectors. These figures clearly show that, although the cyclonic eddy appeared in both the layers, the flow patterns in upper and deeper layers are quite different. The former is characterized with the predominant current flowing northward to the East China Sea, while the latter characterized with

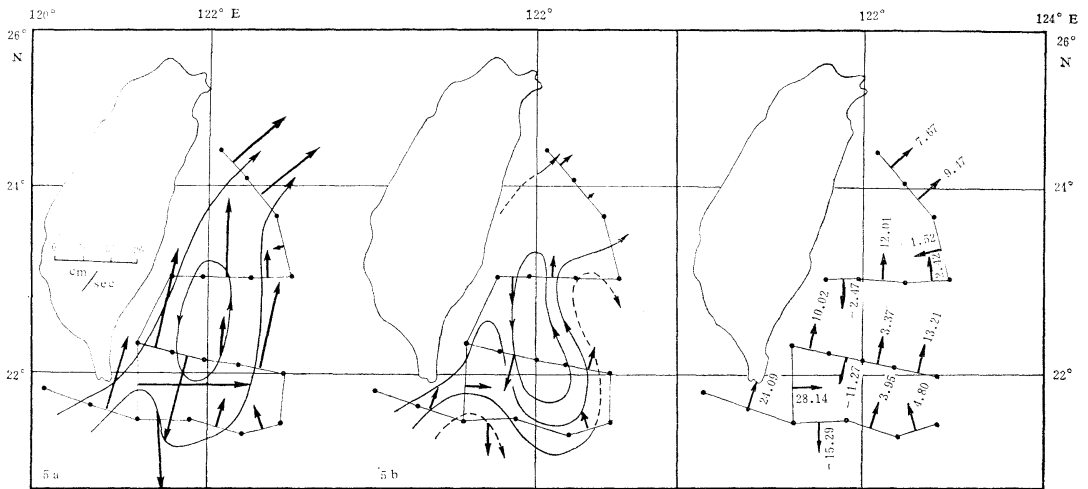


Fig. 5. Geostrophic flow pattern in upper (a) and deeper (b) layers.

Fig. 6. Volume transport (sv) between adjacent station pair relative to 1,200 db.

the predominant current meandering around the eddy and flowing eastward to the Pacific Ocean.

The volume transports through two adjacent stations relative to 1,200 db are estimated and shown in Fig. 6. The positive values denote mostly the northward transport, while the negative ones mostly the southward transport. The figure shows that, in the area south of Taiwan, the total volume transport of the Kuroshio flowing toward the east coast of Taiwan is around 24 SV\* ( $=10^6\text{m}^3/\text{sec}$ ), and the volume transport of the Kuroshio flowing to the East China Sea through the passage northeast of Taiwan is around 17 SV\*\*. Therefore, as a rough estimation, there are around 7 SV (i.e., about 30% of the total volume transport of the Kuroshio) flowing eastward to the Pacific Ocean.

#### 4. Discussion

(1) The large scale meander of the Kuroshio path (and the accompanied cold water mass) to the south of Honshu, Japan, has been a subject of the most intensive study of the dynamics of the western boundary current. Especially, the recent study suggests that there may exist a teleconnection between the Kuroshio meander and the El-Niño phenomenon occurring in the area of eastern Equatorial Pacific and along the western coast of South America (UDA, 1980). Therefore, the study of the mechanism of the Kuroshio meander and the accompanied cold water mass deserves more attention of the world-wide scientists in oceanography and meteorology.

In the main body of the Kuroshio between the areas southeast of Taiwan and off Inubozaki, Honshu, except for the area south of Honshu where meander and accompanied cold water mass had appeared several times, neither relatively significant meander nor accompanied cold water mass has been observed off the east coast of Taiwan and in the East China Sea to this day.

\* This value may be slightly overestimated, due to neglect of a small part of water entering the Taiwan Strait and of the shallow water effect in the area south of Taiwan.

\*\* This value may be a bit underestimated, due to neglect of the water flowing northward through the section between the northernmost station and the shore.

At far as we know, the meandered path (and accompanied cold eddy) of the Kuroshio east of Taiwan from the surface to the deep layer as shown in the present article has never been reported. It is worth noting that the meander discussed and associated cold eddy of the Kuroshio east of Taiwan occurred just at the time of the appearance of the large meander and cold water mass of the Kuroshio south of Honshu in 1934-1944. Whether there is some intrinsic relation between these two phenomena or not is worth further studying. It is a pity that data are not available to show that, whenever the large scale meandering and the cold water mass were developed south of Honshu (i.e., 1953-1955, 1959-1963, 1975-1980), a phenomenon similar to that occurred in Feb.-Mar. 1940 occurred to the east of Taiwan, too. Of course, differences in the dimension and strength of the meander and cold water mass exist between the two areas. The space scale for the cold water mass south of Honshu is about  $(3-4)^\circ\text{N} \times 2^\circ\text{E}$ , while that east of Taiwan is only about  $2^\circ\text{N} \times 1^\circ\text{E}$ . Moreover, the temperature gradient of the latter is much weaker than that of the former. In addition, the former occurred in the area west of Izu-Ogasawara Ridge where the deep open ocean is free from any islands, while the latter occurred in the deep sea area east of Blue Is. and Huo Shao Is. Does any cause and effect relationship exist between the occurrence of the meander and the island topography? If it does, then the meander and eddy may frequently occur. But, in the study of the hydrographic data collected in other periods, especially those by R/V Yang Ming in CSK, similar phenomenon has not yet been observed. A temperature pattern at 1,000 m depth observed in September 1967 from R/V Yang Ming (JODC, 1970a) is displayed in Fig. 7a. Comparison with that observed in Feb.-Mar. 1940 at the same depth (Fig. 2d) shows that the two results are quite different from each other. There is no indication of the occurrence of cold eddy in September 1967. Shown in Fig. 7b is the corresponding geostrophic flow pattern at 800 db relative to 1,000 db. It is also quite different from that shown in Fig. 4f. Therefore, we are not certain whether or not the occurrence of the meander is relevant to the island relief.

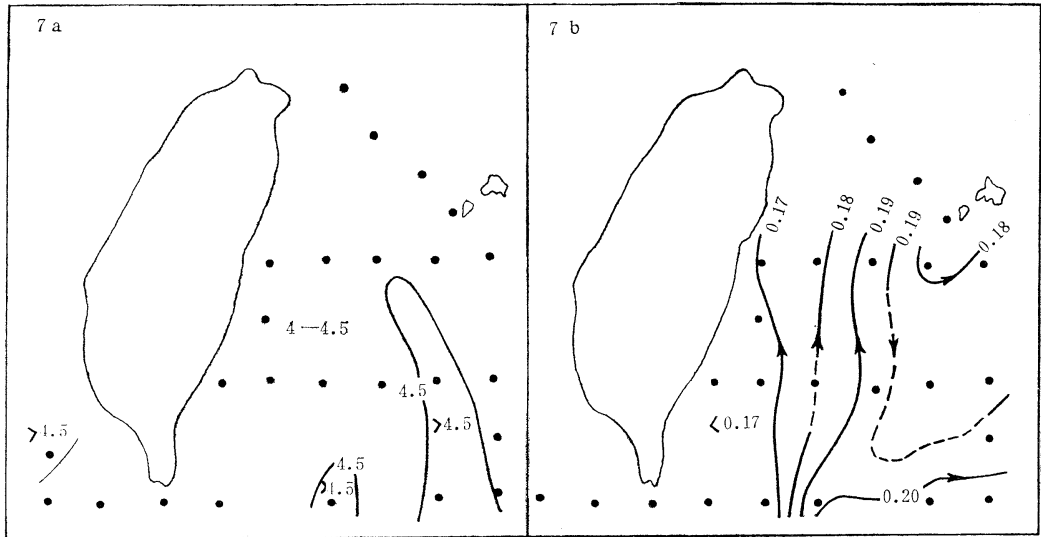


Fig. 7. Patterns of temperature (a, °C, 1,000 m) and geostrophic flow (b, dynamic meter, 800 db/1,000 db) observed in Sept. 1967 from R/V Yang Ming.

(2) The submarine ridge east of Su-ao runs nearly perpendicular to the extension direction of the east coast of Taiwan (ESE). Its depth decreases abruptly from 1,000–2,000 m at the north and south sides to ca. 500 m; the shallowest part at its western end is less than 200 m. Therefore, although the upper (500–600 m thick) water column of the Kuroshio can flow over the ridge towards the East China Sea, it is certain that, owing to the blocking action of the submarine ridge, a considerable part of the deep water can not pass over the ridge and has to recirculate southward. Eventually, it turns out to block the deep water flowing northward from the southeast of Taiwan. Hence, the water flowing northward around the eastern side of the cold eddy is compelled to turn to E–ESE and flow toward the Pacific Ocean.

As regards the current patterns in the area east of Taiwan and south of the Ryukyu Islands, comprehensive and detailed study is not available to date. There are only some fragmentary reports. For example, discussing the Kuroshio volume transport in the East China Sea and southeast of Yakushima Is., NITANI (1972) presented data of the interannual variation of northeastward volume transport for the current in the area southeast of the Ryukyu Islands. While studying the splitting of the subtropical

gyre of the western North Pacific Ocean, HASUNUMA and YOSHIDA (1978) presented a geostrophic flow pattern (0/1,000 db) for this area, and showed a band structure of the currents including the subtropical countercurrent. Investigating the inverse phase relation of the volume transport of the Kuroshio through PN and E sections, KAWABE (1980) showed that, as the Kuroshio south of Japan meandered, in the area east of the Ryukyu Islands ridge might develop a northward flowing deep current corresponding to the deep western boundary current, so that the “visual” geostrophic volume transport through the upper layer of E section is somewhat weakened. When seeking for the cause why the volume transport of the geostrophic flow passing through PN section (northwest of Ryukyu Islands) is much smaller than that passing through I section (southeast of Kyushu Island), NISHIZAWA et al. (1982) indicated that there probably existed a northeastward current in the area east of the Ryukyu Islands. Therefore, these reports indicate that in the area southeast of the Ryukyu Islands exists an eastward current, which could be considered as a deep western boundary current.

A following hypothesis is proposed: blocked by the submarine ridge east of Su-ao, that part of the deep Kuroshio current turns eastward

and then flows southward as a recirculation of the Kuroshio; it may be more or less related to the deep western boundary current southeast of the Ryukyu Islands as suggested by KAWABE (1982), or may even be an upstream of the latter. However, further survey of the area east of Taiwan and south of Ryukyu Islands is very important and necessary to verify this idea.

### References

- CHOU, T.Y. (1974): The fluctuation of the Kuroshio Current in the eastern sea area of Taiwan. *Acta Oceanogr. Taiwanica*, **4**, 1-12.
- FAN, K.L. (1979): On upwelling along the southeastern coast of Taiwan. *Acta Oceanogr. Taiwanica*, **10**, 151-159.
- GUAN, B. (1978): The topographic effects of Taiwan Island, China and adjacent bottom relief on the path of the Kuroshio. *Studia Marina Sinica*, **14**, 1-21.
- HASUNUMA, K. and K. YOSHIDA (1978): Splitting of the subtropical gyre in the western North Pacific. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, **34**, 160-172.
- JODC (1970a): Data Report of CSK, No. 135.
- JODC (1970b): Existing Oceanographic Station Data in the South China Sea.
- KAWABE, M. (1980): Sea level variations around the Nansei Islands and large meander in the Kuroshio south of central Japan. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, **36**, 227-235.
- NITANI, H. (1972): Beginning of the Kuroshio. *In* Kuroshio—Its Physical Aspects (edit. H. STOMMEL & K. YOSHIDA). Univ. Tokyo Press. p. 129-163.
- NISHIZAWA, J., E. KAMIHARA, K. KOMURA, R. KUMABE & M. MIYAZAKI (1982): Estimation of the Kuroshio mass transport flowing out of the East China Sea to the North Pacific. *La mer*, **20**, 55-59.
- UDA, M. (1980): Historical and recent advances in the studies of the Kuroshio and their future problems with application. *In* The Kuroshio IV—Proc. 4th Symp. CSK (edit. A. Y. TAKENOUTI). Saikon, Publishing Company, Tokyo. p. 983-993.

## Satellite observation of temperature and ocean color distribution in the surface waters of a Kuroshio warm core ring\*

Sei-ichi SAITOH\*\*, Ichio ASANUMA\*\*\*, Yasunori SASAKI\*\*\*  
and Kei MUNEYAMA\*\*\*

**Abstract:** By using both NOAA-6 Advanced Very High Resolution Radiometer thermal infrared image and LANDSAT-3 Multi Spectral Scanner visible image, we attempt to observe temperature and ocean color distribution in the surface waters of a Kuroshio warm core ring. Elliptical shape of the ring was identified in thermal infrared image and microscopic distribution of slicks in the ring was observed only in contrast enhanced visible image.

### 1. Introduction

The polar frontal zone off Sanriku, northeast of Japan, is characterized by very complicated hydrographic conditions and important commercial fishing grounds are formed around fronts and eddies in this water. Particularly, warm core rings detached from the Kuroshio Extension play an important role not only in hydrographic conditions but also in fishing ground formation in this region. From such a point of view, a number of studies on warm core rings were accumulated in the past (e.g. KIMURA, 1970; KAWAI, 1972; KITANO, 1973; HATA, 1974; TOMOSADA, 1975; MUTO *et al.*, 1975). However, when only conventional observation methods are used, it is difficult to understand the dynamics of warm core rings because of limited time and space resolution and coverage.

On the other hand, the event that epoch-making satellites TIROS-N, SEASAT-1, and NIMBUS-7 applicable to oceanography have been successfully orbited in 1978 has had a profound impact on oceanographic communities all over the world. In the Northwestern Pacific, re-

mote sensing from such satellites with the advantage of the collecting synoptic data over large areas is applied to a few oceanographic researches (SAITOH, 1981; BERNSTEIN, 1982).

In these regards, we attempt to combine NOAA-6 Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR) data and LANDSAT-3 Multi Spectral Scanner (MSS) data obtained simultaneously for observing temperature and ocean color distribution in the surface waters of a Kuroshio warm core ring. The objective of this study is to demonstrate applicability of satellite remotely sensed data to observe the distribution of Kuroshio warm core rings in this region and to understand dynamics of them.

### 2. Materials and methods

NOAA-6 AVHRR data and LANDSAT-3 MSS data were gathered at 2230 GMT March 28 and 0030 GMT March 29, 1980, respectively. MSS data includes two scenes along a path (Fig. 1). There is a time lag of only two hours between these two data sets. It must be considered that this small time lag is negligible for oceanographic analysis.

NOAA-6 AVHRR has a 1.1 km spatial resolution and is a four-channel device, from visible to thermal infrared portion of the spectrum (SCHWALB, 1978). We chose a thermal infrared channel of 10.5-11.5  $\mu$  for observing sea surface temperature. LANDSAT-3 MSS has an 80 m spatial resolution and is a four-channel device from visible to near infrared portion of the spectrum. We used MSS5 (0.6-0.7  $\mu$ ) for

\* Received June 12, 1984

\*\* Research Institute of North Pacific Fisheries, Faculty of Fisheries, Hokkaido University, Minatocho 3-1-1, Hakodate, 041 Japan  
Present address: Japan Weather Association, Kaiji Center Bldg., Kohjimachi 4-5, Chiyoda-ku, Tokyo, 102 Japan

\*\*\* Japan Marine Science and Technology Center (JAMSTEC), Natsushima-cho 2-15, Yokosuka, 237 Japan

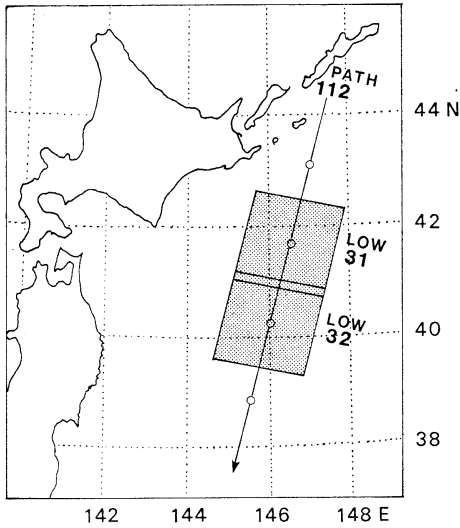


Fig. 1. LANDSAT-3 MSS data (Path No. 112, Low No. 31 and No. 32) obtained at 0030 GMT March 29, 1980. Path width is about 185 km.

observing ocean color distribution because of relatively low atmospheric effect by comparison with MSS4 ( $0.5\text{--}0.6\ \mu$ ).

For AVHRR data, in-flight calibration (LAURISTON *et al.*, 1979) was firstly carried out and this data was processed to remove geometric distortions by use of an algorithm described by TOZAWA *et al.* (1981). We made no correction for atmospheric attenuation because it was easy to identify water columns when there was high thermal gradient in the image. On the other hand, for MSS data, because all information is constrained to a low level and to a low range of radiance, the data was processed to enhance contrast of image by a method proposed by MAUL *et al.* (1974).

### 3. Results and discussion

A Kuroshio warm core ring is clearly identified with elliptical shape and the Oyashio Front is also observed with high thermal contrast northwest of the ring in AVHRR thermal infrared image (Fig. 2).

Contrast stretched image of MSS and interpreted schematic of the image are shown in Figs. 3 and 4, respectively. There is no elliptical clear-cut feature of warm core ring in MSS image, although elliptical shape of a Gulf Stream warm core ring was identified in both thermal

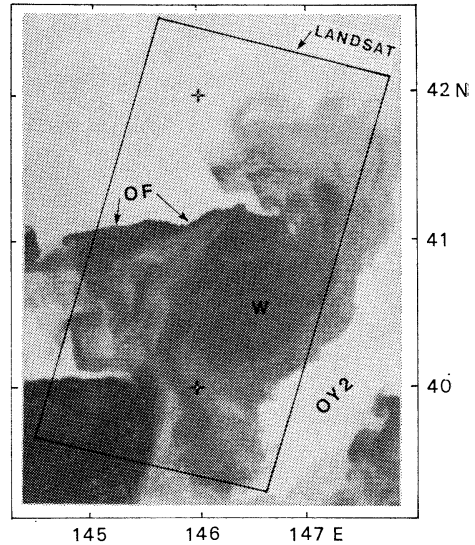


Fig. 2. NOAA-6 AVHRR thermal infrared image obtained at 2230 GMT March 28, 1980. White and black tones represent cold and warm waters, respectively. OY2: second Oyashio Intrusion. OF: Oyashio Front. W: center of Kuroshio warm core ring.

and visible images of NIMBUS-7 Coastal Zone Color Scanner (CZCS) (GORDON *et al.*, 1982). This should be the reason why there is a difference of portion and width of the spectral response in each sensor. However, a microscopic distribution of slicks in the ring is clearly observed in MSS image with a spatial resolution of about 80 m, higher than about 800 m of CZCS.

Three slicks are distributed along the clockwise current in the ring. This distribution pattern must correspond to that reported by KURODA (1962) who observed slicks and "shio-me" from aircrafts and ships to point out that the direction of the slicks and "shio-me" generally coincided with that of currents.

These slicks are referred to as slick a, slick b, and slick c from north to south (Fig. 4). The distance between each slick and the center of the ring is about 24 km for slick a, about 32 km for slick b, and about 44 km for slick c. The length of slick is about 50 km for slicks a and c, and about 100 km for slick b. These results agree fairly well with the characteristics of spatial distribution of slicks in Gulf Stream warm core rings detected by Synthetic Aperture

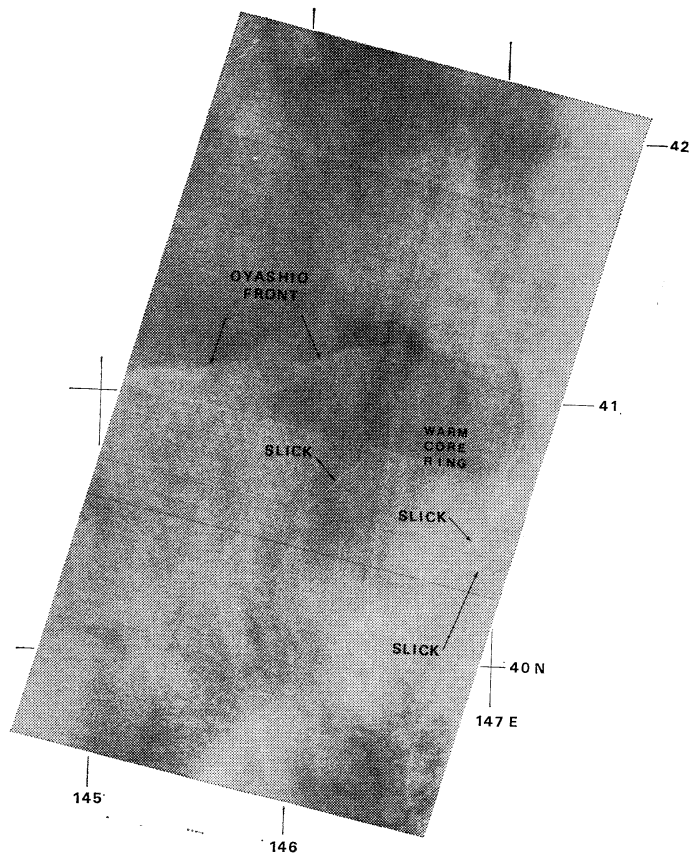
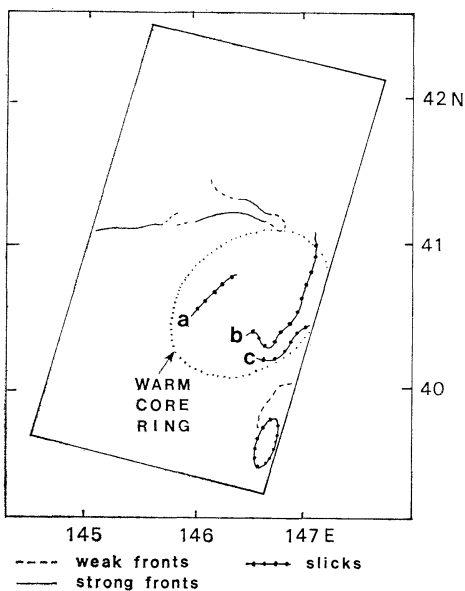


Fig. 3. Contrast stretched image of LANDSAT-3 MSS5 (0.6-0.7  $\mu$ ). White tone represents waters with high radiance from sea surface. Stretch for this image was  $4 \leq DN \leq 10$  which accounts for gray shades (by a method by MAUL *et al.*, 1974).



Rader (SAR) image of SEASAT-1 (LICHY *et al.*, 1981). In their case, the range in length was from 25 km to 150 km and the range of the distance between slicks and the center was from 25 km to 80 km. This suggests that contrast enhanced MSS image should be so useful to observe slicks in warm core rings as SAR image and that utilization of both data should be also useful to study sea surface roughness through slick distribution.

The distribution of slick b corresponds to a weak thermal gradient front formed with an intrusion pattern of cold water from second Oyashio Intrusion (Figs. 2 and 3). This indicates

Fig. 4. Schematic of distribution of fronts and slicks interpreted from Fig. 3. Three slicks a, b and c are recognizable in a warm core ring shown by a dotted line.

usefulness of visible data and that the color signature of the Gulf Stream warm core ring was stronger and more stable than its thermal signature (GORDON *et al.*, 1982).

As a results of NOAA-6 AVHRR thermal infrared data and LANDSAT-3 MSS visible data comparisons, we found that an elliptical shape of warm core ring was clearly identified in thermal infrared image and that a microscopic distribution of slicks in the ring was observed only in contrast enhanced visible image.

### Acknowledgements

We would like to express our gratitude to S. MISHIMA of Hokkaido University and T. EMURA of JAMSTEC for their guidance throughout this study. The authors are grateful to National Space Development Agency for providing LANDSAT-3 MSS data and to Meteorological Satellite Center, Meteorological Agency, for providing NOAA-6 AVHRR data.

The authors are also deeply indebted to J. IISAKA of Tokyo Scientific Center, IBM Japan, Ltd., for his encouragement and useful advice during this study.

### References

- BERNSTEIN, R.L. (1982): Sea surface temperature mapping with the SEASAT Microwave Radiometer. *J. Geophys. Res.*, **87**(C10), 7865-7872.
- GORDON, H. R., D. CLARK, J. W. BROWN, O. B. BROWN and R. H. EVANS (1982): Satellite measurement of the phytoplankton pigment concentration in the surface waters of a warm core Gulf Stream ring. *J. Mar. Res.*, **40**, 491-502.
- HATA, K. (1974): Behavior of a warm eddy detached from the Kuroshio. *J. Meteorol. Res.*, **26**, 295-321. (in Japanese with English abstract)
- KAWAI, H. (1972): Hydrography of the Kuroshio Extension. *In*: H. STOMMEL and K. YOSHIDA (eds.), *Kuroshio—Its Physical Aspects*. University of Tokyo Press, Tokyo. 235-352.
- KIMURA, K. (1970): Formation of fishing grounds due to detaching of a warm eddy from the Kuroshio. *Marine Science*, **2**, 562-567. (in Japanese)
- KITANO, K. (1973): Oceanographical structure of the warm eddies south off Kushiro. *Bull. Hokkaido Reg. Fish. Res. Lab.*, **39**, 35-47.
- KURODA, R. (1962): On the states of appearance of "shioime" in the waters to the northeast of Japan. *Bull. Tohoku Reg. Fish. Res. Lab.*, **22**, 45-115. (in Japanese with English abstract)
- LAURISTON, L., G. J. NELSON and F. W. PORTO (1979): Data extraction and calibration of TIROS-N/NOAA radiometers. NOAA Technical Memorandum NESS 107, 83 p.
- LICHY, D. E., M. G. MATTIE and L. J. MANCINI (1981): Tracking of a warm water ring. *In*: R. C. BEAL, P. S. DELEONIBUS and I. KATZ (eds.), *Spaceborne Synthetic Aperture Rader for Oceanography*. Johns Hopkins University Press, Baltimore, 171-182.
- MAUL, G. A., R. L. CHARNELL, and R. H. QUALSET (1974): Computer enhancement of ERTS-1 images for ocean radiance. *Remote Sens. Environ.*, **3**, 237-253.
- MUTO, S., R. KURODA and E. ARAI (1975): A hydrographical study on the warm water mass in the northeastern sea of Japan. *Bull. Tohoku Reg. Fish. Res. Lab.*, **35**, 31-71. (in Japanese with English abstract)
- SAITOH, S. (1981): Satellite observations of the oceanic frontal system in the Tohoku area, northeast of Japan. *Res. Inst. N. Pac. Fish.*, Hokkaido Univ., Spec. Vol., 11-22. (in Japanese with English abstract)
- SCHWALB, A. (1978): The TIROS-N/NOAA A-G satellite series. NOAA Technical Memorandum NESS 95, 75 p.
- TOMOSADA, A. (1975): Observations of a warm eddy detached from the Kuroshio east of Japan. *Bull. Tokai Reg. Fish. Res. Lab.*, **81**, 13-85. (in Japanese with English abstract)
- TOZAWA, Y., J. IISAKA, S. SAITOH, K. MUNAYAMA, and Y. SASAKI (1981): SST estimation by NOAA AVHRR and its application to oceanic front extraction. Tokyo Scientific Center Report G318-1556, IBM Japan, Ltd., 14 p.

## 人工衛星による黒潮暖水リング表面の温度分布と水色分布の観測

齊藤誠一, 浅沼市男, 佐々木保徳, 宗山 敬

要旨: NOAA-6 Advanced Very High Resolution Radiometer 熱赤外面像と LANDSAT-3 Multi Spectral Scanner 可視画像を同時に用いて, 黒潮暖水リング表面の温度・水色分布を観測した。熱赤外面像によりリングの楕円形状をとらえ, コントラスト強調された可視画像によりリング内に形成されたスリックの微細分布をとらえることができた。



## A study of several models for the calculation of an equatorial flow\*

Yaochu YUAN\*\*

**Abstract:** Three models are investigated for calculating equatorial flows. Numerical computation by these three model shows: (1) All four numerical methods encounter very substantial difficulties if applied to Hidaka's equation. (2) For improved Hidaka's equation, our computing scheme fails to get convergent solutions. (3) A computing scheme in our diagnostic model gives convergent solutions for all computed cases, reflecting the important role of nonlinear terms and lateral eddy viscosity.

### 1. Introduction

Various methods for computing equatorial flows have been so far proposed by use of dynamic equations in some approximate form (YOSHIDA, 1959; ROBERT, 1960; SARKISYAN, 1969, 1970; SARKISYAN and SEREBRYAKOV, 1974; O'BRIEN and HURLBURT, 1974; HIDAKA, 1979, 1980). The problem of a diagnostic calculation is stated as follows: how to compute the equatorial flow by dynamic equations when the density field in the entire computing region and the necessary boundary condition are given and the surface wind stress is specified. A set of dynamic equations is given by

$$\begin{aligned} \frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + w \frac{\partial u}{\partial z} = 2 \omega \sin \varphi v \\ - \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p}{\partial x} + A_z \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} + A_l \Delta u, \end{aligned} \quad (1)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + w \frac{\partial v}{\partial z} = -2 \omega \sin \varphi u \\ - \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p}{\partial y} + A_z \frac{\partial^2 v}{\partial z^2} + A_l \Delta v, \end{aligned} \quad (2)$$

$$\frac{\partial p}{\partial z} = \rho g, \quad (3)$$

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0. \quad (4)$$

A left-hand cartesian coordinate system is used

with  $z$  axis directed downward. All variable notations are standard.

For equatorial flow, the estimation of orders of magnitudes of the terms in the equations (1)-(4) has been made for a number of physical processes; for instance, as to the magnitude of the terms in Eq. (1) for the Equatorial Undercurrent, KNAUSS (1966) pointed out that (i) the local acceleration cannot be greater than  $10^{-1}$  cm/sec<sup>2</sup> and probably considerably less, (ii) all the other terms may be important, and (iii) an important driving for the current is the pressure gradient force. Wherever the pressure gradient term is approximately  $2 \times 10^{-5}$  dynes/g, the Cromwell Current is present. These estimates enable us to simplify Eqs. (1)-(4) and to obtain various model equations for equatorial flows.

The present paper deals with the following three diagnostic models, and some comments on their methods are made.

### 2. Hidaka's equation and discussion

HIDAKA (1980) assumes (i) the east-west variation of velocity components is small compared with the meridional variation, so that the terms  $u \frac{\partial u}{\partial x}$  and  $u \frac{\partial v}{\partial x}$  are negligible; (ii) the frictional forces are negligible, or the frictional force  $R$  is written in the form of  $rv$ ; (iii) the terms  $w \frac{\partial u}{\partial z}$  and  $w \frac{\partial v}{\partial z}$  are negligible. Then, Eqs. (1) and (2) become:

$$2 \omega \sin \varphi v - v \frac{\partial u}{\partial y} = \frac{\partial D}{\partial x}, \quad (5)$$

\* Received May 15, 1984

\*\* Second Institute of Oceanography, National Bureau of Oceanography, Hangzhou, People's Republic of China

$$-2\omega \sin \varphi u - v \frac{\partial v}{\partial y} = \frac{\partial D}{\partial y}, \quad (6)$$

where  $D$  is the geopotential distance of an isobaric surface counted above a reference level. For solving the non-linear equations (5) and (6), the following boundary conditions are set up:

$$y=y_0: \quad u=u_0, \quad v=v_0. \quad (7)$$

Note that this problem is an initial value problem in the mathematical form, but it is a boundary value problem in the physical substance. The non-linear differential equations (5) and (6) together with the boundary conditions (7) constitute a boundary value problem. Following different methods are used for getting its solution.

1) Series solution of the boundary value problem

At first, dependent variables are non-dimensionalized as follows:

$$\left. \begin{aligned} x^* &= x/L, \quad y^* = y/L, \quad z^* = z/H, \\ u^* &= u/U, \quad v^* = v/U, \quad w^* = wL/U \cdot H, \\ \rho^* &= \rho/\rho_0, \quad D^* = D/\beta L^2 U, \quad \varepsilon = L/R, \\ R_0 &= U/\beta L^2, \quad \beta = 2/\omega R, \end{aligned} \right\} \quad (8)$$

where  $R$  is the average radius of the Earth, and the other notations for characteristic magnitudes are standard. For convenience, we discard sign (\*) and transform Eqs. (5) and (6) into the nondimensional form:

$$\left( y - \frac{1}{6} \varepsilon^2 y^3 + \dots \right) v - R_0 v \frac{\partial u}{\partial y} = \frac{\partial D}{\partial x}, \quad (9)$$

$$-\left( y - \frac{1}{6} \varepsilon^2 y^3 + \dots \right) u - R_0 v \frac{\partial v}{\partial y} = \frac{\partial D}{\partial y}. \quad (10)$$

The nondimensional boundary conditions are:

$$y=y_0: \quad u=u_0, \quad v=v_0. \quad (11)$$

We expand  $u$ ,  $\partial D/\partial x$  and  $\partial D/\partial y$  in power series for  $y$  as follows;

$$\left. \begin{aligned} u &= u_0 + u'y + \frac{1}{2!} u''y^2 + \dots \\ &\quad + \frac{1}{n!} u^{(n)}y^n + \dots, \\ v &= v_0 + v'y + \frac{1}{2!} v''y^2 + \dots \\ &\quad + \frac{1}{n!} v^{(n)}y^n + \dots, \end{aligned} \right\} \quad (12)$$

and

$$\left. \begin{aligned} \frac{\partial D}{\partial x} &= d_0 + d_1 y + d_2 y^2 + \dots, \\ \frac{\partial D}{\partial y} &= \delta_0 + \delta_1 y + \delta_2 y^2 + \dots. \end{aligned} \right\} \quad (13)$$

Substituting (12) and (13) into (9) and (10), and equaling  $y^n$ 's coefficients, we have

$$\left. \begin{aligned} R_0 v_0 u' &= -d_0, \\ R_0 (u'v' + u''v_0) &= v_0 - d_1, \\ R_0 \left( \frac{1}{2!} u'v'' + u''v' + \frac{1}{2!} u'''v_0 \right) &= v' - d_2, \\ R_0 \left( \frac{1}{3!} u'v''' + \frac{1}{2!} u''v'' + \frac{1}{2!} u'''v' \right. \\ &\quad \left. + \frac{1}{3!} u^{(4)}v_0 \right) = \frac{1}{2!} v'' - \frac{1}{3!} \varepsilon^2 v_0 - d_3, \\ &\dots\dots\dots \\ R_0 \left( \frac{1}{n!} u'v^{(n)} + \dots + \frac{1}{(n-1)!} u^{(n)}v' \right. \\ &\quad \left. + \frac{1}{n!} u^{(n+1)}v_0 \right) = \frac{1}{(n-1)!} v^{(n-1)} \\ &\quad - \frac{1}{3!(n-3)!} \varepsilon^2 v^{(n-3)} + \dots - d_n, \end{aligned} \right\} \quad (14)$$

and

$$\left. \begin{aligned} R_0 v_0 v' &= -\delta_0, \\ R_0 (v_0 v'' + v'^2) &= -u_0 - \delta_1, \\ R_0 \left( \frac{3}{2} v'v'' + \frac{1}{2!} v_0 v''' \right) &= -u' - \delta_2, \\ R_0 \left( \frac{1}{2!} v''^2 + \frac{2}{3} v'v''' + \frac{1}{3!} v_0 v^{(4)} \right) &= -\frac{1}{2!} u'' + \frac{1}{3!} \varepsilon^2 u_0 - \delta_3, \\ &\dots\dots\dots \\ R_0 \left( \frac{1}{n!} v_0 v^{(n+1)} + \frac{n+1}{n!} v'v^{(n)} + \dots \right) &= -\frac{1}{(n-1)!} u^{(n-1)} \\ &\quad + \frac{1}{3!(n-3)!} \varepsilon^2 u^{(n-3)} - \dots - \delta_n. \end{aligned} \right\} \quad (15)$$

Because Eqs. (14) and (15) and the boundary condition (11) specify  $v_0 \neq 0$ , the solution is written as:

$$\left. \begin{aligned} u' &= -\frac{1}{R_0 v_0} d_0, \\ v' &= -\frac{1}{R_0 v_0} \delta_0, \end{aligned} \right\} (16)$$

$$\left. \begin{aligned} u'' &= \frac{1}{v_0} \left[ \frac{1}{R_0} (v_0 - d_1) - u' v' \right] = \frac{1}{v_0 R_0} (v_0 - d_1) - \frac{d_0 \delta_0}{v_0^3} \frac{1}{R_0^2}, \\ v'' &= -\frac{1}{v_0} \left[ \frac{1}{R_0} (u_0 + \delta_1) + v'^2 \right] = -\frac{1}{v_0 R_0} (u_0 + \delta_1) - \frac{\delta_0^2}{v_0^3} \frac{1}{R_0^2}, \end{aligned} \right\} (17)$$

$$\left. \begin{aligned} u''' &= \frac{2!}{v_0} \left[ \frac{v' - d_2}{R_0} - \left( \frac{1}{2!} u' v'' + u'' v' \right) \right] = \frac{2!}{v_0} \left\{ \frac{-3}{2} \frac{d_0 \delta_0^2}{v_0^3} \left( \frac{1}{R_0^3} \right) \right. \\ &\quad \left. - \left[ \frac{\delta_0}{v_0^2} d_1 + \frac{1}{2} \frac{d_0 (u_0 + \delta_1)}{v_0^2} \right] \frac{1}{R_0^2} - \frac{d_2}{R_0} \right\}, \\ v''' &= -\frac{2!}{v_0} \left[ \frac{1}{R_0} (u' + \delta_2) + \frac{3}{2} v' v'' \right] = -\frac{2!}{v_0} \left\{ \frac{3}{2} \frac{\delta_0^3}{v_0^4} \left( \frac{1}{R_0^3} \right) \right. \\ &\quad \left. + \left[ \frac{3}{2} \frac{\delta_0 (u_0 + \delta_1)}{v_0^2} - \frac{d_0}{v_0} \right] \frac{1}{R_0^2} + \frac{\delta_2}{R_0} \right\}, \end{aligned} \right\} (18)$$

$$\left. \begin{aligned} u^{(4)} &= \frac{3!}{v_0} \left[ \frac{1}{R_0} \left( \frac{1}{2!} v'' - \frac{1}{3!} \varepsilon^2 v_0 - d_3 \right) - \frac{1}{3!} u' v''' - \frac{1}{2!} u'' v'' - \frac{1}{2!} u''' v' \right], \\ v^{(4)} &= \frac{-3!}{v_0} \left[ \frac{1}{R_0} \left( \frac{1}{2!} u'' - \frac{1}{3!} \varepsilon^2 u_0 + \delta_3 \right) + \frac{1}{2!} v' v'' + \frac{2}{3} v' v''' \right], \end{aligned} \right\} (19)$$

$$\left. \begin{aligned} u^{(n+1)} &= \frac{n!}{v_0} \left[ \frac{1}{R_0} \left( \frac{v^{(n-1)}}{(n-1)!} - \frac{\varepsilon^2}{3!(n-3)!} v^{(n-3)} + \dots - d_n \right) - \frac{1}{n!} u' v^{(n)} - \dots - \frac{1}{(n-1)!} u^{(n)} v' \right], \\ v^{(n+1)} &= -\frac{n!}{v_0} \left[ \frac{1}{R_0} \left( \frac{u^{(n-1)}}{(n-1)!} - \frac{\varepsilon^2}{3!(n-3)!} u^{(n-3)} + \dots + \delta_n \right) + \frac{n+1}{n!} v' v^{(n)} + \dots \right]. \end{aligned} \right\} (20)$$

Solutions (16)-(20) show that (i) the solutions  $u', v', u'', v'', \dots, u^{(n)}, v^{(n)}$  strongly depend on the boundary value (11); (ii) if we take, for the Equatorial Undercurrent,  $L \approx 2.222 \times 10^5$  m ( $2^\circ$  distance),  $\beta = 0.2289 \times 10^{-10}$  m<sup>-1</sup> sec<sup>-1</sup>,  $U \approx 1$  m/sec,  $R_0 = U/\beta L^2 = 0.88 \sim 1$ , then the series solution appears to be divergent and the method of series expansion cannot be applied.

HIDAKA (1980) seeks a solution, using only Eqs. (9) and (10), and not any boundary condition such as (11). The main points of Hidaka's method are: (i) two terms  $\frac{1}{n!} v_0 u^{(n+1)}$  and  $\frac{1}{n!} v_0 v^{(n+1)}$  in Eqs. (14) and (15) become smaller and smaller as  $n$  increases and he neglects these two terms; (ii) he makes use of 1st, 2nd, ...,  $(n+1)$ th equations in (14) and (15) and ignores the remainder (i. e., higher than  $(n+1)$ th); (iii) since the number of the unknowns just equals that of the equations from (i) and (ii), he obtains the solutions  $u_0, v_0, u', v', \dots, u^{(n)}, v^{(n)}$ .

We doubt the correctness of Hidaka's method. For making things clear, let us consider the case  $n=2$  (Note that this is a case in Hidaka's paper). According as Hidaka's supposition,  $\frac{1}{2} v'' v_0$  and  $\frac{1}{2} v' v'' v_0$  in the third relation in (14) and (15) are neglected. For convenience sake, it is assumed that the order of magnitude of two terms  $\frac{1}{2} u''' v_0$  and  $\frac{1}{2} v''' v_0$  are  $0(\bar{\varepsilon})$  where  $\bar{\varepsilon}$  is a small quantity ( $\bar{\varepsilon} \ll 1$ ). On the other hand, in the fourth relation in (14) and (15), we have  $\frac{1}{3} u^{(4)} v_0 \approx 0(\bar{\varepsilon}^2)$ ,  $\frac{1}{3} v_0 v^{(4)} \approx 0(\bar{\varepsilon}^2)$ , and the order of magnitude of terms  $\frac{1}{3} u' v'' v''$ ,  $\frac{1}{2} u''' v'$ ,  $\frac{2}{3} v' v'' v''$  are at most  $0(\bar{\varepsilon})$ . Assuming that  $d_3 \approx 0(\bar{\varepsilon})$ ,  $\delta_3 \approx 0(\bar{\varepsilon})$ , and the order of magnitude of other terms are greater than  $0(\bar{\varepsilon})$ , we obtain:

$$\left. \begin{aligned} R_0 v_0 u' &= -d_0, \\ R_0 (u' v' + u'' v_0) &= v_0 - d_1, \end{aligned} \right\}$$

$$\left. \begin{aligned} R_0 \left( \frac{1}{2!} u' v'' + u'' v' \right) &= v' - d_2, \\ \frac{1}{2!} u'' v'' R_0 &= \frac{1}{2!} v'' - \frac{1}{3!} \varepsilon^2 v_0, \end{aligned} \right\} \quad (21)$$

and

$$\left. \begin{aligned} R_0 v_0 v' &= -\delta_0, \\ R_0 (v_0 v'' + v'^2) &= -u_0 - \delta_1, \\ \frac{3}{2} v' v'' \cdot R_0 &= -u' - \delta_2, \\ \frac{1}{2!} v''^2 R_0 &= -\frac{1}{2!} u'' + \frac{1}{3!} \varepsilon^2 u_0. \end{aligned} \right\} \quad (22)$$

Note that Eqs. (21) and (22) may be obtained in another way. If only the first three terms are retained in the series (12) and (13), we have

$$\begin{aligned} u &= u_0 + u' y + \frac{1}{2!} u'' y^2, \\ v &= v_0 + v' y + \frac{1}{2!} v'' y^2, \end{aligned} \quad (23)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial D}{\partial x} &= d_0 + d_1 y + d_2 y^2, \\ \frac{\partial D}{\partial y} &= \delta_0 + \delta_1 y + \delta_2 y^2. \end{aligned} \quad (24)$$

Substitution of (23) and (24) into (9) and (10) we leads to (21) and (22) again.

Equations (21) and (22) indicate that the number of the unknowns ( $u_0, v_0, u', v', u'', v''$ ) is less than the number of the equations, because the system (9) and (10) is non-linear. Therefore, Eqs. (21) and (22) have no solution and this method cannot be applied. HIDAKA (1980) ignores the last relations in (21) and (22) to get wrong results. It follows from the above discussion that (i) Hidaka's method may be incorrect, (ii) the boundary condition is necessary for determining the solution of the equation system (9) and (10), (iii) in general the series solution appears to be not convergent and the method of series expansion cannot be applied.

## 2) Numerical solution of boundary value problem

We now proceed to solve the boundary value problem (5)-(7) using a numerical method. The region of interest ranges from  $0^\circ$  to  $5^\circ\text{N}$  in the north-south direction and from  $160^\circ\text{E}$  to  $165^\circ\text{E}$

in the west-east direction. On the basis of observational data of the Western Central Pacific (R/V "Xiangyanghong 09", January 5-March 5, 1979), numerical calculations are performed by using four different numerical methods. They are implicit Euler method, Runge-Kutta method, Treanor method and Gear method. All the numerical calculations by these four methods encounter very substantial difficulties. These difficulties arise from the fact that (i) the equation system (5) and (6) is a stiff system; in other words, a singular boundary value problem is concerned. (ii) we do not know where the singular points ( $v=0$ , or  $v \ll 1$ ) are located, because of the system's non-linearity. Due to these difficulties the numerical solutions by all four methods are divergent.

It seems clear from physical considerations that, as the singular points are appeared somewhere in the field, terms such as  $u \frac{\partial u}{\partial x}$ ,  $u \frac{\partial v}{\partial x}$  and so on cannot be neglected at these points; otherwise  $u \frac{\partial u}{\partial x}$ ,  $u \frac{\partial v}{\partial x}$  and so on can not balance the pressure gradient force. Just as KNAUSS (1966) has pointed out  $u \frac{\partial u}{\partial x} \approx 1$  to  $2 \times 10^{-5} \text{ cm/sec}^2$ ,  $-\alpha P_x \approx 2.6 \times 10^{-5} \text{ dynes/g}$ , and  $u \frac{\partial u}{\partial x}$  is not less to keep balance of forces in the equations. Thus it is seen that HIDAKA (1980) oversimplified the problem.

## 3. Improved Hidaka's equation

The above discussions indicate that Hidaka's equation should be generalized. The momentum equations are given by

$$R_0 \left( u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} \right) - \gamma v + \gamma u + \frac{\partial D}{\partial x} = 0, \quad (25)$$

$$R_0 \left( u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} \right) + \gamma u + \gamma v + \frac{\partial D}{\partial y} = 0. \quad (26)$$

We use the method of directional difference to solve Eqs. (25) and (26) by setting

$$\begin{aligned} \delta x_i \left( \frac{\partial u}{\partial x} \right)_{i,j,k}^{(n)} &= \alpha_x u_{i+1,j,k}^{(n)} \\ &+ (1 - 2\alpha_x) u_{i,j,k}^{(n)} + (\alpha_x - 1) u_{i-1,j,k}^{(n)}, \end{aligned} \quad (27)$$

and

$$\delta y_j \left( \frac{\partial u}{\partial y} \right)_{i,j,k}^{(n)} = \alpha_y u_{i,j+1,k}^{(n)} + (1-2\alpha_y) u_{i,j,k}^{(n)} + (\alpha_y - 1) u_{i,j-1,k}^{(n)}, \quad (28)$$

$$\alpha_y = \begin{cases} 0 & v_{i,j,k}^{(n-1)} > 0, \text{ or } j=M \text{ or } i=N \\ 1 & v_{i,j,k}^{(n-1)} < 0 \text{ and } j \neq M \text{ and } i \neq N \end{cases}$$

where

$$\alpha_x = \begin{cases} 0 & u_{i,j,k}^{(n-1)} > 0, \text{ or } i=N, \text{ or } j=M \\ 1 & u_{i,j,k}^{(n-1)} < 0 \text{ and } i \neq N \text{ and } j \neq M \end{cases}$$

Substitution of (27) and (28) into (25) and (26) gives

$$R_0 \left\{ u_{i,j,k}^{(n-1)} \frac{[\alpha_x u_{i+1,j,k}^{(n)} + (1-2\alpha_x) u_{i,j,k}^{(n)} + (\alpha_x - 1) u_{i-1,j,k}^{(n)}] + v_{i,j,k}^{(n-1)}}{\Delta x_i} + \gamma u_{i,j,k}^{(n)} \right. \\ \left. \frac{[\alpha_y u_{i,j+1,k}^{(n)} + (1-2\alpha_y) u_{i,j,k}^{(n)} + (\alpha_y - 1) u_{i,j-1,k}^{(n)}]}{\Delta y_j} \right\} + \gamma v_{i,j,k}^{(n)} = \left( -\frac{\partial D}{\partial x} + \gamma v_{i,j,k}^{(n-1)} \right), \quad (29)$$

$$R_0 \left\{ u_{i,j,k}^{(n-1)} \frac{[\alpha_x v_{i+1,j,k}^{(n)} + (1-2\alpha_x) v_{i,j,k}^{(n)} + (\alpha_x - 1) v_{i-1,j,k}^{(n)}] + v_{i,j,k}^{(n-1)}}{\Delta x} + \gamma v_{i,j,k}^{(n)} \right. \\ \left. \frac{[\alpha_y v_{i,j+1,k}^{(n)} + (1-2\alpha_y) v_{i,j,k}^{(n)} + (\alpha_y - 1) v_{i,j-1,k}^{(n)}]}{\Delta y_j} \right\} + \gamma v_{i,j,k}^{(n)} = \left( -\frac{\partial D}{\partial y} - \gamma u_{i,j,k}^{(n-1)} \right). \quad (30)$$

The calculations are made by using Gauss-Seidel procedure and successive over-relaxation procedure. It is found that the computing scheme for all the cases fails to get a convergent solution. Thus, this numerical method for the improved equation does not hold good. We must consider another model equations.

#### 4. Model equation and numerical solution

A diagnostic model is proposed. The governing equations are

$$R_0 \left( u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} \right) - \gamma v + \frac{\partial D}{\partial x} = A_1 \left( \frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial y^2} \right) + A_2 \frac{\partial^2 u}{\partial z^2}, \quad (31)$$

$$R_0 \left( u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} \right) + \gamma u + \frac{\partial D}{\partial y} = A_1 \left( \frac{\partial^2 v}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 v}{\partial y^2} \right) + A_2 \frac{\partial^2 v}{\partial z^2}, \quad (32)$$

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0, \quad (33)$$

where  $A_1 = \bar{A}_1 / (\beta L^3)$  and  $A_2 = \bar{A}_2 / (\beta L H^2)$  (34)

The following boundary conditions are set up. At the ocean surface

$$\left. \begin{aligned} A_z \frac{\partial u}{\partial z} &= -\tau_1, \\ A_z \frac{\partial v}{\partial z} &= -\tau_2, \end{aligned} \right\} \quad (35)$$

$\vec{\tau}(\tau_x, \tau_y)$  being the wind stress vector.

At the ocean bottom,  $u=v=w=0$ , and at the open lateral boundary  $u$  and  $v$  are specified.

The diagnostic calculation is performed in the same region of the Western Central Pacific Ocean as in the preceding sections. Method of directional difference with first order and second order of accuracy is used for solving Eqs. (31)-(33) with observational data of the Western Central Pacific (R/V "Xiangyanghong 09"). For second order of accuracy, we have

$$\left. \begin{aligned} \left( \frac{\partial u}{\partial x} \right)_{i,j,k} &= \frac{u_{i+1,j,k} - u_{i,j,k}}{\Delta x} - \frac{\Delta x}{2} \left( \frac{\partial^2 u}{\partial x^2} \right)_{i,j,k}, \\ \left( \frac{\partial u}{\partial y} \right)_{i,j,k} &= \frac{u_{i,j+1,k} - u_{i,j,k}}{\Delta y} - \frac{\Delta y}{2} \left( \frac{\partial^2 u}{\partial y^2} \right)_{i,j,k} \end{aligned} \right\} \quad (38)$$

For the second order derivatives with respect to  $x$  and  $z$ , the central difference quotients of the formulas for nonequidistant grid point are used, and for the second order derivatives with respect to  $y$ , the central difference for equidistant grid is used; for instance  $\frac{\partial^2 u}{\partial x^2}$  is given by

$$\frac{\partial^2 u}{\partial x^2} \approx \frac{2}{\Delta x_{i-1} + \Delta x_i} \left[ \frac{1}{\Delta x_i} (u_{i+1,j,k} - u_{i,j,k}) - \frac{1}{\Delta x_{i-1}} (u_{i,j,k} - u_{i-1,j,k}) \right].$$

Then, the finite difference analogs of Eqs. (31) and (32) are written;

$$\begin{aligned} & G_{i,j,k}^{(n-1)} u_{i+1,j,k}^{(n)} + B_{i,j,k}^{(n-1)} u_{i,j,k}^{(n)} + H_{i,j,k}^{(n-1)} u_{i-1,j,k}^{(n)} \\ & + I_{i,j,k}^{(n-1)} u_{i,j+1,k}^{(n)} + J_{i,j,k}^{(n-1)} u_{i,j-1,k}^{(n)} = \left[ y_j v_{i,j,k}^{(n-1)} \right. \\ & \left. - \left( \frac{\partial D}{\partial x} \right)_{i,j,k} \right] + \gamma C_{i,j,k}^{(n-1)} + D_{i,j,k}^{(n-1)}, \end{aligned} \quad (39)$$

$$\begin{aligned} & G_{i,j,k}^{(n-1)} v_{i+1,j,k}^{(n)} + B_{i,j,k}^{(n-1)} v_{i,j,k}^{(n)} + H_{i,j,k}^{(n-1)} v_{i-1,j,k}^{(n-1)} \\ & + I_{i,j,k}^{(n-1)} v_{i,j+1,k}^{(n)} + J_{i,j,k}^{(n-1)} v_{i,j-1,k}^{(n)} \\ & = - \left[ y_j u_{i,j,k}^{(n-1)} + \left( \frac{\partial D}{\partial y} \right)_{i,j,k} \right] + \gamma K_{i,j,k}^{(n-1)} \\ & + L_{i,j,k}^{(n-1)}, \end{aligned} \quad (40)$$

$$\begin{aligned} C_{i,j,k}^{(n-1)} &= \frac{R_2 u_{i,j,k}^{(n-1)}}{2} \left( \frac{1}{\Delta x_i} u_{i+1,j,k}^{(n-1)} + \frac{1}{\Delta x_{i-1}} u_{i-1,j,k}^{(n-1)} - \frac{\Delta x_i + \Delta x_{i-1}}{\Delta x_i \Delta x_{i-1}} u_{i,j,k}^{(n-1)} \right) \\ &+ \frac{R_0 v_{i,j,k}^{(n-1)}}{2} \left( \frac{1}{\Delta y} u_{i,j+1,k}^{(n-1)} + \frac{1}{\Delta y} u_{i,j-1,k}^{(n-1)} - \frac{2}{\Delta y} u_{i,j,k}^{(n-1)} \right), \end{aligned} \quad (46)$$

$$D_{i,j,k}^{(n-1)} = \begin{cases} \frac{2A_z}{(\Delta z_z)^2} (u_{i,j,1}^{(n-1)} - u_{i,j,0}^{(n-1)}) + \frac{2}{\Delta z_0} \tau_1 & (k=0), \\ \frac{2A_z}{(\Delta z_k + \Delta z_{k-1}) \Delta z_k} u_{i,j,k+1}^{(n-1)} + \frac{2A_z}{(\Delta z_k + \Delta z_{k-1}) \Delta z_{k-1}} u_{i,j,k-1}^{(n-1)} \\ - \frac{2A_z}{\Delta z_k \cdot \Delta z_{k-1}} u_{i,j,k}^{(n-1)} & (k \neq 0, k=1, 2, \dots, L), \end{cases} \quad (47)$$

$$\begin{aligned} K_{i,j,k}^{(n-1)} &= \frac{R_0 u_{i,j,k}^{(n-1)}}{2} \left( \frac{1}{\Delta x_i} v_{i+1,j,k}^{(n-1)} + \frac{1}{\Delta x_{i-1}} v_{i-1,j,k}^{(n-1)} - \frac{\Delta x_i + \Delta x_{i-1}}{\Delta x_i \Delta x_{i-1}} v_{i,j,k}^{(n-1)} \right) \\ &+ \frac{R_0 v_{i,j,k}^{(n-1)}}{2} \left( \frac{1}{\Delta y} v_{i,j+1,k}^{(n-1)} + \frac{1}{\Delta y} v_{i,j-1,k}^{(n-1)} - \frac{2}{\Delta y} v_{i,j,k}^{(n-1)} \right), \end{aligned} \quad (48)$$

where

$$\begin{aligned} B_{i,j,k}^{(n-1)} &= \frac{R_0 u_{i,j,k}^{(n-1)} (1 - 2\alpha_x)}{(1 - \alpha_x) \Delta x_{i-1} + \alpha_x \Delta x_i} \\ &+ \frac{R_0 v_{i,j,k}^{(n-1)} (1 - 2\alpha_y)}{\Delta y} + \frac{2A_l}{\Delta x_i \Delta x_{i-1}} \\ &+ \frac{2A_l}{(\Delta y)^2}, \end{aligned} \quad (41)$$

$$\begin{aligned} G_{i,j,k}^{(n-1)} &= \frac{R_0 \alpha_x u_{i,j,k}^{(n-1)}}{(1 - \alpha_x) \Delta x_{i-1} + \alpha_x \Delta x_i} \\ &- \frac{2A_l}{(\Delta x_i + \Delta x_{i-1}) \Delta x_i}, \end{aligned} \quad (42)$$

$$\begin{aligned} H_{i,j,k}^{(n-1)} &= \frac{R_0 (\alpha_x - 1) u_{i,j,k}^{(n-1)}}{(1 - \alpha_x) \Delta x_{i-1} + \alpha_x \Delta x_i} \\ &- \frac{2A_l}{(\Delta x_i + \Delta x_{i-1}) \Delta x_{i-1}}, \end{aligned} \quad (43)$$

$$I_{i,j,k}^{(n-1)} = \frac{R_0 v_{i,j,k}^{(n-1)} \alpha_y}{\Delta y} - \frac{A_l}{(\Delta y)^2} \quad (44)$$

$$J_{i,j,k}^{(n-1)} = \frac{R_0 (\alpha_y - 1) v_{i,j,k}^{(n-1)}}{\Delta y} - \frac{A_l}{(\Delta y)^2}, \quad (45)$$

$$L_{i,j,k}^{(n-1)} = \begin{cases} \frac{2A_z}{(\Delta z_0)^2} \left( v_{i,j,1}^{(n-1)} - v_{i,j,0}^{(n-1)} \right) + \frac{2}{\Delta z_0} \tau_z & (k=0), \\ \frac{2A_z}{(\Delta z_k + \Delta z_{k-1}) \Delta z_k} v_{i,j,k+1}^{(n-1)} + \frac{2A_z}{(\Delta z_k + \Delta z_{k-1}) \Delta z_{k-1}} v_{i,j,k-1}^{(n-1)} \\ - \frac{2A_z}{\Delta z_k \cdot \Delta z_{k-1}} v_{i,j,k}^{(n-1)} & (k \neq 0, k=1, 2, \dots, L), \end{cases} \quad (49)$$

$$\Delta x_{i-1} = x_i - x_{i-1}, \quad \Delta z_{k-1} = z_k - z_{k-1},$$

and  $\gamma=0$  for the first order of accuracy,  $\gamma=1$  for the second order of accuracy, and

$$w = - \int_H^{\eta} \left( \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) dz. \quad (50)$$

Here  $\Delta y = 0.5^\circ$  (equidistant grid) and  $\bar{x}_j$  are  $x$ -coordinates of the grid points ( $j=0, 1, \dots, 6$ ) located at  $160^\circ\text{E}$ ,  $160^\circ 50.5'\text{E}$ ,  $161^\circ 41'\text{E}$ ,  $162^\circ 31'\text{E}$ ,  $163^\circ 21'\text{E}$ ,  $164^\circ 10.5'\text{E}$ ,  $165^\circ\text{E}$ , respectively, and  $\bar{z}_k = 0, 10, 20, 30, 50, 75, 100, 125, 150, 200, 250, 300, 400, 500, 600, 700, 800$  meters.

The method of successive over-relaxation is used to solve the system of algebraic equations. The parameters are chosen to be  $\bar{A}_z = 1, 10, 10^2 \text{cm}^2/\text{sec}$  and  $\bar{A}_l = 5 \times 10^7, 10^8, 5 \times 10^8, 10^9, \dots \text{cm}^2/\text{sec}$ . For the wind speed a steady uniform wind speed,  $V_w = 6.3 \text{m}/\text{sec}$ , is prescribed. Its direction is northeasterly or easterly.

It is found that our iteration scheme is convergent for all the computing cases for the first order of accuracy, and that the computing scheme of first order accuracy is better than that of second order accuracy for the convergence. The calculated results for the equatorial flow in the Western Central Pacific Ocean seem realistic for each water depth in the following points:

- (i) The upwelling is caused by the intense divergence of westward surface flow near the equator which in turn is caused by the western wind.
- (ii) The Equatorial Undercurrent in the sub-surface has an eastward and an equatorward component, the former being stronger than the latter. The maximum velocity of the undercurrent is  $88\text{--}90 \text{cm}/\text{sec}$  at 200 meters.
- (iii) The value of the order of  $10 \text{cm}^2/\text{sec}$  may be better for  $A_z$ . The suitable value of  $A_l$  is  $5 \times 10^7 \text{cm}^2/\text{sec}$ .

The detail for all the cases is shown in another paper "The diagnostic calculation of Equatorial flows in the Western Central Pacific Ocean" by

YUAN Yaochu and WANG Yagin (in preparation).

## 5. Summary

The preceding calculations and discussion of three methods for the equatorial flow in the Western Central Pacific Ocean show:

- (i) When Hidaka's equation is dealt with by a series expansion method or other numerical methods, all calculations encounter very substantial difficulties. These difficulties arise from the fact that the boundary value problem is a singular, non-linear problem and we do not know where the singular points are located. From the physical point of view, terms such as  $u \frac{\partial u}{\partial x}$ ,  $u \frac{\partial v}{\partial x}$  neglected by him must be considered to keep balance of the forces in the equations, especially, where  $v$  is very small.
- (ii) An important driving force for Cromwell Current is the pressure gradient force. Just as HOLLAND and HIRSCHMAN (1972) have pointed out, the effect of nonlinear terms and lateral eddy viscosity are essential only in the equatorial zone of  $3^\circ\text{--}4^\circ$  width. The nonlinear terms are of essential importance in the dynamics of equatorial currents, as emphasized in our computation.
- (iii) Lateral eddy viscosity plays an important role in the stability of our computing scheme. If lateral eddy viscosity is neglected ( $A_l = 0$ ), the computing scheme fails to converge.

## References

- HIDAKA, K. (1979): The computation of the current on equator and near equator from the seawater density. *Oceanic Science*, **11**, 932-945.
- HIDAKA, K. (1980): The nonlinear computation of equatorial current system. *Oceanic Science*, **12**, 65-74.
- HOLLAND, W.B. and A.D. HIRSCHMAN (1972): A numerical calculation of the circulation in the north Atlantic Ocean. *J. Phys. Oceanogr.* **2**, 336-354.

- KNAUSS, J. A. (1966): Further measurements and observations on the Cromwell Current. *J. Mar. Res.*, **24**, 205-240.
- O'BRIEN, J. J. and H. E. HURLBURT (1974): Equatorial jet in the Indian Ocean: theory. *Science*, **184**, 1075-1077.
- ROBERT, S. A. (1960): A review of the calculation of ocean current at the equator. *Deep-Sea Res.*, **6**, 287-297.
- SARKISYAN, A. S. (1969): On dynamics of currents in the Equatorial Atlantic. *Proc. Symp. Oceanogr. Fish. Res. Top. Atl. Abidjan, Ivory Coast. UNESCO, Paris.*
- SARKISYAN, A. S. (1970): A theoretical model of flow velocity calculation in an oceanic basin including equator. *Morsk. Gidrofiz. Issled., Izd. MGI AN USSR*, **2**(48).
- SARKISYAN, A. S. and A. A. SEREBRYAKOV (1974): On some results of diagnostic calculations of the equatorial currents. *Morsk. Gidrofiz. Issled., Izd. MGI AN USSR, Sevastopol*, **3**(66).
- YOSHIDA, K. (1959): A theory of the Cromwell Current (the Equatorial Undercurrent) and of the equatorial upwelling. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, **15**(4), 1-12.



## 深海底層流の観測\*

岡崎 守 良\*\*

### Observation of deep ocean bottom currents\*

Moriyoshi OKAZAKI\*\*

**Abstract:** Measurements of bottom currents were carried out by a deflection-type current meter designed for studying weak currents above the deep ocean floor.

Part 1 deals with two stations in the North Pacific Ocean. At one station in its western basin, the result over 9-day observation showed a remarkable semi-diurnal variation of the velocity of which the magnitude ranged from 1 to 10 cm/s. The average over the observation period was about 4.5 cm/s toward 65°. This was compatible with the cyclonic rotation of the average velocity vector with increasing depth which was observed at upper layers. If a clockwise mesoscale eddy of 200 km wave length passes over the station, its phase speed is calculated to be 3.97 cm/s to the west which is comparable with the one obtained from a later long-term current measurement by moored meters. The other station was set up in the south-eastern basin. The bottom current was weak; its average was 1.7 cm/s toward 25°. The semi-diurnal variation is significant here, too.

Part 2 describes results from five stations for one- to three-day measurements at Sagami Bay. The average of the velocity with dominant semi-diurnal variation was 2 to 9 cm/s, which suggested a cyclonic circulation at deep layers in the bay, hypothetically attributed to the tidal residual flow. The bottom currents were intensified sometimes when a cold water area was developed at the Izu Islands region. Results from stations at the mouth of the bay indicated that the bottom current could be changed to a great extent when the Kuroshio came close to the mouth. No clear relationship was found out between the deep currents and the surface sea conditions.

Part 3 is concerned with a station on the top of the Yamato-Tai Rize in the Japan Sea. The purpose was to have insight into formation processes of fishing ground associated with physical oceanographic conditions. Although the measurement was done for three days, no records were obtained for the first half because of the instrument's malfunction. Only 35-hour records were usable. The current was unexpectedly strong; its speed sometimes got beyond the instrument's range. The maximum speed estimated from the camera tilt was over 50 cm/s at a depth of 320 m. Hydrographic data support the presence of such strong currents. No weak currents below 1 cm/s were recorded. The current direction agreed with the one at a depth of 220 m determined by other current meters and the one at the surface determined by a drifting buoy. The temperature section across the Yamato-Tai Rize suggested strong upwelling. A possible mechanism is proposed for the upwelling brought about by the bottom topography in a rotating, stratified fluid system. The inertia period was identified by the velocity records and other continuous records of temperature.

\* 1984年8月4日受理 Received August 4, 1984

\*\* 理化学研究所海洋物理研究室,  
〒350-01 埼玉県和光市広沢  
Physical Oceanographic Laboratory, The Institute  
of Physical and Chemical Research, Hirose,  
Wako-shi, Saitama, 351-01 Japan

ここに報告するのは、深海底に固定した偏位型流速計による海底上約 0.6 m の流れの連続観測である。流れの長期連続観測の極く初期に実施された測流であるから、連続観測といってもまだ短期間に過ぎず、新鮮味には欠けるが、この研究が故

佐々木忠義博士の指導の下に行なわれた仕事であるので、謹んで深い追悼の意をこめ、ここに報告する。

また、この底層流速計の設計・製作に全面的に協力を頂いた理化学研究所技術部の方々と渡辺精一博士に感謝する。そして、流速計の設置・回収という困難な作業を常に的確な判断と大きな努力で進めて頂いた白鳳丸と淡青丸の乗組員の方々、および各研究航海における協同研究者の方々の御協力を深謝する。神奈川県水産試験場の岩田静夫氏と東京都水産試験場・大島分場の方々、お

よび日本海洋資料センターの方々には貴重なデータを提供して頂いた。また、本報告のとりまとめに際しては、理化学研究所海洋物理研究室の長島秀樹博士の助言をはじめとして宇野木早苗博士と室の皆さんの協力を頂いた。

この深海底層流の観測は、その目的によって3つの内容に大別できるため、

第1部 北太平洋海盆、

第2部 相模湾、

第3部 日本海・大和堆、

の3部に分けてまとめた。

## 第1部 北太平洋海盆

### 1. まえがき

海洋深層の循環は海洋大循環の一部として重要であること、および、その基本的パターンがSTOMMEL (1958) によって示された。それによれば、北太平洋には深層水の源がなく深層大循環の末端部にあっている事他に、海盆の規模が大きく、深い事も加わって流動は弱いだろことが予想されていた。

観測の面では、深層の塩分、水温等の分布からもその変化幅が小さくて恒常流の推定は仲々困難であったが、多くの海水特性の分布に関する研究から深層流のパターンが間接的に推測されて来た(MANTYLA, 1975; IMAWAKI, 1981; KENYON, 1983; MANTYLA and REID, 1983)。一方、北太平洋深層の流れの直接測定は、流動が弱いため感度の良い測器が必要とされた事と長期観測用の測器の開発がおくれていたので1960年代には余り実施されなかった。その後、測器の開発と係留技術の進歩によって深層流の長期連続観測が可能となり、最近北太平洋において貴重な観測がなされている(TAKANO, 1974; EARLE, 1975; HAYES, 1979; TAFT *et al.*, 1981; SCHMITZ *et al.*, 1982; IMAWAKI *et al.*, 1984)。そして深層における流れの特性および北太平洋でも中規模渦等の知見が得られて来た。北太平洋では先述の様に深層循環流が弱いため海域によっては中規模渦が相対的に大きいことも生ずる。中規模変動を除いて深層循環流

を取り出すには更に長期にわたる連続観測が必要となるが、これは現在でも仲々容易ではない。

流れの連続観測の初期にあたって、筆者らは深海底層の微弱な流れを精密に測るには二つの要点があると考えた。第1に、数 cm/s 以下の流速を捉えるために感度の高い新しい方式のセンサーを開発することであった。当時インペラーやローターによる方法ではシキイ値がほぼ数 cm/s にあったからである。現在の改良されたローターでも約 2 cm/s である。そこで測流センサーとして、水中重量の小さい球形の抵抗体を細い糸で吊り下げて振子状の形としたものを使用し、抵抗体の流れによる偏位を水中カメラで記録することによって微流速を測る方式を考えた。これによれば 1 cm/s 前後の微弱な流れを測定できる。この球形抵抗体と水中カメラを中心とし、その他コンパス、タイマー、ストロボ等の付属器機を3脚枠にとりつけ底層流速計としてまとめ、その後何回かの改良をした(SASAKI *et al.*, 1965; SASAKI, 1969)。第2に、この測流センサーの固定が重要と考え、観測時には流速計を海底に固定するようにした。つまり測定に当っては、底層流速計を船からロープによって緩やかに海中を下ろし海底に着底せしめ、安定した状態で底層流を連続的に観測する方法を採った。

この報告では、第2章において底層流速計に関して概略を述べ、第3章で観測結果と考察をのべ、

第4章では成果をまとめる。そして追記においてこの流速計のセンサーが一般的ではないので、その構造等を少し詳しく説明する。

## 2. 偏位型底層流速計

この観測に用いられた流速計に関して、観測結果の考察に必要な範囲で概略をのべる(渡辺ら, 1970)。測流のセンサーとして海中に振子の様に吊り下げられた球形抵抗体(球と略する。直径は38 mmで、実際には卓球用の球を利用した。)を使用し、流れによって球が鉛直線から偏位する量と流速とが対応する点を応用している。この球の偏位量を水中カメラにより写真として記録し、実験式から流速を計算する。また、同じ写真記録に写っているコンパスと球の偏位の方向を比較して流向を求める。

第1-1図はこの流速計の外観図である。全体は球、カメラ、ストロボを中心として三角錐形のアルミ合金枠に配置されている。図中のカメラ、ストロボ、時計とバッテリーなどすべてアルミ合金製の耐圧容器(耐水压6,000 m水深)に格納され各々防水コードによって電気的に連結されている。なお、カメラ、ストロボと時計の耐圧容器は、端面の一方が透明なアクリル系プラスチックの耐圧

窓になっている。第1-1図を参考にして流速計の各部の説明をする。

A. 流速センサー: 流速センサーである球は長さ65 cm、直径0.08 mmの細いナイロン糸によって、カメラ前面の耐圧アクリル窓に固定された3脚形の支持棒の先端に結ばれている。この支持棒は偏位した球の撮影範囲を広くするために、糸の支点をカメラから離している。つまりカメラと球の間隔を保ったまま糸の長さを短かくしている。この3脚支持棒は記録写真の読み取りの際には基準点として役立つ。即ち3脚の支持棒はカメラに入る光を遮り、写真では「Y字形の影」として写るが、その交点はカメラ視野の中心になっていて、流れのない時の球の位置、流速の原点として有効である。

B. 水中カメラ: 記録計としてのカメラはアーチャーを24×24 mmの正方形に改造された。また約17 mの35 mmフィルムを格納できるので、約700個の連続記録が可能である。このカメラは3脚枠の中央上部にジンバル(第1-1図C-D断面)を介して配置されているので、着底した地点の海底傾斜にかかわらず常に鉛直下方を向く。従って流れのない場合には、写真の中央のY字形の交点に球の中心が重なるような像として記録さ

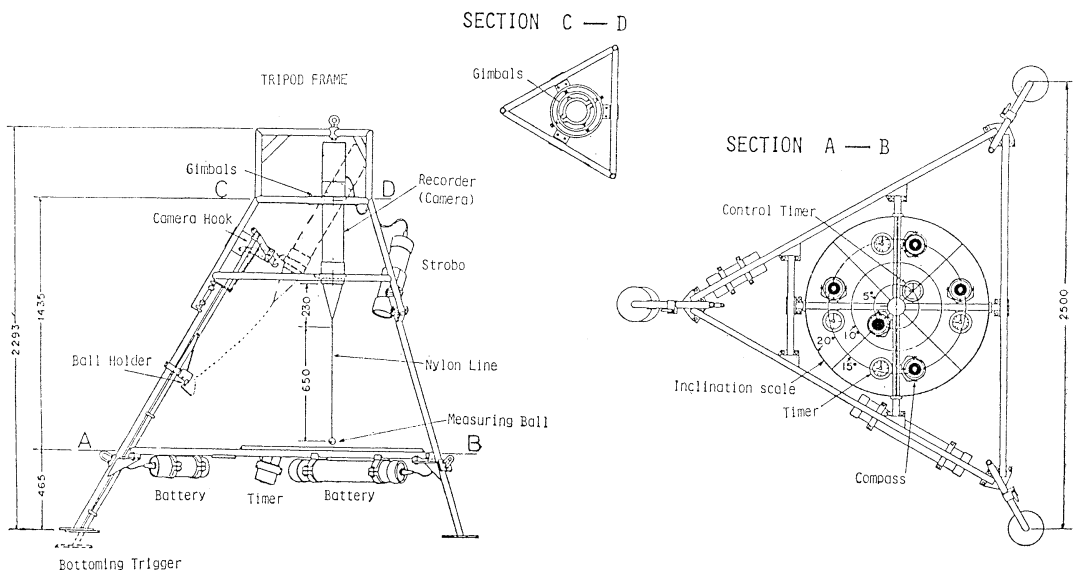


Fig. 1-1. The current meter.

れる。同時に流向と測定時刻を決めるため、第1-1図のA-B断面に示すように、コンパスと時計が設置してあり、アクリル窓を通して磁北（棒の方向）と文字板が写真に記録される。コンパス、時計の対が5組配置されている理由は、カメラの視角（約25°）から球の高さにおけるカメラ視野は45×45 cm の範囲に限られるためであり、海底の

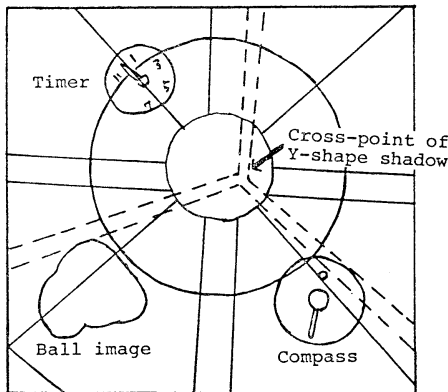
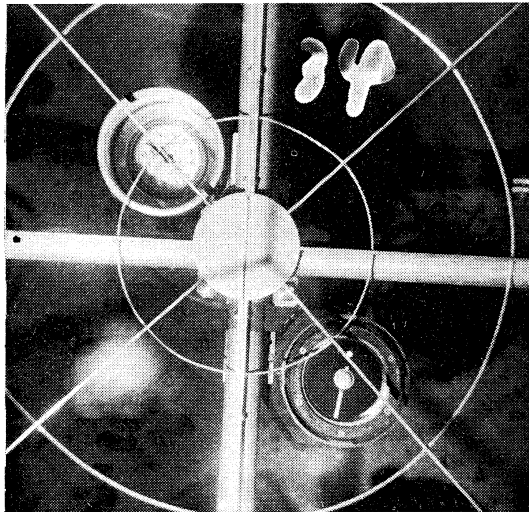


Fig. 1-2. A photographic record obtained near Ogasawara (Botany) Islands. Inclination of sea floor estimated from the cross-point of the Y-shape shadow inside 2°-circle is 1°07' down to 283°. The current speed is 6.85±0.6 cm/s. Its direction is 44±3° (at 00:00, June 24, 1971). Ball weight is 0.8 gr. White image in the bottom left is a composite of 60 ball images. In the compass, a stick points the north and a white circle points the south. Number 34 is the record number written for reading out after the recovery.

傾斜がほぼ 20° 以内ならば必ずどれかのコンパス、時計の組がカメラ視野に入るよう配置した。

C. コントロール・タイマー：中央の時計（第1-1図 A-B断面）は連続観測の時間隔を制御するコントロール・タイマーであって、観測時間隔を5, 10, 15, 20, 30, 60分間の6種に設定することができる。そして観測時刻には60秒間ストロボに発光信号を送り続ける。

D. ストロボ：太陽光の届かない深海底において上記の様に偏位した球等の撮影のために、特殊なストロボが脚の1本に取りつけられている。ストロボは偏位した球の1分間の平均の位置を測れる様に工夫されている。定常流中に吊られた球は流れのもつ乱れや球自身が作る渦のため振動し、球の位置が時間的に変化する。従って、その変動を積分する操作として、1回の測流につきストロボは1秒1閃で60回発光を繰り返し、各瞬間の位置で60個の球像が重なり合った写真をとる（第1-2図）。この球像群の中心をとる事が平均操作であり、その点と流速の原点（Y字形の交点）を結んだ距離が偏位である。この偏位から実験式によって流速に換算する。第1-2図は1971年6月24日、00:00に伊豆・小笠原海溝の東の Stn 8, 5,845 mの深海底における記録であり、流速は 6.85±0.6 cm/s, 流向は 44±3°, 海底傾斜は Y 字影の位置から 283° 方向へ約 1°の下り勾配を示している。コンパスは棒が北を表わす。

E. 流速の換算：第1-3図は4種の水中重量の

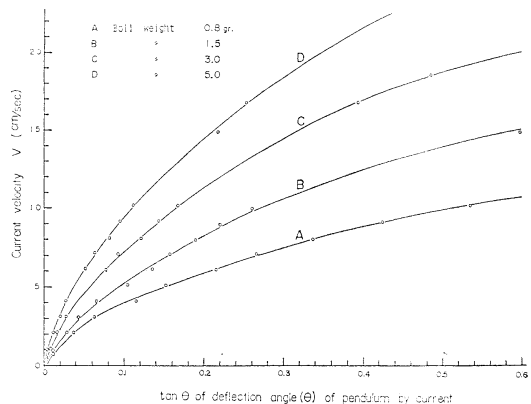


Fig. 1-3. Experimental curves of current speed vs. deflection angle of ball.

球に対する実験曲線である。観測地点の流速を予想して、この4種の中から1つを選び適宜使用した。予想を越える流速があった時には球がカメラ視野外に出て測流不能になる可能性がある。各々の球の測定可能範囲は、約8, 12, 16, 21 cm/s迄である。(視野の隅方向ではこの値の1.4倍まで測り得る。)

F. カメラ・フックとボール・ホルダー：流速計が海底に着くまでの間、ジンバルにのったカメラとナイロン糸球は、そのままの状態ではカメラが動揺して糸が周囲の枠にまきつく等のトラブルが起き易い。それを避けるため、3脚の1本に設置したカメラ・フックとボール・ホルダーに、船上でカメラと球を第1-1図に点線で示したように固定する。そして、この状態のまま海底上10cmに達した時、3脚最下部の着底トリガーが作動してカメラと球を自由にし、安全に測定が始まる。

G. 傾斜計：この他に第1-1図A-B断面図にはコンパス、時計と同じ高さで同心円がある。これはカメラ・ジンバルの支点の高さから測って2, 5, 10, 15, 20°の角度の拡がりに対応している。

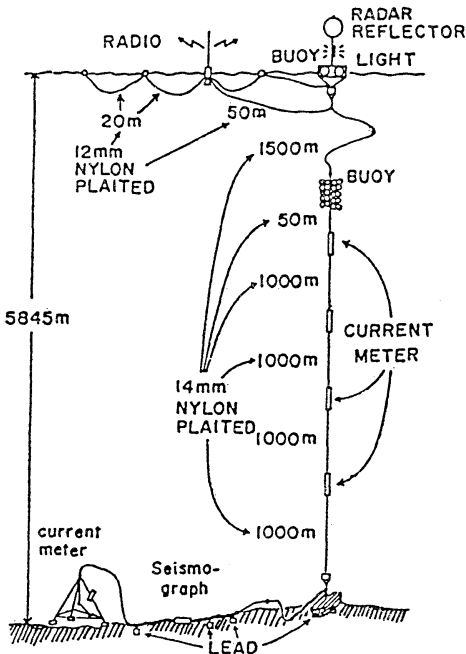


Fig. 1-4. An example of the surface mooring used near Ogasawara Islands (from TAKANO, 1974).

流速計が傾斜した海底に着座した場合、この円と、常に鉛直下方を向くカメラの中央(Y字影の交点)の位置関係から着底状態、即ち海底傾斜の角度と方向がおおよそわかる。

H. 係留方式：最後に、この流速計を用いて測定する時の設置状態の例を第1-4図に示す (TAKANO, 1974)。回収の手がかりとするため、ロープで海面ブイと繋いだまま連続観測を行なった。設置時は、このロープを用いウインチによって吊り下げて、ゆっくりと海底に近づける。着底後は、海面ブイや長いロープに掛る諸種の外力を流速計から遮断するために途中にウェイト、アンカーを取りつけて海底に固定する。このウェイトと3脚枠

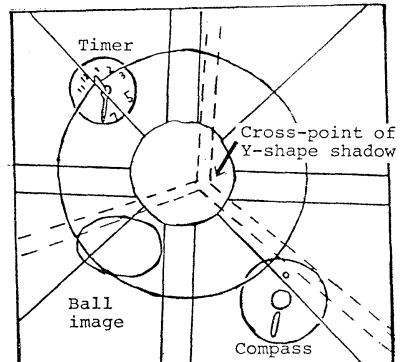
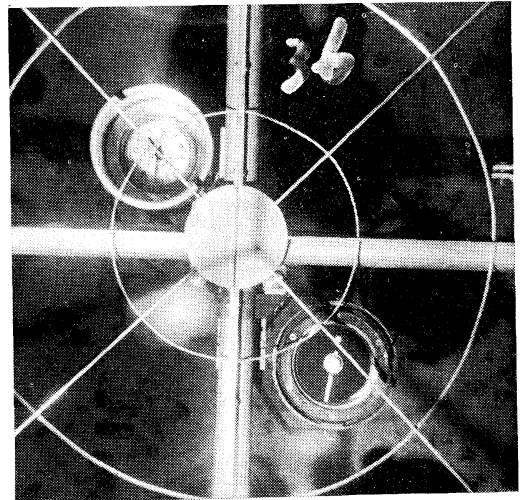


Fig. 1-5. A photographic record at Stn. 8 at 00:40, June 24, 1971. Current speed is  $4.9 \pm 0.3$  cm/s and current direction is  $44 \pm 6^\circ$ . The photograph is very clear in a slow current. Manganese nodules less than several centimeters in diameter were observed on the floor.

の頂部とを結ぶロープには水に浮くロープを用い、更に水中ブイを付加してロープが流速計に垂れ下らないようにした。また図の様にロープの途中にローター型の流速計や他の測器を付加することも可能である。

### 3. 観測結果と考察

第1章で述べたように、大洋の深層流の大循環として示された基本的パターンと、その後の各層観測を合わせて考えると、北太平洋における底層水のおおよその経路は次の様に言われている(MANTYLA, 1975; KENYON, 1983; MANTYLA and REID, 1983)。南太平洋からトンガ・サモア水路を通過して北太平洋に入った底層水は、 $10^{\circ}\text{N}$ 以北で東・西両方向に分かれるようである。西に向かう流れは、マーシャル群島と中部太平洋海山群の間のウェーク島水路を通過して北西太平洋海盆に入り北上する。また、その一部は東マリアナ海盆からマリアナ諸島の南の深い部分を通ってフィリピン海に入る底層水もあるようである。一方、東へ向う底層水はライン諸島と中部太平洋海山群の間の幅10 kmのホライゾン水路( $19^{\circ}\text{N}$ ,  $170^{\circ}\text{W}$ )を抜け、ハワイの南から北東に転じて北東太平洋に入るとされているが(EDMOND *et al.*, 1971; JOHNSON, 1972)、この他に北東太平洋海盆には、西へ流れた底層水の一部がミッドウェイ島北西の水路から

入り天皇海嶺の東側を北上するパターンも見られる(KENYON, 1978)。これらのうちウェーク島水路から北西太平洋に入るのが主要な部分であると言われて来たが、まだ十分には確かめられていない。他方、須藤(1982)のように北西太平洋で得られた資料を調べた結果、深層、底層の流れはほとんど地形性のもので大循環の一部ではないのではないかとの見方も出されている。

筆者は、この底層流の北西太平洋での主たる流路と考えられる小笠原海溝の東方の深海底、および北東太平洋へ入る底層水の1つの経路にあたるハワイ南東方の深海底の2点において、この底層流を直接測定によって実証すべく観測を行なった。複数の目的を持った研究航海の一部として実施された観測であるのと、初期の連続観測であるため観測時間がまだ余り長くない測定であるが、一つの観測結果として報告する。

#### 3-A. 小笠原東方海域(北太平洋西部海盆)

##### i) 観測と結果

1971年6月23日~7月2日までの間、東京大学海洋研究船白鳳丸の小笠原・親潮航海(KH-71-3)において、小笠原諸島の北東、伊豆・小笠原海溝の東側の大洋底のStn 8 ( $28^{\circ}29.8'\text{N}$ ,  $144^{\circ}58.1'\text{E}$ , 水深5,845 m)の地点で、底層の他4層において測流を実施した(第1-4図, 第1-7図参照)。

底層流速計の抵抗球には水中重量0.8 gr. を使

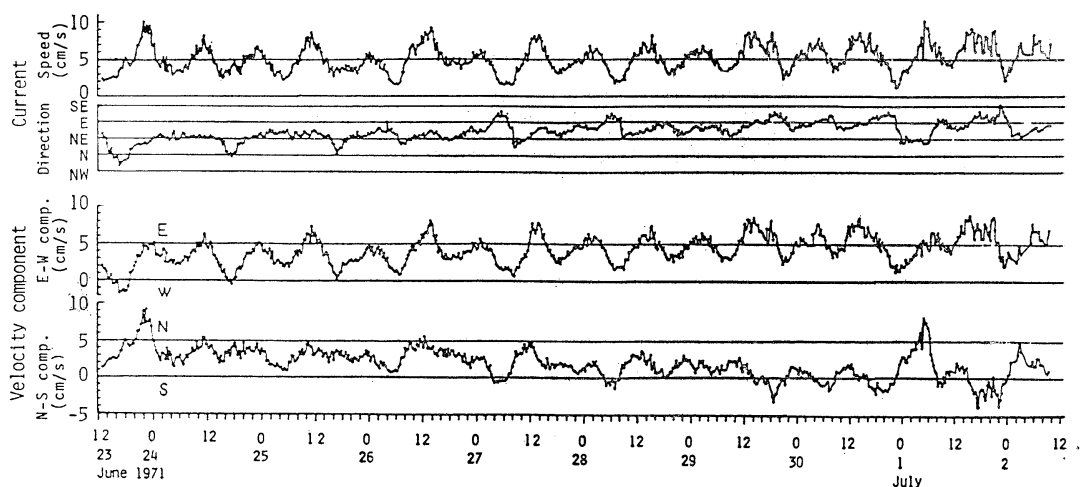


Fig. 1-6. Time series of the observed velocities at Stn. 8 ( $28^{\circ}29.8'\text{N}$ ,  $144^{\circ}58.1'\text{E}$ , 5,845 m depth), from 13:00, June 23 to 09:20, July 2. Recording was done every 20 minutes.

用、観測時間隔を20分間とし、約9日間の連続観測が行なわれた(TAKANO, 1974; 岡崎ら, 私信)。記録の1例が第1-5図である(36の数字は読み取りの時に書いた数字)。ほとんど水平な海底に着底したようでY字影が中央の2°円の内側にあり、その交点の位置は、283°の方向に約1°の下り勾配を示している。底質は褐色の赤泥で、写真の背景には海底に散在する数cm以下のマンガン塊らしきものが多く見られる。球像群は2°円板の左下において球の振動を示している。この場合の流速は $4.9 \pm 0.3$  cm/sで、 $44 \pm 6^\circ$ の流向である。なお、写真記録中の時計は00:40(6月24日)を示している。流速が小さいので記録全体が非常に鮮明である。

これらの連続記録から得られた底層流の時系列図を第1-6図に示す。上の2つが速度(スピード)と流向、下の2つが流速の東西と南北の両成分の時間変化である。速度は最小値1.3 cm/sから最大値10.1 cm/sの範囲に分布し、平均4.57 cm/sである。流向は観測初めと終りを比べて、平均的に僅かに変っているようだが、大きい変化は見られない。全期間において流れを平均すると、 $65^\circ$ 方向に4.57 cm/sで、成分に分けると $\bar{u} = +4.16$  cm/s、 $\bar{v} = +1.89$  cm/sである。

先述のように流向が期間中徐々にではあるが変化している点から、この観測期間を越えるような

長期の変動周期がうかがわれるので、この平均流を恒常流とは考えられない。

次に変動成分を見ると、いずれにも明らかに半日周期が顕著である。流速の東西成分には半日周期が強く現われ、南北成分には半日と1日周期が混在して見える。この測点は $30^\circ\text{N}$ 近傍なので、慣性周期が25時間16分と潮汐の1日周期に近い。従って、両者が一つになって1日周期が大きいたらうと予想していたが、意外にも半日周期の方が顕著であった。速度の1~10 cm/sの変動に流向の変動を伴わない場合が見られるが、これの1つの見方として、潮汐による $\pm 4.5$  cm/sの往復流が5.5 cm/sのより長周期の底層流に加わっているとの考え方もある。

第1-6図の記録から画いた進行ベクトル図が第1-7図である。9日間の水平規模は約35 kmである。第1-6図に顕著に見られた流速の半日周期の変動はこの図にはほとんど現われず、1日周期の変化が僅かに見られる。流向が初期の東北東から徐々に移ってほぼ東に向きを変えている。

ii) 考 察

この測点は先述のように深層大循環の主要な経路に当るので北上流の検出を目指し、当時としては長期の観測をしたのだが、その後この近傍において数ヶ月~1年以上に及ぶ観測がローター型流

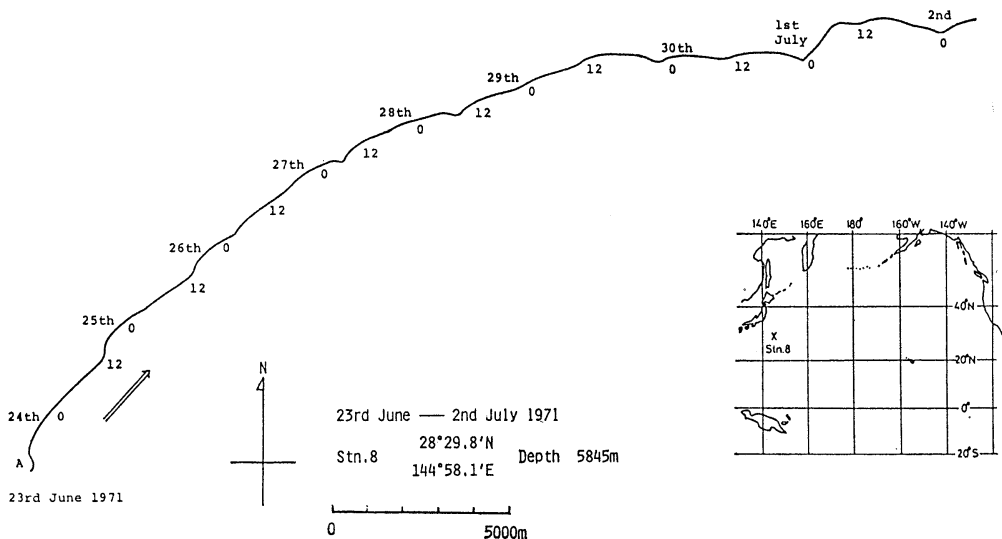


Fig. 1-7. Observation site and progressive vector diagram obtained by the data in Fig. 1-6.

速計によって実施され、その低周波成分（1~2日以上）の流速の変動について幾つかの報告がある（SCHMITZ *et al.*, 1982; IMAWAKI and TAKANO, 1982; IMAWAKI *et al.*, 1984）。これらの結果によれば、深度 5,000 m より深層において底層近くで流速が増している事実も報告されているが、その底層での流速はほぼ 10 cm/s 以下であって、この報告の極く底層（海底上 0.6 m）の結果と同程度である。一方、流向については長期の観測ではいずれの場合も 1~2 ヶ月周期の変動が大きいと報告されている。

最初に平均的な流動について考える。TAKANO (1974) は第 1-4 図にあるように、底層流速計と同一の係留線によって中層~深層にわたる 4 層（深度 1,250, 2,400, 3,550, 4,700 m）においてジオダイナ流速計による測流を行ない報告しているが、その中で各層の流向の頻度分布を示した。また、各層の全期間の平均流の流向の鉛直分布に 1 つの傾向があることを示した（第 1-8 図）。即ち、深度 1,250 m では 150° 方向（流速は 6.4 cm/s）、2,400 m では 100° 方向（3.0 cm/s）、そして 3,550

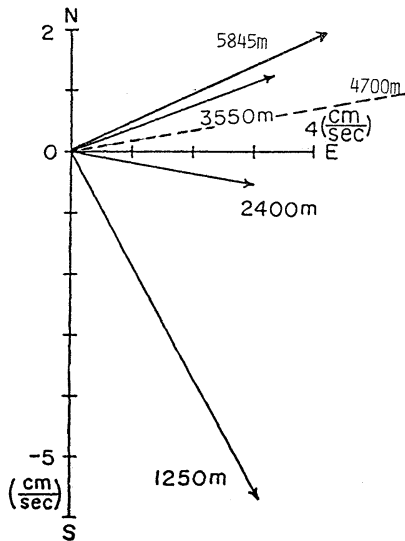


Fig. 1-8. Averaged current velocities at depths of 1,250 m, 2,400 m and 3,550 m (from TAKANO, 1974). The current direction at a depth of 4,700 m (data from TAKANO, 1974) and the average at depth 5,845 m (bottom) by this observation are also shown.

m では 70° 方向（3.7 cm/s）となっている。第 1-8 図は TAKANO (1974) の図に、流向の頻度分布から求めた深度 4,700 m のモード流向、約 80° 方向が追加してある（流向の分布範囲を考慮すると、もう少し北東方向を向くだろう）。更に第 1-8 図には、この報告の 5,845 m の底層流の平均値 65° 方向（4.57 cm/s）を加えてあるが、これらは全体として同一の傾向を示して興味深い。

次に変動成分に関しては、同じく TAKANO (1974) によれば、浅い 2 層では流速の東西と南北両成分とも 1 日周期が卓越しているが、深層の

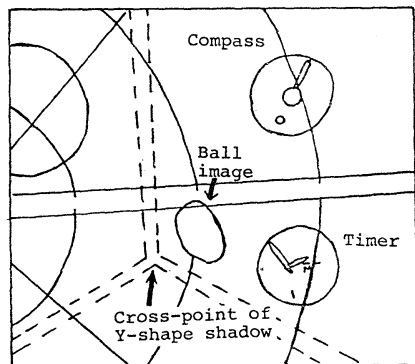
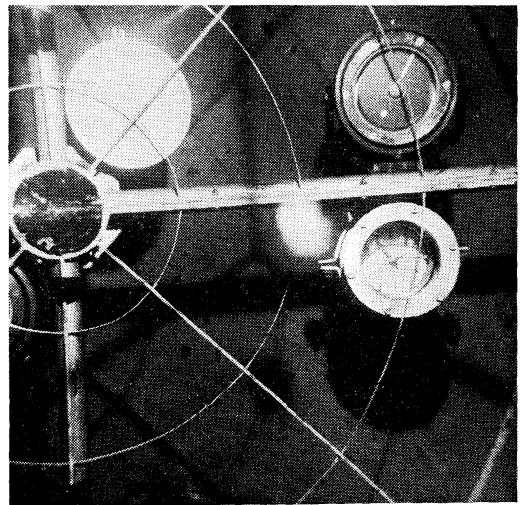


Fig. 1-9. A photographic record at Stn. 9 at 11:40, May 11, 1970. Current speed is  $4.6 \pm 0.3$  cm/s. Its direction is  $31^\circ \pm 0$ . Ball weight is 0.8 gr. Inclination of the sea floor is  $7^\circ 57'$  down to  $74^\circ$ , determined from the Y-shape shadow. Several small manganese nodules are seen.



3,550m 層では上記の 両成分共 半日周期にピークが見られる。底層流の観測 (深度 5,845 m) においても半日周期の変動が卓越していることは、TAKANO (1974) の 3,550 m 層の結果を支持している。長周期変動については、進行ベクトル図 (第 1-7 図) に長周期らしい変化がうかがえるが、この後どの様になるのかは明確ではない。しかし今仮りに、底層までバロトロピックな中規模渦がこの海域に存在したとし、その渦がこの測点をかすめて通ったと考えて、進行ベクトル図の円弧 (中心角は約 40°) をこのまま円形に延長すると、周期が約 80 日の渦が推定される。IMAWAKI *et al.* (1984) は同一海域において 84 日間、3 測点で得た同時測流から、周期 100 日、東西方向の波長 200 km (渦とすれば半径 50km) の中規模変動を報告しているが、上記の渦の推定周期はこの周期にほぼ等しい。ここで半径 50km の中規模渦が底層流測点をかすめて通過したと改めて仮定し、その渦の源を北または東方とする。観測された流向の変動から推定して、時計まわりの渦の北側が測点を通過したと考えることができる。そして高気圧の

渦であるから中心から外へ向って流出する傾向を考慮すると、半径 50 km の時計まわりの渦が東から西へ 3.97 cm/s の移動速度で測点の上を通過したことになる。渦の速さと方向は IMAWAKI *et al.* (1984) の結果 (2 cm/s の位相速度で西へ進む) にほぼ一致する。以上の点から考えると、この観測で得られた結果は、恒常流というより中規模変動に関連した流動の一部であると考えるのが良さそうである。

3-B. ハワイ南東方海域 (北太平洋南東部海盆)  
i) 観測と結果

1970 年 5 月 11 日~12 日にかけて、東京大学海洋研究船 白鳳丸の北太平洋航海 (KH-70-2) において、北太平洋南東部海盆中央の Stn 9 (17°07.5' N, 146°10.5' W, 水深 5,100 m) の地点で底層流を測定した (第 1-11 図参照)。抵抗球には水中重量 0.8 gr. の最も軽い球を用い、観測時間隔を 5 分間に設定し、約 23 時間の連続観測を実施した。記録の 1 例を第 1-9 図に示す。コンパスは棒が北を示す。中央に Y 字の影があり、その交点が原点である。この測点では褐色の赤泥で小さいマンガン

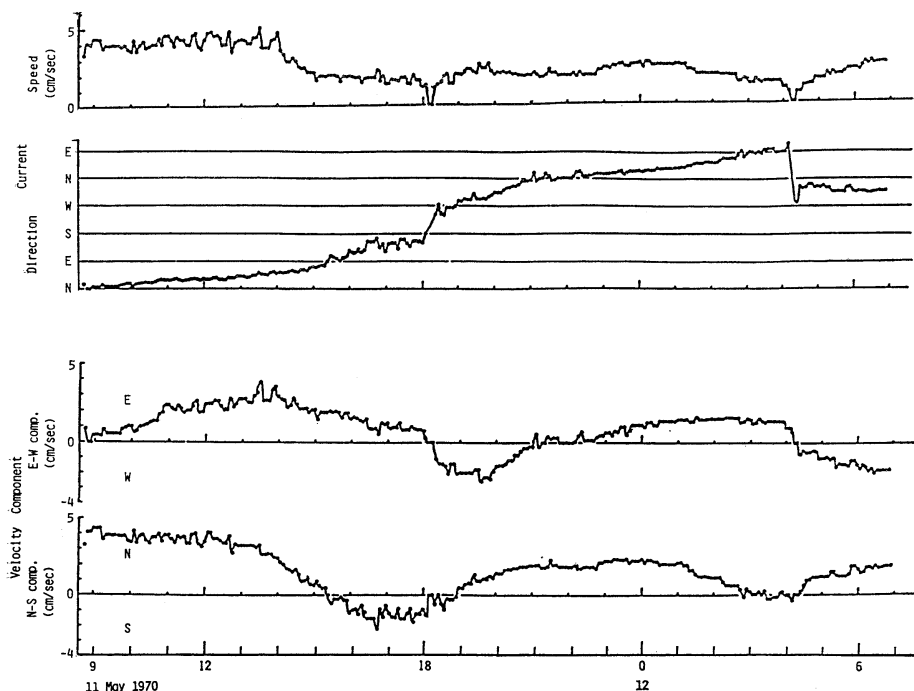


Fig. 1-10. Time series of the observed velocities at Stn. 9 (17°07.5'N, 146°10.5'W, 5,100 m depth), from 08:45, May 11 to 06:55, May 12, 1970. Recording was done every 20 minutes.

塊が海底に見られる。海底傾斜は  $74^\circ$  の方向に約  $8^\circ$  ( $7^\circ 57'$ ) の下り勾配であった。60 個の球像は 1 つに重なって写っている。球像群は弱い振動のため楕円形になっていて、流れに乱れの少ないことを表わし、原点より球像中心までの偏位から流速  $4.6 \pm 0.3$  cm/s, 流向  $31 \pm 0^\circ$  となる。

この様な記録から得られた底層流の時系列図を第 1-10 図に示す。上の 2 つは速度と流向, 下は流速の東西と南北成分である。一見してわかるように、乱れの少ない非常に安定した流れである。速度の最大が 5 cm/s, 最小は 0 cm/s まであり、2 cm/s 前後の速度の頻度が大きく、全体の平均は 1.7 cm/s であった。流向は緩やかに変化している、特に北流に近い時により安定している。図中、流向の急変している時が 2 回見られるが、その時の流速がいずれも 0 であるのは興味深い。全期間で平均した流れは  $25.5^\circ$  方向に 1.7 cm/s ( $\bar{u} = +0.62$  cm/s,  $\bar{v} = +1.59$  cm/s) であった。

変動成分に関しては、いずれにも半日周期に近い 10~11 時間の周期が見られる。なお、この測点

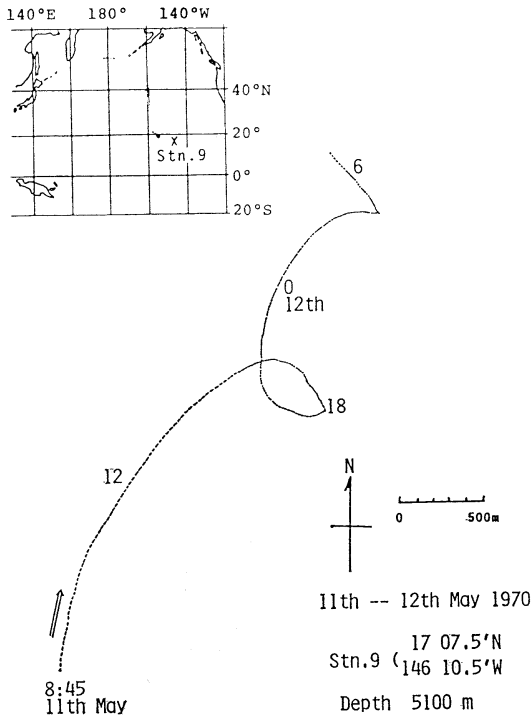


Fig. 1-11. Observation site and progressive vector diagram obtained by the data in Fig. 1-10.

における慣性周期は約 40 時間で、これに比べて観測期間が短いので、この点については言及できない。

第 1-10 図の記録から進行ベクトル図を第 1-11 図に示す。流速が小さいため、水平規模は全体で約 1.5 km と小さいが、明らかに上述の平均流に加えてほぼ半日周期に近い変動が見られる。

## ii) 考 察

EDMOND *et al.* (1971) によれば  $10^\circ\text{N}$  付近で東に分かれた底層流は、主としてホライゾン水路からハワイ南方の海盆に入り東から北東へと流れるが、またもう少し南のクラリオン水路 ( $13^\circ\text{N}$ ,  $166^\circ\text{W}$ ) から東へ流れているようである。JOHNSON (1972) は、この両水路のほぼ南東に位置するクリパートン破砕帯(海盆の南縁)の北側の数点 ( $8^\circ\text{N}$ ,  $134^\circ\text{W}$  付近)の海底上 5~25 m 層において 4 日間の測流をし、4~5 cm/s の東または北東への平均流を報告している。今回の測点 Stn. 9 は上記の東流や北東流の海域の中間に位置しているから、測点付近の長周期の流れが東北に向くと考えても不自然ではなかろう。しかし、近年長期にわたる連続観測がこの海域近くの海盆において実施され報告されている (EARLE, 1975; HAYES, 1979; TAFT *et al.*, 1981)。これらの報告においても、この海域で半日周期の変動が最大であることが述べられている。特に HAYES (1979) の報告における測点の A 点 ( $8^\circ 27'\text{N}$ ,  $150^\circ 44'\text{W}$ , 水深 4,752 m), B 点 ( $11^\circ 42'\text{N}$ ,  $138^\circ 24'\text{W}$ , 4,770 m) は今回の測点に近いうえに、海底上 30 m という底層まで観測されている。そして 50% を越える測流値が 2 cm/s 以下であった。この観測の期間は 6 ヶ月間にわたっており、幾つかの成果をのべているが、その中の底層流に関する結果だけをまとめると、まず、全期間の平均流は 1 cm/s 程度で弱流ながら流向は北西であった。変動成分では、流速の東西・南北両成分ともに半日周変動が卓越しているが、その大きさは約 5 cm/s 以下である。また慣性周期より短い周期の変動をフィルターした低周波の流れの変動には、約 1 ヶ月の周期性が見られ、この変動の大きさは、より高周波の流れに比べて大きい等と報告している。

この様な長期にわたるそして複数の測器を使用した観測結果から見れば、各種の時間規模の変動が存在する中で1日間の底層1点だけの観測では、長周期の流れに関する知見は不十分であるが観測初期のこの時点で半日周期に近い変動を探知できたことは、この時点における一応の成果と言えよう。

#### 4. まとめ

北太平洋では、深層の大循環の末端に当るために、底層の流れはあったとしても大きくない事が予想されていた。従って、弱い流れを測定するための流速センサーとして振子の様に吊り下げた球を用い、その流れによる偏位を水中カメラによって記録する方式を採用した。この流速計を深海底に固定して底層流の連続観測を北太平洋の2点において行なった。

北太平洋の西部海盆における9日間の観測では興味ある結果を得た。海底直上0.6mの流れは10 cm/s以下であって、全期間の平均の流れは4.57 cm/sで65°方向であった。この時、同じ係留線により同時に観測された中・深層4層の平均流が深さの増加に対し南流から東北東流の反時計回りに変化を示した(TAKANO, 1974)が、底層の平均流もこの傾向に一致した。また変動成分では、底層流は半日周期が卓越していた。これは同時観測の中層の2層では1日周期が、深層では半日周期が卓越していたという結果を支持している。

この海域に中規模変動を仮定すると、観測期間中の流向の変化から渦の周期は約80日と推定される。そして直径100 kmの時計回りの中規模渦の北の端がこの測点を通過したと考えると、西向きに3.97 cm/sの移動速度となって IMAWAKI *et al.* (1984)に近い結果を得た。

また、北太平洋南東海盆では1日間の観測を実施し、ほぼ半日周期の変動が顕著な、微弱な底層流を観測した。平均流は25°方向に1.7 cm/sであった。

#### 付記 (Appendix) 偏位型底層流速計

この報告は流速センサーに特色を持つ流速計による測流結果であるから、流速計の概要を第2章

に述べた。ここでは補足的な説明を加える。

流速計全体の重量は空中重量で約100 kgである。3脚枠の安定を期して電源の耐圧容器は下部に配置したが、更に安定度を増すため40 kg×3のおもりを3本の脚の下部に付加したので、全重量は約220 kgである。

A. コントロール・タイマー: 設置前に観測の時間隔を設定しておけば、流速計各部の作動を総合的に制御する。タイマーは電池時計を利用し、その長針の軸(1回転/時)に取りつけたギヤ型カム回転に応じ閉開するマイクロ・スイッチによって、予め設定された時間隔毎に60秒間回路が閉じる。この60秒間にフラッシュが光り、流速センサーの記録が得られる。タイマー前面のアクリル製の耐圧窓は約6 cmの厚さがあり、6,000 m水深の水圧に耐える。電源は別の耐圧容器に入っていて(第1-1図)、その最長測定期間は約1ヶ月である。

B. 記録計(カメラとストロボ): カメラは内径80 mmの耐圧容器に納まるよう細長く改造された自動カメラである(SASAKI *et al.*, 1965は改良前のもの)。レンズはH-Zuiko-W, F2, f=35 mmで、24×24 mmのアーチャーに対して水中画角は約25°であり、レンズ系はシャッター開放のまま取りつけてある。記録用フィルムは700記録分、約17 m入れることができる。

自動カメラの電気回路図を第1-A-1図に示す。所定の時刻にコントロール・タイマーの接点が閉じるとリレーRY1, RY2, RY3およびスイッチ

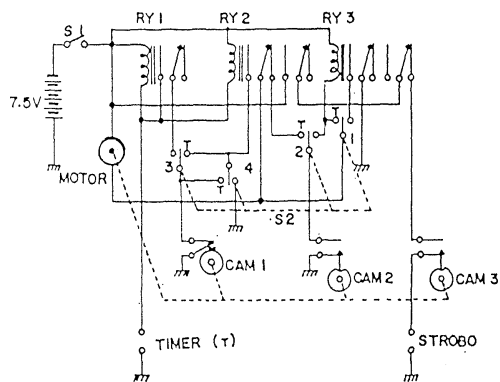


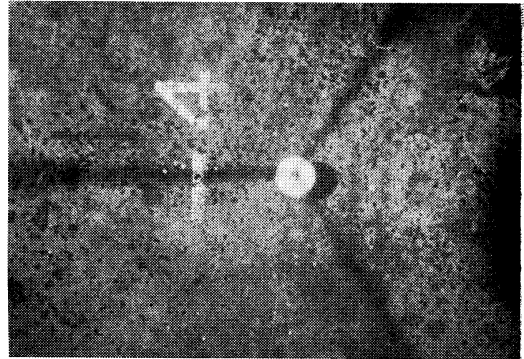
Fig. 1-A-1. Circuit diagram of the control unit in the camera system.

S2の3とカム1を含む回路が閉じてモーターが回り始める。モーターとカムは連結されているので、モーターが回って1秒後にカム1の接点が開いてモーターが停止しRY3は復元する。しかし、この時カム2とカム3の接点は閉じているから信号電圧がRY2, RY3を経てストロボ回路に供給される。60秒後タイマーの接点が開くとRY1, RY2は復元しストロボへの電圧供給が止まり、モーター回路はRY2, カム2によって再び閉じるのでモーターがまわり、フィルムを1コマ巻き取る。モーターとカムが20秒間で1回転するとカム2が開いてモーターが止まる。これら1サイクルは80秒間で終る。

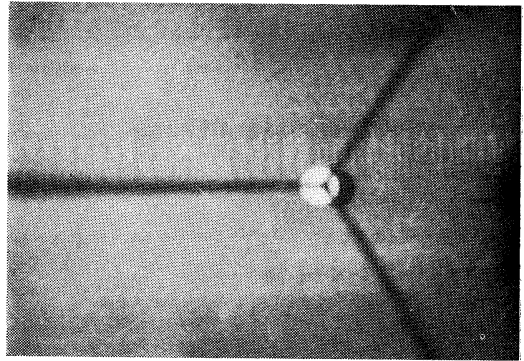
ストロボはキセノン放電管と電気回路から成っている。カメラからの信号電圧が加えられている60秒の間、発振回路が働いて1秒間隔で発振電圧をキセノン放電管に加えて270Vを放電、発光する。60回の多重露出によって露出過度にならぬようキセノン管への入力電力は10WSである。270Vの電源は第1-1図の長い方の容器に入っている。

C. 流速の換算： 吊り下げられた球の偏れ角と流速との関係は、カメラと球を測定時と同じ位置関係のまま実験水槽の静水中を曳く実験により求めた。球の偏位により測流するこの方式は、微流速まで測定できる利点があるが、測定範囲が狭い欠点も合せ持っている。従って、測流限界を異にする4種の球、水中重量にして0.8, 1.5, 3.0, 5.0 gr.の球を用意し、実験水槽において流速と偏位の関係をそれぞれに調べた(第1-A-2図)。この球の水中重量は、球の上下にあけた空気抜きの穴から細いステンレス・ワイヤーを球の中に入れて調整した。同一条件の実験は各々20回以上繰り返して行ない、その結果をまとめたのが第1-3図である。なお、各曲線を $v = a(\tan \theta)^b$ の形で表した実験式は各々次の通りである。ここで $v$ は流速、 $\theta$ は球と糸の偏角、 $a, b$ は定数である。

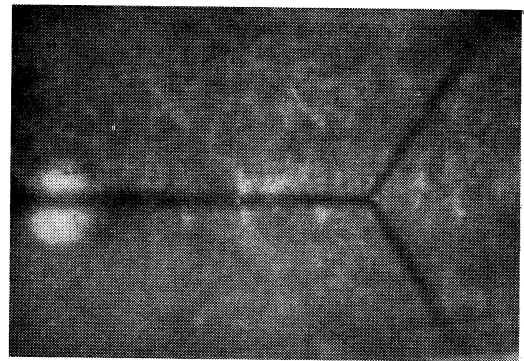
水中重量 0.8 gr. の球	$v = 15.173 (\tan \theta)^{0.63090}$
"    1.5 gr.    "	$v = 20.748 (\tan \theta)^{0.56511}$
"    3.0 gr.    "	$v = 27.737 (\tan \theta)^{0.55807}$
"    5.0 gr.    "	$v = 37.810 (\tan \theta)^{0.55712}$



(a) No current: Center of the ball coincides with the cross-point of the Y-shape shadow.



(b) Towed velocity of 1 cm/s: Ball weight is 3.0 gr. Center of ball deviates a little from the cross-point of the shadow. The ball does not fluctuate yet. Strobe flashes 20 times.



(c) Towed velocity of 10 cm/s: Ball weight is 0.8 gr. Ball images become obscure because the ball was fluctuated perpendicular to the flow direction. The average deflection of ball is estimated from the Y-shape shadow. Strobe flashes 20 times.

Fig. 1-A-2. Photographs from laboratory experiments showing the relationship between the current velocity and the deflection of ball.

海中においては流れに内在している乱れのため(第1-5図), また静水中の実験でも球自身の作るカルマン渦による振動のために60ヶの球像は球の直径より大きく記録される。この球像の分布の中心と原点(Y字交点)との距離から1分間の平均流速 $v$ を求め、分布の中心と端との距離(流れの方向で)から誤差 $4v$ を求めた。たとえば第1-5図の $\pm 4v$ は、この数値である。海の中では、この誤差の比 $4v/v$ が50%を越える場合もある。しかし、水槽実験における同一流速に対する実験では、再現性は非常に良かった。

D. カメラ傾角による流速の誤差とカウンター・バランス: カメラ容器はその上端近くをジンバルに支えられているため(第1-1図), 流れによって下流側に傾く可能性があり、鉛直線から外れた場合には流速を過小に評価することになる。この対策としてカメラ容器の上端に金属製の円筒をつけて上部の長さを延長し、カウンター・バランスとして流圧による影響をジンバルの上下で消去しようとした。その効果について実験を行なった。カウンター・バランスには、18, 26, 41 cmの長さの3種の円筒を用意した。その結果を第1-A-3図に示す。流速30 cm/sまでの範囲では、約20'から

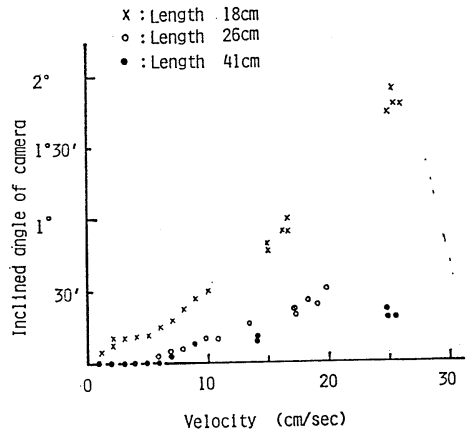


Fig. 1-A-3. Relationship between the current velocity and the inclination angle of the camera for various counter-balancers.

2°までのカメラ傾角が見られた。傾きが大きくない点と実用的な使い易さの点から、中間の26 cmのカウンター・バランスを用いることとした。このカウンター・バランスをつけても、たとえば流速20 cm/sではカメラは30'傾くが、それに起因する流速誤差は1 cm/s以下に過ぎない(5.0 gr.の球において)。第1-1図では、カメラ上端にカウンター・バランスを付けた形で画いてある。

## 第2部 相模湾

### 1. まえがき

相模湾\* は太平洋に面して位置し、その湾口の幅と深さは共に規模の大きい開放的内湾である。湾口の大島が開口部を狭めているが、なお開口部の幅は40 kmあり、深さでは2,000 mに達する海谷が伊豆・小笠原海溝から湾内へと続いている。そして1,500 mの等深線は相模湾中央に達し、更に北西部の湾奥まで水深1,000 mの相模舟状海盆が続いている等、大きい水深に特色のある内湾である。そして湾口沖合には優勢な黒潮が流れており、湾の開放性と相俟って表層ではその影響が大きい。

\* 三崎-真鶴ラインを境界として相模湾と相模灘に分けることもあるが、ここでは両者をあわせて相模湾と呼ぶ。

い。また湾口水深が大きい事から考えて深層でも外洋の影響を受け易いであろうことが予測される。

湾内の西部には海谷が深く入り込んでいるのに対し、東部海域は200 m以浅の浅瀬が点在しているため表層の流れは単純ではないようである。相模湾の流動に関する研究は古くからあるが、その大部分は表層流に関する研究であって、近年、中層の測流が少しずつ行なわれ始めた。

まず宇田(1937)が冬季の相模湾全般の流動パターンを示した労作に始まり、川田・岩田(1957)、吉田(1965)の潮流調査、静岡水試(1971)の海流瓶による調査があり、また定点における観測は伊東(小長ら, 1978)や平塚の観測塔において行なわ

れて来た。黒潮を含めた豆南海域では吉田(1960)の報告、相模湾に流入する黒潮分枝流については大塚(1972)の報告などがある。また、黒潮の変動と相模湾の海況との関連についても多くの研究がなされて来た(宮沢ら, 1980)。この他に漁業に関連する流動の問題としての沿岸急潮の調査には、木村(1939)以来多くの報告がある(松山ら, 1980; 岩田, 1976と1978)。そして近年、海面下における測流が実施され始めた。沿岸急潮に関して、松山ら(1980)は湾奥の海岸に沿った100m以浅の8測点で2層にローター型流速計を設置して連続観測を行なった。その結果、平均流では東部と西部で反時計回りであったが中央部でははっきりしないため、全体として一つの流れにつながるかどうかは未知としている。また上層と下層(30mの深度差)の流れには、同方向を示す時と逆方向の場合が見られ、後者の時の流速シアは大きかった。変動成分については潮汐周期の他に3~5日周期の変動が顕著であった。TAIRA *et al.* (1978)は湾口の大島西水道において、ローター型流速計により150m層と300m層および漂流ブイによって表層と300m層の測流を行ない、全体が外からの流入を示すと報告している。勿論、表層の方が中層より流速は大きく、また大島寄りの150m層に比べ、水道中央の300m層の流れの方が速かった。大島寄りの測点では時折、流出や停滞があり複雑である。同じく西水道の大島寄りにおいて、電気通信ケーブルの海洋中継点である巨大ブイを利用し、その深度50m層での測流(ローター型)が約60日間行なわれた(KONAGA *et al.* 1979)。主として短周期変動に関して調べているが、平均流では東流が卓越し、南北方向の平均流は小さいようである。

以上の様に、いわゆる表層では各種の方法により測流が行なわれて来た。しかし、300m層以深の深層・底層における測流は皆無であった。従って、相模湾深層の流動については全く未知であったと言える。

筆者らはこの問題に興味をもち、偏位型の底層流速計(第1部参照)を使用して1969-1972年にわたり、相模湾の海底直上で測流し、5測点にお

いて測流結果を得た。各々は1~3日間の比較的短期の観測であるが、興味ある結果を得ることができた。そして相模湾の底層にも流れがあることが確かめられ、また湾全体として反時計回りの底層循環がうかがわれた。この報告では、第2章において各測点における観測結果を述べ、第3章では底層流の特徴と、各観測時前後の豆南海域の海況について述べ、また湾全体の底層循環について言及し、第4章に成果をまとめる、という形になっている。

## 2. 底層流の観測と結果

この報告において用いた底層流速計とは、第1

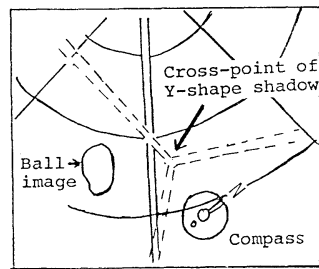
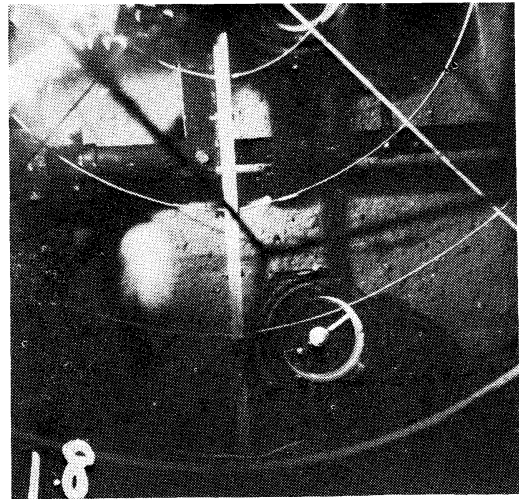


Fig. 2-1. A photographic record off Manazuru. Sea bottom is sandy mud and is inclined  $13^\circ$  down to  $117^\circ$ . Current speed is  $7.8 \pm 0.3$  cm/s and current direction is  $212 \pm 7^\circ$  (22:40, April 19, 1969). Ball weight is 1.5 gr. White image at left side is a composite of 60 ball images. In the compass, a stick points the north and a white circle the south.

部に詳しくのべた偏位型底層流速計である。以下、各測点毎に観測結果をのべる。

### 2-1. 測点 1. (真鶴沖)

1969年4月19日～21日、東京大学海洋研究船淡青丸のKT-69-5次航海において、相模湾北西部のStn 1 (35°11'N, 139°19'E, 水深 1,050 m)にて底層流を観測した(第2-2-c図参照)。底層流速計の流速センサーに当る抵抗体には、水中重量 1.5 gr の球を使用し、観測時間隔を 20 分間として、40時間の連続観測を行なった。このStn 1は平塚海底谷の西縁に位置しており、すぐ西側には約 200 m の高さの尾根が急斜面で迫っている(第2-12図参照)。記録の一例を第2-1図に示す(19日 22:40)。第2-1図によれば、海底は 117° 方向に約 13° の下り勾配をもち底質は砂の混った泥であった。(この時の流速計は、まだタイマーが中央の1ヶのみであった。そして 13° 傾斜して着底したために、タイマーがカメラ視野から外れて写っていない。)コンパスの左上方に Y 字影の交点(原点)がある。球像群の位置と Y 字交点の位置とから、この時刻の流れは 212±7° 方向に 7.8±0.3 cm/s の流速となる。(左下の数字 18 は、読み取りの際書きこんだフィルム No. である。)

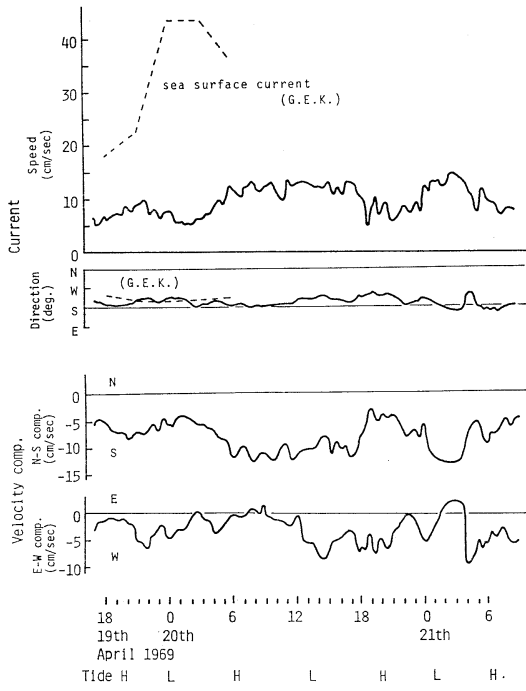
これらの連続記録から得られた底層流の時系列図を第2-2-a図に示す。図中、上2つが速度と流向、下2つが流速の南北成分と東西成分の時間変化である。なお速度・流向の図には、G.E.K. による表層流の観測結果が5回分(12時間)合わせて書き込んである。また図の下端には、時間軸に合わせて潮汐変化を H(高潮時)、L(低潮時)で示した。

第2-2-a図においてまず顕著な点は、南流が卓越している事である。東西成分はやや西向きであって小さい。第2は深海底であるのに 4 cm/s 以下の微流速がない事であり、第3は各々の変動に余り潮汐の影響が見られない事である。第4には 1,050 m 水深の底層流と G.E.K. による表層流の流向がほぼ一致している事である。第2-2-b図に流向・速度の頻度分布図を、第2-2-c図に進行ベクトル図を示すが、(1)の南流傾向は流向の頻度分布にも進行ベクトル図にも著しい。全期間におけ

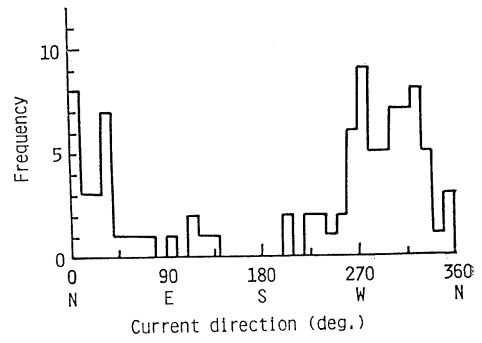
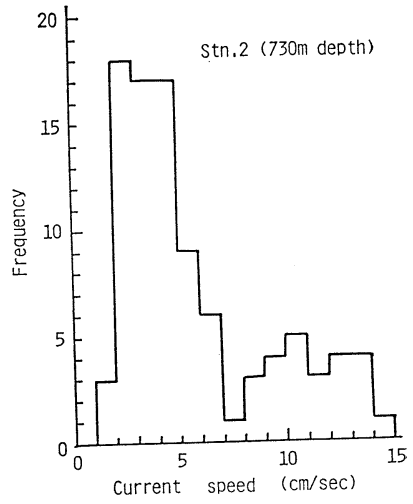
る平均流は 199° 方向に 8.98 cm/s であって、大きい値と言える。従って、1日間の行程は底層流であるのに 7 km に達し、底層水交換が比較的大きいことがうかがわれる。(2)については深層である事および粗度の大きい沿岸海底の直上である事から、流れはあっても微弱だろうと予測していたが、第2-2-b図の頻度分布で見ても明らかに 4 cm/s 以下の流速は見られない。7 と 12 cm/s にモード流速をもつ強い南流が卓越しているからであろう。その最大値は 14 cm/s に達している。(3)の変動成分については、第2-2-a図と同様第2-2-c図にも潮時を書きこんであるが、流れと潮汐との間にほとんど対応が見られない。この流速の成分について調和解析を行なってみると、南北成分では平均流が特に大きく 18.5 cm/s であるのに比べ、1日周期は 3 cm/s に過ぎないし、また東西成分でも平均流が最も大きく 3 cm/s、1日と半日周期がその 1/2 程度で、いずれにしても潮汐周期の変動成分は小さい。(4)の表層流との比較では、流速値は表層流の方が大きい、その向きは表層と 1,050 m の底層とではほぼ一致している点は興味深い。というのは、この Stn 1 が海底谷の中にあるため底層流は海底地形の影響を強く受けるであろうが、これに対し、Stn 1 の西側の海底尾根は最浅部でも海面下 800 m であるから表層流への地形の影響は小さいと考えられた。ところが、表層と底層の流向が一致しているというのは、海底地形以外に流向をきめる要素があることになる。それが何であるかはまだ不明であり、今後の問題である。

### 2-2. 測点 2 (葉山沖)

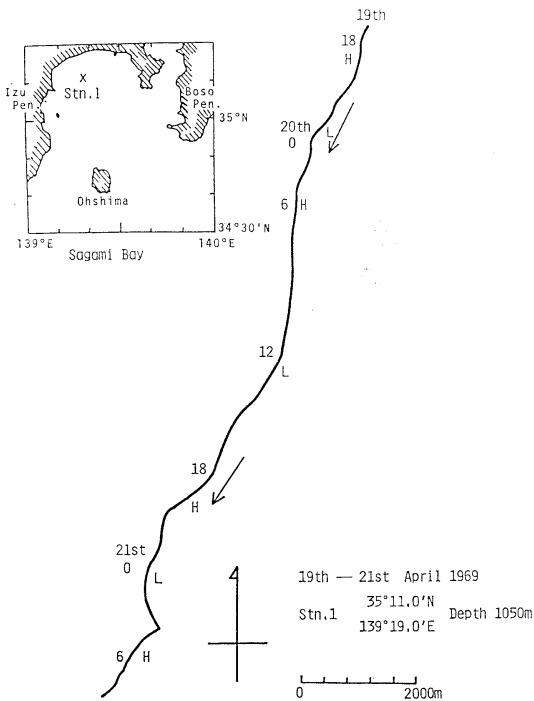
1969年4月23～24日、Stn 1 と同一航海において Stn 2 の観測が実施された。相模湾北東部の Stn 2 (35°11.9'N, 139°25.6'E, 水深 730 m)にて底層流を観測した(第2-3-c図参照)。抵抗球には水中重量 1.5 gr. の球を使用し、15分間に1回の観測時間隔で25時間の連続観測を行なった。Stn 2 は北側の大陸棚と南の相模海丘にはさまれた鞍部があり、この鞍部は西は片瀬海底谷へ、東は三浦海底谷へと連なっている(第2-12図参照)。得られた記録写真から、海底は 270° 方向に約 5° の下り勾配になっていて、底質は砂の混った青泥であった。



(a)



(b)

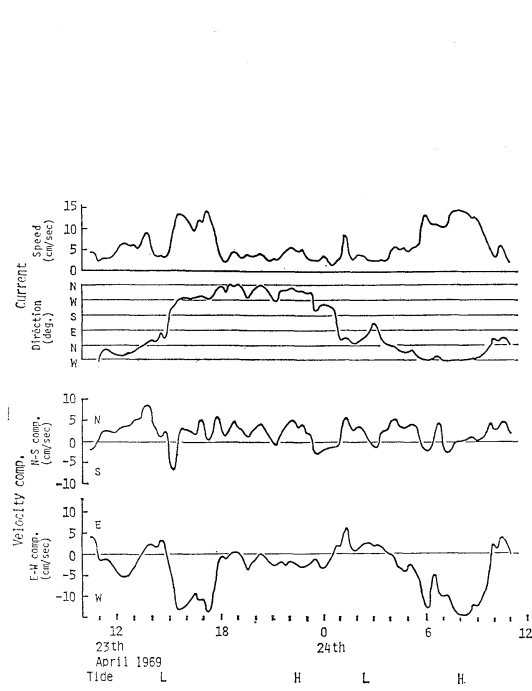


(c)

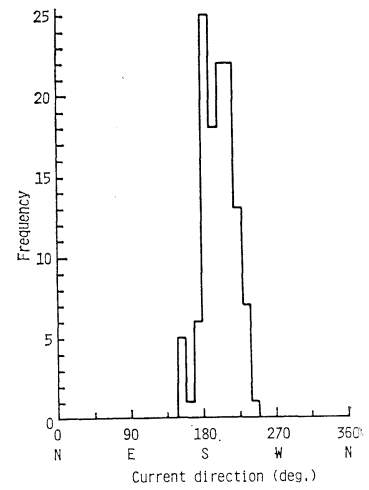
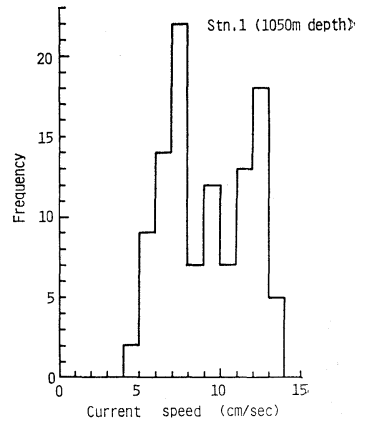
Fig. 2-2. Bottom current data obtained at Stn. 1 (35°11'N, 139°19'E, 1,050 m depth) in Sagami Bay, from 17:00, April 19 to 09:00, April 21, 1969. Recording was done every 20 minutes.

- (a) Time series. The surface currents by G.E.K are also shown.
- (b) Frequency distributions of the current speed and direction.
- (c) Progressive vector diagram and map of observation site.

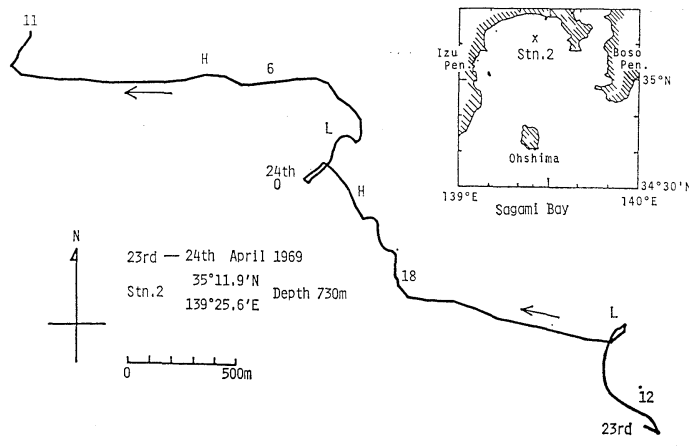




(a)



(b)



(c)

Fig. 2-3. Bottom current data obtained at Stn. 2 ( $35^{\circ}11.9'N$ ,  $139^{\circ}25.6'E$ , 730 m depth) from 10:30, April 23 to 11:00, April 24, 1969. Recording was done every 15 minutes.

- (a) Time series.
- (b) Frequency distributions of the current speed and direction.
- (c) Progressive vector diagram and map of observation site.

この Stn 2 における連続記録から、Stn 1 と同様に底層流の時系列図(第 2-3-a 図)を示す。図の形式は第 2-2-a 図に等しい。ここで顕著な点は、(1)速度が微流速の範囲、1 cm/s まで分布している事、(2)最大流速は Stn 1 と同様に大きい、平均流速は小さい。(3)変動成分には細かい変動の他に半日周期らしき変動が見られるが、この時期の潮汐とは必ずしも一致していない。(4)西流の時に流速が大きい、等が挙げられる。

(1)について、微流速の範囲まで流れがあることは速度・流向の頻度分布(第 2-3-b 図)にもよく現われている。最小速度は 1 cm/s まであり、モード速度は 2~5 cm/s であって、Stn 1 に比べ小さい。この事は地形に変化の多い沿岸域の海底直上という条件下では当然考えられる流速だが、最大速度が 15 cm/s までであったのは予測を上まわる事であった。(2)全期間の平均流速は 305° 方向に 4.12 cm/s であって Stn 1 に比べて小さいが、偏位形流速計を用いることとした当初の予測からすれば早い流れであり、1 日間で約 3 km の流程であった。(3)半日周期の変動がうかがえたので流速成分の調和解析を行なったところ、東西成分では半日周期と 1/3 日周期が大きい方で約 4 cm/s、平均流は約 3 cm/s であった。また、南北成分はもっと小さく、1 日周期の成分も平均流も約 2 cm/s に過ぎなかった。一応、東西成分に半日周期があるものの、この時期の潮汐と余り一致していない事が気になるが、第 2-3-c 図の進行ベクトル図でも、低潮(L)前後に流向変化(回転)が対応しているとはいえ、潮汐と流れとの間に明瞭な関係はうかがえない。なお、流向に慣性周期に近い 20 時間程度の変動が見えるが確実ではない(第 2-3-a 図)。(4)流向の頻度分布(第 2-3-b 図)では、南を除いてほぼ全方向に分布していて、北と西にピークがある。第 2-3-a 図と第 2-3-c 図の両方において、西流の時に流速が大きくて 10 cm/s 以上あり、北流傾向の時には流速が小さい。この事は Stn 2 が西の片瀬海底谷と東の三浦海底谷を東西に結ぶ鞍部にあるために地形の影響をうけ、西流が卓越するのではないかと考える。

これらの特徴の他に、第 2-3-c 図に見られる 2

つのループが低潮(L)の頃に現われているが、お互いに回転方向が逆であること、およびその時間隔が約 10 時間であることなどについては、まだよくわからない。

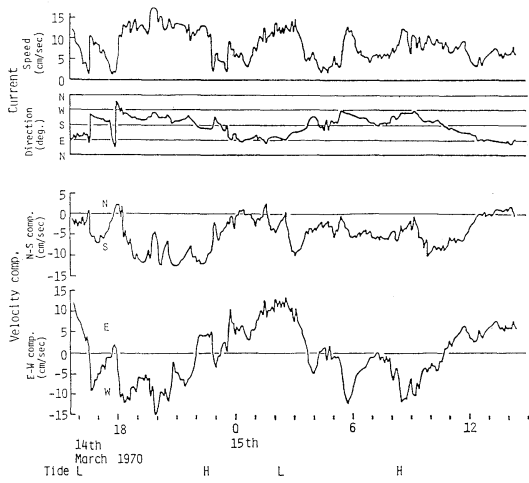
### 2-3. 測点 3 (初島沖)

1970年 3月 14~15日、相模湾西部の Stn 3 (35° 03.7'N, 139° 14.6'E, 1,120 m)において底層流観測を行なった(第 2-4-c 図参照)。この作業は伊東港の小型船によって行なった。抵抗球には水中重量 1.5 gr. の球を用い、観測時間隔を 5 分間として約 22 時間の連続観測を実施した。

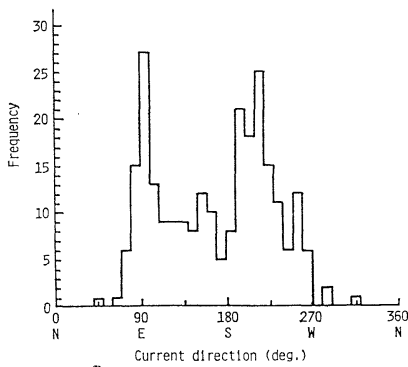
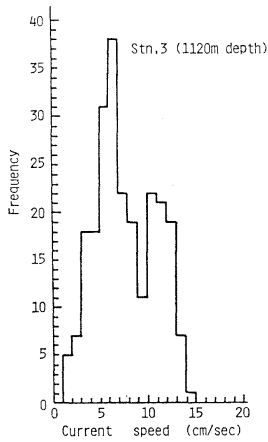
この Stn 3 は湾口から深く入り込んでいる相模舟状海盆の西の端に位置していて、すぐ西には急斜面が迫り、北には真鶴海丘が西から張り出している所である(第 2-12 図参照)。海底は 158° 方向に約 12° の下り勾配をもち、底質は泥の中に小石が見られ、高さ 1~3 cm の凹凸があった。

Stn 3 の底層流の記録から求めた時系列図が第 2-4-a 図である。この測点の底層流の特徴は、(1) Stn 2 と同様に 1 cm/s の微流速までである事、(2) Stn 1 と同様に南流が卓越している事、(3) 変動成分としては各々に半日周期が見られる。流速の東西成分は零線をはさんで変動し、南北成分は南流の範囲に限られていて、その大きさの変化として半日周期が明瞭に見られ、潮汐によく対応しているようである。(4) 流向は東と南西が多く、その変化には半日周期が顕著である。(5) 細かな短周期変動がこれまでの観測に比べ目立つが、これは観測時間隔が一番短い 5 分間のため現われたものである。

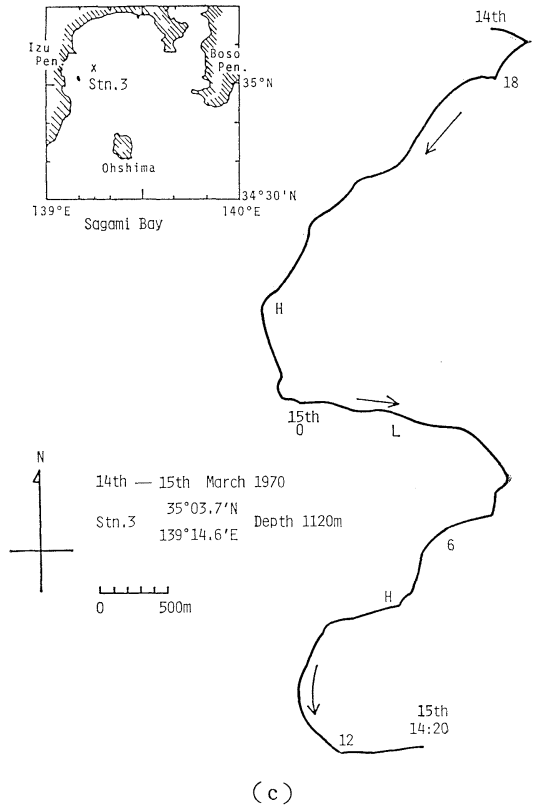
(1)の点は速度と流向の頻度分布(第 2-4-b 図)においても明らかで、流速の範囲は Stn 2 にひとしいがモード流速は少し大きく 6 cm/s 台である。そして Stn 1, Stn 2 と共に最大流速が 15 cm/s であることは相模湾底層流の一つの特性であろうか。(2)の南流の卓越について、第 2-4-b 図では南でなく東と南西に流向頻度のピークがあるが、第 2-4-a 図の南流の強い時には西流も卓越しているため頻度のピークが南西となる。この事は進行ベクトル図(第 2-4-c 図)にもよく表われていて、最初と最後を結べば南流であるが、経過はたしか



(a)



(b)



(c)

Fig. 2-4. Bottom current data obtained at Stn. 3 (35°03.7'N, 139°14.6'E, 1,120 m depth) from 15:45, March 14 to 14:20, March 15, 1970. Recording was done every 5 minutes.

- (a) Time series.
- (b) Frequency distributions of the current speed and direction.
- (c) Progressive vector diagram and map of observation site.

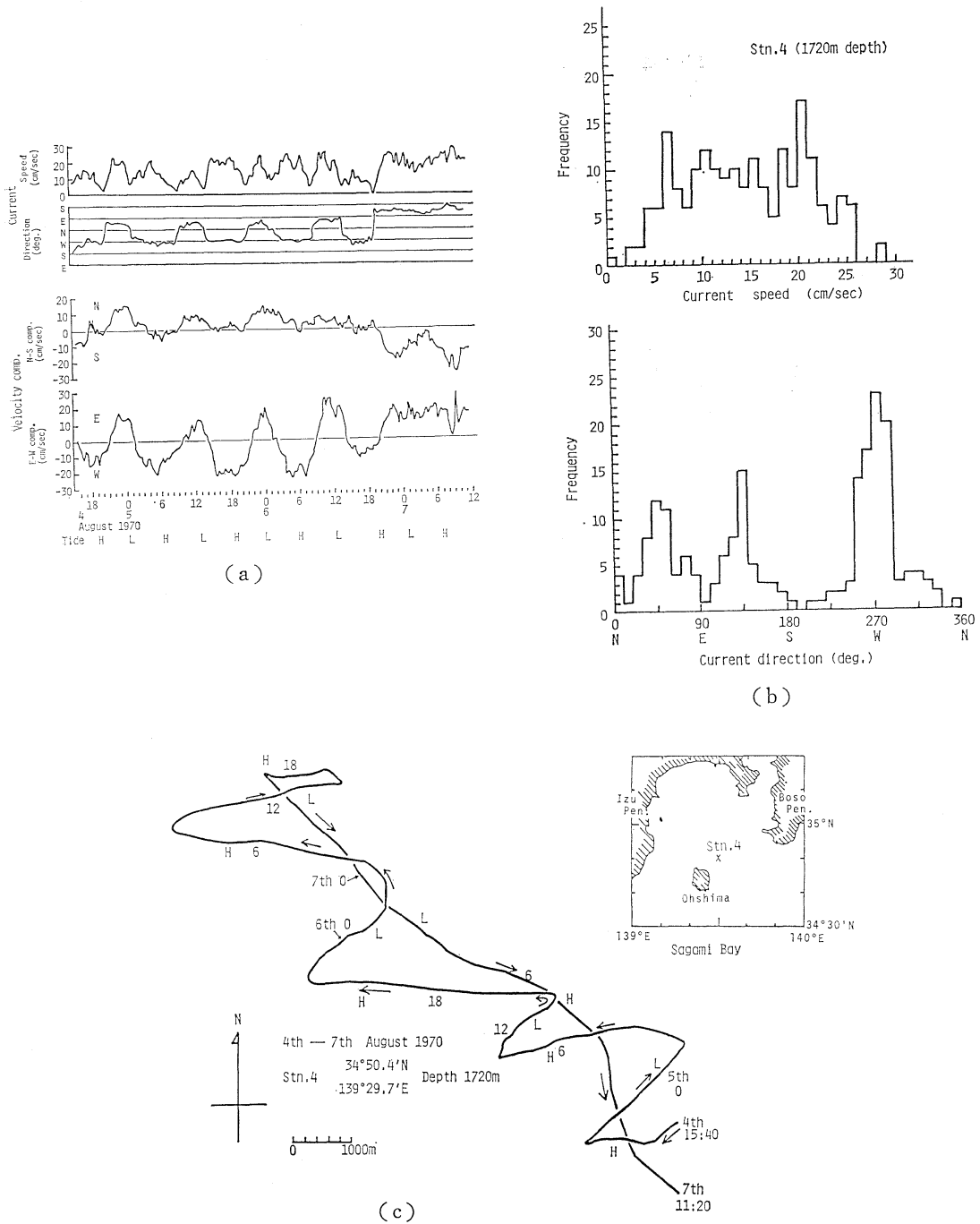


Fig. 2-5. Bottom current data obtained at Stn. 4 ( $34^{\circ}50.4'N$ ,  $139^{\circ}29.7'E$ , 1,720 m depth) from 15:40, Aug. 4 to 11:20, Aug. 7, 1970. Recording was done every 20 minutes.

- (a) Time series.
- (b) Frequency distributions of the current speed and direction.
- (c) Progressive vector diagram and map of observation site.

に東流と南西流とが組み合わさっている。この期間の平均流はほぼ  $180^\circ$  方向に  $4.33 \text{ cm/s}$  であり 1 日の流程にすると約  $3.7 \text{ km}$  となる。(3) 変動についても第 2-4-c 図に東西成分が振動している様子がよく表われている。南への平均流に対し潮流楕円の長軸が東西だから直交していることになる。そして潮汐 (H, L) とよい対応を示し、かつ半日周期も顕著である。調和解析では、半日周期が顕著で東西成分で約  $8 \text{ cm/s}$ 、南北成分で約  $3 \text{ cm/s}$  であった。なお、平均流は南北成分が約  $5 \text{ cm/s}$ 、東西成分は 0 であった。これらの事は特徴の (3)、(4) に相当し、第 2-4-b 図、第 2-4-c 図にも顕著である。

#### 2-4. 測点 4 (大島東水道)

1970年 8月 4~7日、東京大学 淡青丸の KT-70-9 次航海において、大島東水道の湾口 Stn 4 ( $34^\circ 50.4' \text{N}$ ,  $139^\circ 29.7' \text{E}$ , 水深  $1,720 \text{ m}$ ) にて底層流の観測を行なった(第 2-5-c 図参照)。抵抗球には水中重量  $5.0 \text{ gr}$  球を使用し、観測時間隔は 20 分間として 3 日間の連続観測を行なった。この Stn 4 は大島の北東に当り、東方の伊豆・小笠原海溝から延びて来た相模海底谷の中央に位置し、海底は  $46^\circ$  方向に約  $1^\circ$  の下り勾配となっているがほとんど水平で平坦な海底である。底質は泥の中に小石が散在していた。

Stn 4 の底層流の連続記録に基づく時系列図が第 2-5-a 図である。この流れの特徴は、(1) 速度の範囲が  $0 \text{ cm/s}$  からあり、また最大速度が  $30 \text{ cm/s}$  近くまでであることであり、この最大速度値は測点が水深  $2,000 \text{ m}$  に近い事を考慮すると非常に大きい流速と云えよう。(2) 変動成分では、流向と流速のどれにも半日周期が顕著に現われている。流速の東西成分の変動は特に潮汐とよい対応を示している。(3) 平均的には、最後の半日を除いて、北流が顕著である。(4) 前半 2 日間の流れの規則的な変化に比べ、最後の半日では流れのパターンが全く変わった(転流)のが、この測点の特色の一つである。第 2-5-b 図の速度の頻度分布に (1) の流速の傾向がよく現われている。微流速から  $25 \text{ cm/s}$  まで比較的フラットな分布をしているのは、流速の変動の周期性によるものであろう。速度の頻度分布と対

照的に、流向の分布には  $45^\circ$ ,  $135^\circ$ ,  $270^\circ$  付近に 3 つのピークがみえる。 $135^\circ$  のピークは、流向の変化から周期性の消えた最後の半日間の流れに対応する。(2) にのべた顕著な半日周期の変動は進行ベクトル図(第 2-5-c 図)にもよく現われている。そして潮汐の変動と非常によく対応を示しており、高潮 (H) 前後に西流し、低潮 (L) 前後に北東流している。これは進行的潮汐波と地形の影響によるものと思われる。この第 2-5-c 図においても、観測最後の半日間には流れの状況が変わっている。この期間、第 2-5-c 図には半日周期の変動が見られないが、実際には南北流速成分の増減として含まれている(第 2-5-a 図)。つまり、この半日間には、半日周期の変動が流速の東西成分から南北成分に移っているのが興味深い。転流までの前半の記録のみから流速成分の調和解析を行なったところ、顕著な周期性を示す東西成分では、半日周期が  $16 \text{ cm/s}$  と大きく、2 日周期の約  $5 \text{ cm/s}$ 、1/4 日周期の約  $3 \text{ cm/s}$  がつづく。一方、南北成分では半日周期が  $5.5 \text{ cm/s}$ 、1 日周期が約  $3 \text{ cm/s}$  となっていて、いずれも半日周期が卓越している。なお、観測前半の流向の変動(第 2-5-a 図)がステップ状なのは特徴的である。流速成分では比較的整った正弦波であるのに流向がそうでないのは、湾口の海底地形の影響であろうか。(3) に関して、観測期間中の平均流は、パターンの異なる前・後半をまとめるとお互いに消し合って  $175^\circ$  方向に  $0.35 \text{ cm/s}$  と非常に小さい値となるが、この値は観測の開始時と終了時の決め方によるものだから余り意味がない。観測を前半と後半に分ければ、周期性の顕著な前半の 2 日間は  $311^\circ$  方向で  $5.0 \text{ cm/s}$  で湾内への流入傾向を示し、後半の半日は  $134^\circ$  方向に  $16.4 \text{ cm/s}$  と大きい平均流速で流出し、あたかも海谷を流れおちている様に思われる。1 日間の流程は、前半約  $4 \text{ km}$  に対し後半は約  $14 \text{ km}$  に達し、大きな海水交換を示している。(4) にのべた観測の前半と後半の流況の変化については、その一部をすでに、(1)、(2)、(3) の項目でも触れたが、特殊な観測例として興味があるので改めてまとめる。6 日の 20 時頃まで底層流は潮汐によって高潮時前後に西流し、低潮時前後に北東流を繰返しつつ湾

内へ流入していた。それが20時頃の転流を境に、それ以後は流向がほぼ南東に定まって流速は高いレベルとなった。潮汐周期の変動は、流速の絶対値の変化として南北成分にのみ現われるので、第2-5-c図上には明らかでない。潮汐周期の変動が転流を境として、流速の東西成分から南北成分に移っていること、または東西成分から消えている事について現在まだ説明されていないが、この流況急変現象の説明にとって重要なポイントであるように思われる。この急変は、湾口沖合の豆南海域の海況変動に関連しているのではないかと考えている。

#### 2-5. 測点5 (大島西水道)

1972年7月17~19日、東京大学 淡青丸のKT-72-9次航海において、湾口部の大島西水道の大島寄りの Stn 5 (34°40.9'N, 139°14.0'E, 水深 540 m) の地点で底層流を観測した(第2-6-c図参照)。西水道は、深いV字谷の東水道と異なり平坦な浅い海底であり、「西水道の東側と西側では流況に相違があるらしい」との従来の知見を基にして、水道の中央部を避けてまず大島寄りに測点を決めた。今回の観測では従来と異なり偏位型底層流速計を使用せず、この流速計の3脚枠の中央にローター型流速計(ハイドロプロダクツ社製)をローターが偏位型の球と同じ高さになるように固定して、底層流を測定した。偏位型を使わなかった理由は、この Stn 5 は約 500 m と水深が浅い上に、沖合の海況変動の影響を受け易い湾口部であるために、底層でも流速が大きいだろうと予想したからである。このローター型流速計について簡単にのべる。記録はフルスケールで1ノットと5ノットの2つのレンジをもち、感圧紙に記録される。今回は1ノット・レンジを使用した。流速センサーのローターは、ほぼ 2 cm/s 以下の微流速では回らない。1回の測定は流向と速度について5分間、ひき続いて水温の測定を45秒間実施した後、1分45秒間休止のサイクルで作動するから7分30秒毎に繰り返し測定を行なう。偏位型の3脚枠に固定して海底に下ろしたので、係留方式は従来と同一である。測流記録は1分毎に読み取った。従って、2分30秒間はその前後の値から内挿した。連

続観測時間は51時間であった。なお、今回は記録器がカメラでないためにくわしくはわからないが、底質は砂のようであった(第2-12図参照)。

底層流の連続記録からの時系列図を第2-6-a図に示す。これまでの図と同じ書き方であるが、最上段に水温の値の一部を挿入した。この測流結果から特徴的な点をあげると、(1)速度の範囲が 0~20 cm/s までである事はこれまでの測点と同様であるが、いわゆる無流の期間の長い点が目立つ。図中、速度=0 cm/s の時にも流向に変化が見られる事から、これは流速<2 cm/s の微流速の場合と考えられる。(2)期間中の平均的流れでは、南東流が卓越して流出を示す。(3)変動成分に関しては、無流期間が多いので少し解りにくい、顕著な周期性は見られないし、潮汐との間にも強い関連があるようには見えない。水温変動との関連では、東流の時に水温の高い傾向がうかがえる。(4)この測点においても、測流期間中に Stn 4 と同じく転流の現象が見られる。当初、短期間ながら北西流(1.8 cm/s)であったのが、17日14時頃に南東流(4 cm/s)に急激に変化している。

この測点では、データ数が多いので流向と流速の頻度分布図(第2-6-b図)の縦軸は対数で表わした。そして流速の2 cm/s 以下はローターが回転していない場合なので点線で表した。(1)については、第2-6-b図に示されているようにこれまでの測点と異なり、微流速に頻度最大があり速度の増加に従い頻度が減っている。5 cm/s 以下が全体の65%以上を占め、10 cm/s 以上の流速は5%に過ぎなかった。予測に反して流れの弱い時期に当たったようで、流速の範囲は水深の大きい他の測点と同程度であった。海底の浅さからみて常時この程度の流速だとは思えないが、断定はできない。進行ベクトル図を第2-6-c図に示すが、(2)にのべたように平均の流れは南東流となっている。ここの記録は数が多いため、作図上各正時と30分の流速値として、各時前後15分ずつ計30分間の平均を代表値として第2-6-c図を画いた。(なお微流速があったとしてもローターが回っていない時は0 cm/s として平均をした。)全期間の平均流は122°方向に1.68 cm/s であった。(3)の変動成分に関し

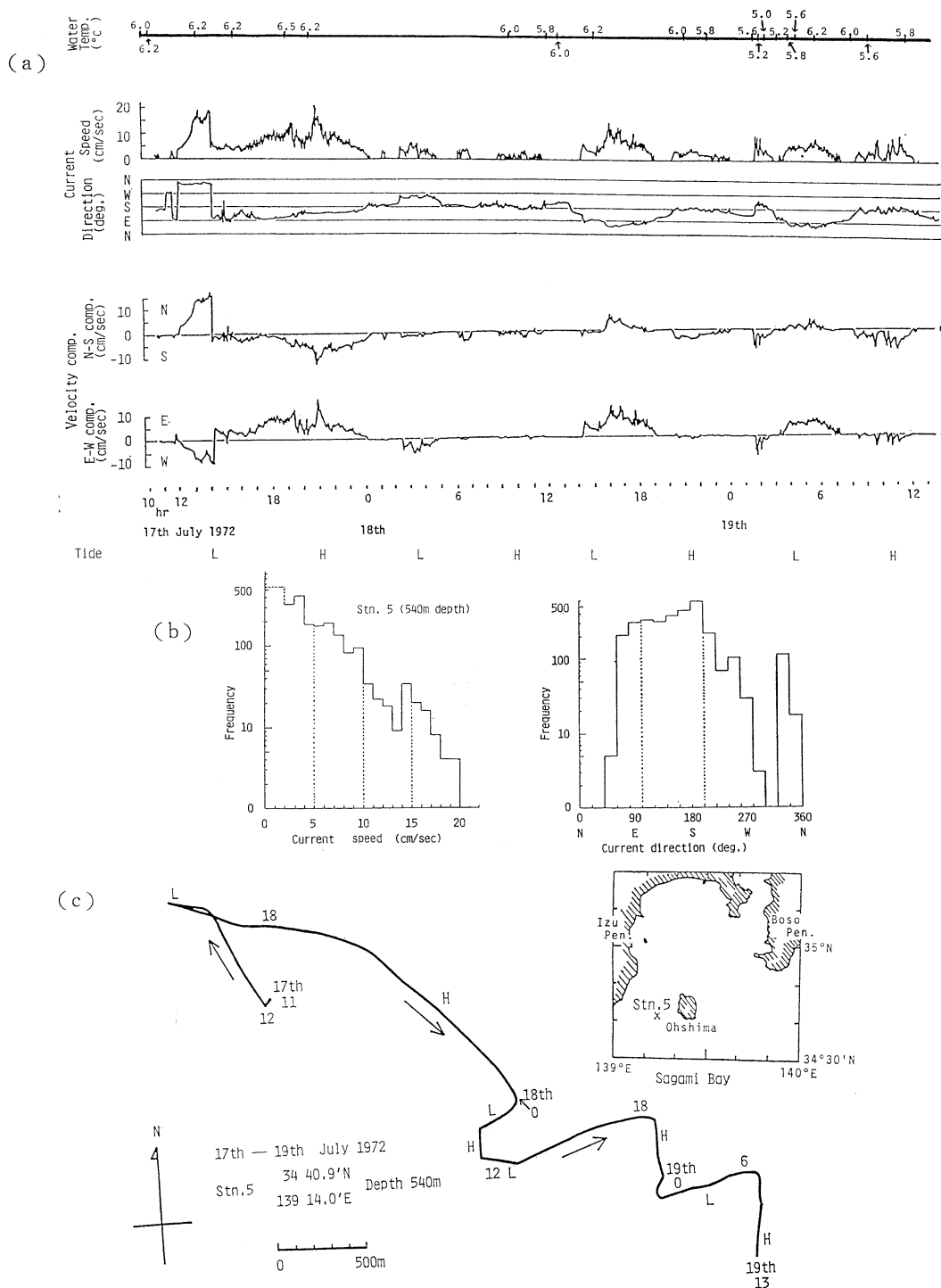


Fig. 2-6. Bottom current data obtained by a rotor-type current meter at Stn. 5 ( $34^{\circ}40.9'N$ ,  $139^{\circ}14.0'E$ , 540 m depth) from 11:00, July 17 to 14:00, July 19, 1972.

(a) Time series. (b) Frequency distributions of the current speed and direction.  
(c) Progressive vector diagram and map of observation site.

て第2-6-a 図中に細かい変動が見られるのは1分毎の記録のためであるから、他の測点との比較はできない。ただ、底層流に相当短周期の変動のある事は興味深い。潮汐周期程度の変動については、いわゆる「無流」の期間が多いので明確でない。潮汐との関連に注目すると第2-6-a 図でははっきりしないが、第2-6-c 図では高潮時(H)に湾外方向(南~東)に向かい、低潮時(L)に東(または西)に向かう傾向が見分けられる。この様な傾向はStn 3においても見られたが、Stn 5の方が不明瞭である。湾口部では潮汐の他、外洋の影響が大きく効くためではないかと思われる。というのは、第2-6-a 図において水温の高い時がほぼ東流に対応している事から見て、湾口部の黒潮との関連がうかがえるからである。(4)東水道のStn 4につづいて西水道のStn 5においても際立った転流があったが、これは外洋の影響を受け易い湾口部の特徴であろうか。17日の14時頃に起きたこの急変は、流向だけでなく速度の大きさに18から4 cm/sのような急激な減少が見られた点で、丁度Stn 4と逆になっている。両測点共、潮汐変動がはっきりしている時期を常態とするならば、常態の方が共に流速が小さい点で共通しているように思える。なお、この転流時前後の水温にほとんど変化が現れていない事から、異水塊またはフロントの通過による転流

ではないようである。

### 3. 考 察

#### 3-1. 相模湾の海洋構造と海況資料

底層流の考察に先立ち、それらの測点の深度がどのような水系に属しているかを見るために岩田(1979)による相模湾の水塊構造を、第2-7-a 図を参考に簡単に記す。図中、AとBは沿岸水系で、Aは河川系の水で50 m以浅に、Bは東京湾系の水で相模湾では20 m以浅に分布する。Cは表層混合水(表層沿岸水と沖合水のフロント)で塩分 $S=34.0\sim 34.4\text{‰}$ 、75 m以浅に分布する。Dは黒潮系沖合水で250 m以浅にあり $S>34.4\text{‰}$ 、その核は深度100~140 mにある。Eは亜寒帯中層水(親潮系)で250~1,000 m深度にあり、その核は400~600 mの水温 $T=6\sim 7^{\circ}\text{C}$ である。底層流測点で最も浅いStn 5(540 m)は水深、水温( $6^{\circ}\text{C}$ 前後)からこの水系の中であり、湾奥のStn 2(730 m)も同様であろう。Fは太平洋底層水で1,000 m以深に分布する $T<3^{\circ}\text{C}$ の水であり、Stn 1, Stn 3, Stn 4はこの水系の中と思われる。この海洋構造の成層状態を、湾口断面における現場比容 $\delta\sigma_t(\text{cl/t})$ で示したのが第2-7-b 図である。

次に、日々変化する海況に関する情報はほとんど表層に限られるが、これらは底層流と何らかの

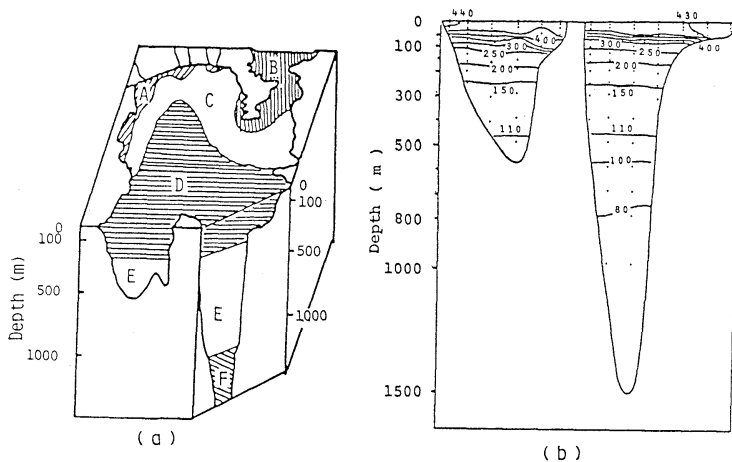


Fig. 2-7. Features of Sagami Bay. (a) Water mass distribution in May (from IWATA, 1979). (b) Thermosteric anomaly ( $\delta\sigma_t$ ) along a vertical section (Nojimasaki—Ohshima—Tsumekisaki) (from IWATA, 1973).



関連があるであろうと考えて、現在入手できる範囲で次の様な海況関係刊行物を参考にした。

- (1) 定置観測表，神奈川県水産試験場と東京都水産試験場・大島分場による毎日 9:00 の定置水温。
- (2) 漁海況速報，上記両水試による毎週 1 回の相模湾と豆南海域の海況。
- (3) 海洋速報，水路部による毎月 2 回の黒潮を含んだ外洋の海況。
- (4) 漁況海況予報事業報告書，神奈川県水試による毎月 1 回の定線観測の結果。
- (5) 日平均潮位。
- (6) 気象月報と地上天気図，気象庁の刊行。

得られた測流結果を，3-2 湾口の底層流，3-3 湾内の底層流，3-4 平均流パターン に分けて各々の特徴とその時期の表層海況についてのべる。

### 3-2. 湾口の底層流

湾口部の Stn 4 と Stn 5 の測定時には，湾口部近くを黒潮が流れていた。詳しくは後述する。湾口の底層流としてまとめたが，東水道と西水道とでは，水深，海底地形共に相当に異なるものの，両測点に共通の特徴が見られる。

(1) 両測点共に潮汐との関連が強い点である。特に東水道では流入時に，西水道では流出傾向の時に，潮汐との対応が顕著であって，主に高潮時と低潮時に流入出が大きい。進行性潮汐波に起源し，海底地形の影響をうけた流れと考えられ，底層流は潮汐残差流的と思われる。観測日数が 3 日以内と短かく数潮時の記録に限られていて，大潮時・小潮時の変化との対応がとられていないからまだ推測の域であるが，少なくとも東水道で流入，西水道で流出の型の時は潮汐残差流的傾向が強いように考える。

(2) 第 2 の特徴は両測点ともに，流況の急変（転流）が起きている点である。西水道では転流前の記録の短かさに問題が残るが，早い流入から潮汐周期の変動の顕著なおそい流出に変わっており，一方東水道では潮汐周期の顕著なおそい流入と速い流出であって対照的である。従って，(1)にのべたパターンに加え，この早い流れの場合もまた東西両水道で 1 つにまとまるように見えるので「第 2 の流況パターン」とする。第 2 のパターンは第 1 に比べ短期間であろうと考えるが，この第 1 から第 2 への転流の原因には，次の 2 つが考えられる。

(i) 表層水や黒潮系水が風や黒潮分枝流により湾奥に堆積された場合の傾斜流的流れと，(ii) 湾口外の海況変動により湾内の深層水の湾外への吸引による流れである。(i) については，風は 4~5 m/s の西風で少し無理であるが，分枝流は後述のように流入の可能性があった。しかし，湾奥の油壺の日平均潮位に変化がなく，沿岸での急潮もなかった。表層水の沖合からの流入は，一般に急潮に関係しているからである（松山・岩田，1977；岩田，1978）。(ii) については，湾口付近の黒潮流路の変動に伴って起きる可能性が考えられる。従って，湾口沖に冷水域のある時には，第 2 のパターンにはならないとの予測があるが，後述の表層海況資料ではまだ明確にはならず，今後の問題である。

この節の最後に，測流時の豆南海域の海況を参考としてまとめておく。

1970 年 8 月，黒潮が三宅島付近を北東に流れ，その流軸は数日~10 数日の周期で南北に揺動していた。流軸が北に寄った時は黒潮分枝流が 50cm/s 程度で西水道から入り東水道へ流出していた。定置水温の変化では，7 月末昇温（黒潮北偏）し，8 月初めには湾口近くで降温している（第 2-8 図）。

1972 年 7 月，この時には淡青丸同乗研究者によ

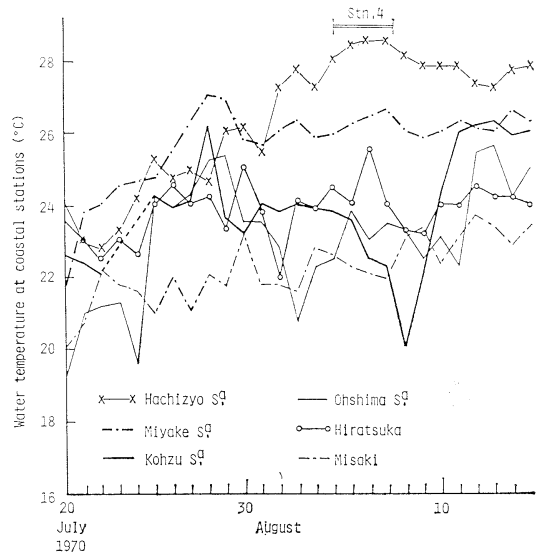


Fig. 2-8. Day to day variation of water temperatures at several coastal stations. Bar at top shows the current measurement period at Stn. 4.

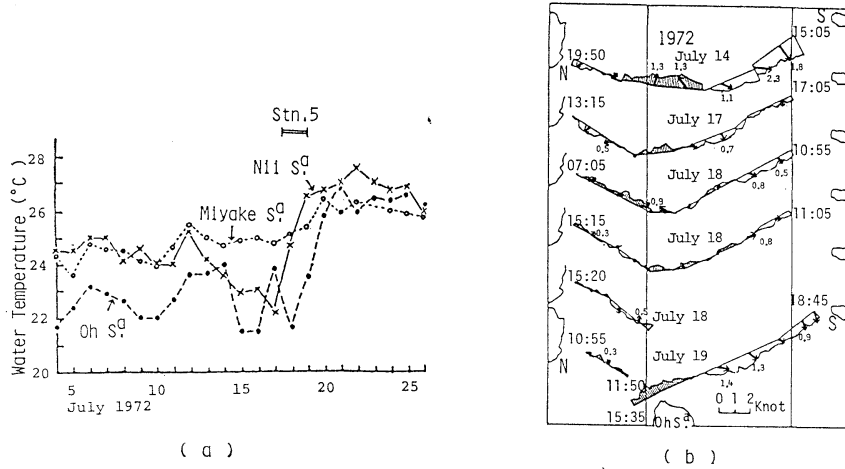


Fig. 2-9. (a) Day to day variation of water temperatures at several coastal stations. (b) The surface velocities by G.E.K. along the line Sunosaki—Oshima—Nichirensaki. S is short for Sunosaki and N for Nichirensaki (from ISHINO and OHTSUKA, 1973).

る大島周辺の詳細な観測が実施された（石野・大塚，1973）。黒潮は三宅島から房総半島にかなり接岸するコースであり，豆南では接岸というより西水道へ南西から流入する様に流れていた。第2-9-a 図の定置水温の変化によれば，測流中は昇温期に当るから流軸が湾口へ近づきつつあった時であろう。なお，第2-9-b 図に大島近傍の G.E.K. による流況の変動を示す。

### 3-3. 湾内の底層流

湾内の Stn 1, Stn 2, Stn 3 の測流時には，豆南海域には冷水域が存在していた。湾内の底層流は複雑な海底地形の影響のため，湾口の底層流に比べ変化が大きいであろうことは考えられた。これら3測点の底層流は各々特徴を示している。

(1) 潮汐と底層流との関連性はやはり無視できない。Stn 3 の流れは湾口部におけると同様進行波的潮汐による影響を受け，両者の強い関連を示しているが，Stn 1 では地形の影響が特に大きいためかほぼ南流であり，平均流が大きくて，潮汐の影響が小さい。Stn 2 ではこの中間にある様で，進行ベクトル図には潮汐との関連がうかがわれる。この差はやはり測点近傍の海底地形の相違によるのであろう。潮汐との関連が少なく見える Stn 1 もあるが，湾内の底層流もまた潮汐に起源をもつ

流れであろうことと，地形の影響による流れの特性の変化に，潮汐残差流的傾向のあることがうかがわれる。

(2) 各測点ともに，湾内底層流としては流速の変動も平均流も大きく，深層においてかなり大きい海水交換が期待される事は特徴の1つである。しかし，常時この程度の底層流があるとは断定できない点がある。それは，この3測点の測流時期には後述のように湾口沖に冷水域があり，表層では西向き逆潮が観測されているからである。冷水域では深層においても西流を期待できるので，湾内の底層流は潮汐起源の流れに加え，この西流によって少し強められていたのではないかと考えるからである。このような時期の湾口沖深層の測流とか，冷水域のない時の湾内底層流との比較がないため推論の域に止まっているが。

この節の最後に，測流時の豆南海域の海況を参考としてまとめておく。

1969年4月，黒潮は八丈島の南から房総の東へ北流していて，三宅島の東方に冷水域がひろがっていた。第2-10 図に示すように定置水温は水温上昇期であるにもかかわらず低温化傾向を示しており，Stn 1 での観測は最低温の頃に，Stn 2 での観測は回復期に対応していた。また，観測開始前に低

気圧が通過したが、その後の気象は安定していた。

1970年3月、黒潮は潮岬から南へ向かい、八丈島の南から房総の東へ北流していたので、東西に長い大型の変形蛇行をしていて、豆南海域は大規模な冷水域となっていた。この冷水域の中、豆南海域では全般に西流が観測されていて約 50 cm/s で西～西北西への逆潮があった。第2-11図に見られるように、2月下旬から低温がつづき、Stn 3での観測はほぼ最低温の時期に行なわれた。

3-4. 相模湾底層流の平均流パターン

前節までにのべたように、相模湾内の底層流はほぼ反時計まわりの循環を示していると見られるが、この傾向は過去の経験に基づいた湾奥表層流のパターンとも一致している。また、転流現象の見られた湾口の底層流では、東水道での流入、西水道の流出の時期に現われる潮汐性的変動が湾内底層流の変動に類似している事等から、上記の「第1パターン」を湾口の平均的流況と考えた。一方、3-2節でのべた「第2パターン」時の湾内底層流についての観測は現在1回も無いが、仮りに流況に変化があるとしても短期間であろうから、「第1パターン」を通常型と考えたい。

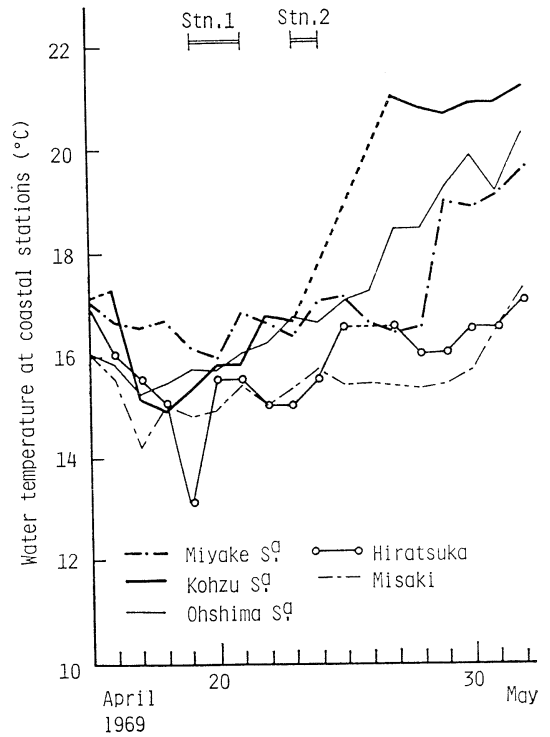


Fig. 2-10. Day to day variation of water temperatures at several coastal stations.

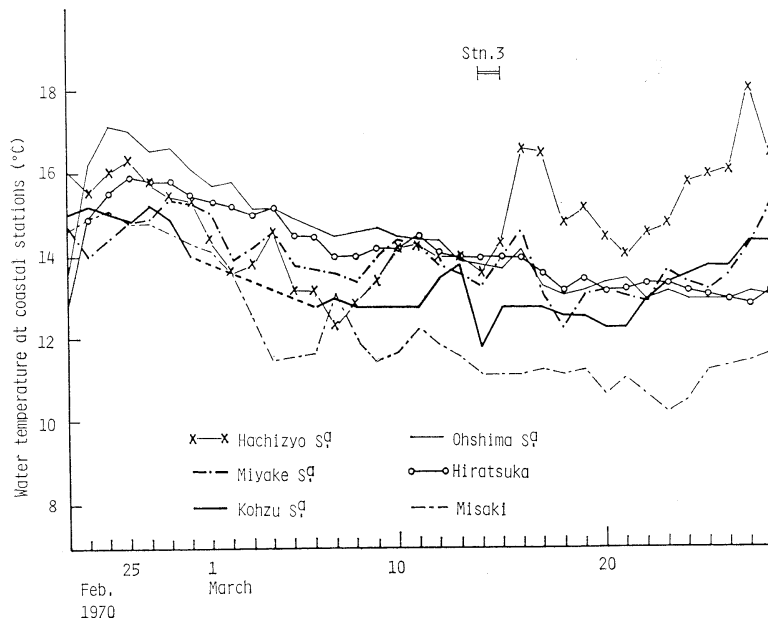


Fig. 2-11. Day to day variation of water temperatures at several coastal stations.

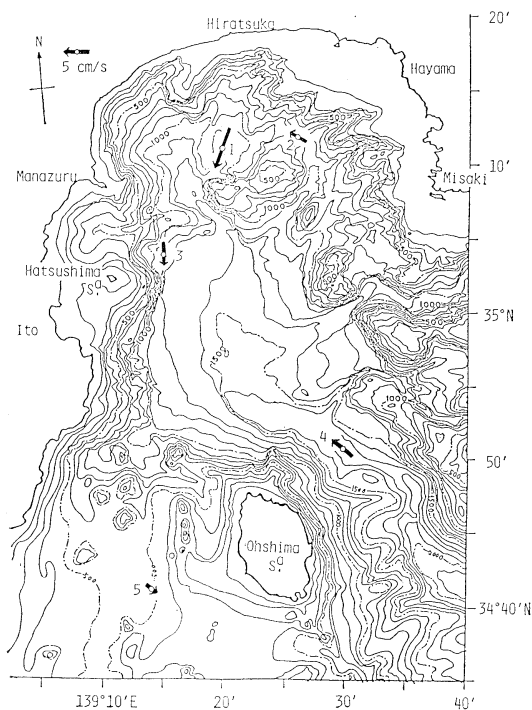


Fig. 2-12. Average bottom currents on the bathymetric chart of Sagami Bay. Numbers by the arrows indicate station numbers.

各測点の平均流 (Stn 4 と Stn 5 は潮汐周期変動の顕著な時期のみ) を海底地形図に書いたのが第 2-12 図である。これが相模湾の底層流の平均パターンであると考えている。各点の観測時間は短かいが、潮汐の他に変動要素が少ないと考えられる深層であるから、この平均流パターンは十分意味があるであろう。なおこの図中、浅い Stn 5

の流出が他に比べて小さい事に気付くが、考えられる原因の 1 つは、流出水の大半が西水道の伊豆半島近くを流れるためではないかと推定している。西水道西側の測流がないため断定はできないが、表層流に関する過去の経験的知識によってもその可能性は低くないと考えている。

#### 4. ま と め

1969 年より 1972 年にわたり、相模湾の測点において 1~3 日間の底層流連続観測を実施した。使用した流速計は主に偏位型底層流速計であった。

各測点の底層流には半日周期の変動が顕著であった。また、平均流はおよそ 2~9 cm/s であった。各測点の平均流をまとめて考えると、東水道から湾内に流入し湾内を反時計回りに流れる底層流循環がよくうかがえた。この底層循環流は、潮汐起源と思われる半日周期の変動から、地形の影響を強くうけた「潮汐残差流的流れ」であろうと考えられる。そして豆南海域に冷水域が存在する時に、この底層流が強められる可能性が推測される。

湾口における測流中に転流現象が見られたが、この時に湾口では上記の循環とは逆に、西水道から流入し東水道から流出すると考えられる。この循環の時の東水道海谷における流出流速は 16cm/s に達したが、これは湾口沖の深層への吸引が海況変動によって生じたためではないかと推測される。

一般的に言って、相模湾の底層流と湾内外の海況との関係はまだほとんどわかっておらず、今後の問題である。

### 第 3 部 日本海・大和堆

#### 1. はじめに

日本海は平均水深 1,350 m に達する深い緑海であり、それに比較して浅く狭い 4 つの海峡によって外海と結ばれている。対馬海峡から暖流が流入しているが、この暖水は日本海の表層を流れ、その大部分は津軽海峡から流出している。表層はこの暖流域と大陸側の寒流域に 2 分されていて、その

境界に前線が形成される。これは極前線と呼ばれており、前線付近には食餌生物が多いため沖合回遊魚類にとって好適な索餌場となるので、水産学的に漁業資源の再生産とか漁場形成等の問題に関連して重要である(柳川ら, 1978)。極前線は対馬暖流の流路の変動により、また四季によりその位置が変わるが、夏季には日本海中央の大和堆付近

にあることが多い(長沼, 1977)。従って、その構造には大和堆の地形的な効果が強く作用すると考えられ、ここでの流れの特徴を把握することは漁場形成の理解のために重要な意味をもってくるであろう。そこで堆付近の流れの特徴を見出すために、最も地形の影響を受け易いと考えられる堆頂上において底層流の観測を行なったので報告する。

これまでの日本海における測流は、対馬暖流の流路を推定することの重要性もあって数多く行なわれて来た。とくに G.E.K. による表層流動の測定は各観測定線の多くの測点で定期的に行なわれて来た。水温と塩分の測定から得られる流動のパターンは長い歴史をもっているが平均化された姿であるから、ある特定の時と場所たとえば8月後半の大和堆の流況を把握するにはまだ十分とは言えない。また、最近は人工衛星による流況の広域的把握が可能になって来ているが、情報が海面近くに限られていて海洋内部についてはわからない。この他、連続的な直接測流は各海峡ではしばしば行なわれているが、日本海中央部においては少ない。例えば、MORIYASU (1972) は複数の船により大和堆南方において一斉観測をし、G.E.K. によって表層流を密に測ると共に、対馬暖流の流軸のすぐ北側において約1日間、5層の連続測流を実施し、10 m 層で平均 78 cm/s を得たが 200 m 層では 4 cm/s に過ぎなかったと報告している。この他、赤松・小長 (1979) が中央西部海域において表層の測流をした時には、表層でも流れは弱かった。NAN-NITI *et al.* (1966) は大和堆西方の深海の深度 800 m 層の流れを中立ブイによって直接測流し、4日間の平均流速 1.5 cm/s (235° 方向) を得たが、やはり微流速であった。そして大和堆付近では表層の G.E.K. を除けば測流の例は、これまでほとんどないようである。今回の観測の結果、意外に大きい流れに遭遇したので報告する。

なお、この結果の概略は東京大学海洋研究所で開かれた「海洋バンクの生産構造に関するシンポジウム、(1) 大和堆の海洋構造と生物」において1972年11月に発表された(岡崎, 1973)。

## 2. 観測と結果

1971年8月23~26日の間、東京大学海洋研究船 白鳳丸の日本海・大和堆航海 (KH-71-4) において、日本海中央の大和堆北東側の最浅部付近の Stn 13-A (39°22.7'N, 135°14.4'E, 水深 320 m, 第3-4図, 第3-7図参照) の測点で底層流観測を実施した。この観測は比較的狭い海域の流動の立体的な分布と変動を調べる点に目的をおいた協同観測であったので、3海里間隔の三角形の頂点 A, B (水深 314 m), C (水深 334 m) に3本の係留系を設置した(第3-4図参照)。各系には第3-1図に示すように4層の深度にローター型流速計(水温と塩分も計測可能)が取り付けられ、偏位型流速計はAの係留系に設置された(中田ら, 1973)。これらローター型流速計によって、最浅層(堆上約100 m 上方)において3地点そろった流速の資料を得た。ここにのべた底層流速計とは第1部に詳しく報告されている偏位型底層流速計である。底層流速計の抵抗球には水中重量 3.0 gr. の球を使用し、観測時間隔は10分間として3日間の連続観測が行なわれた。しかし、全測定時間 76時

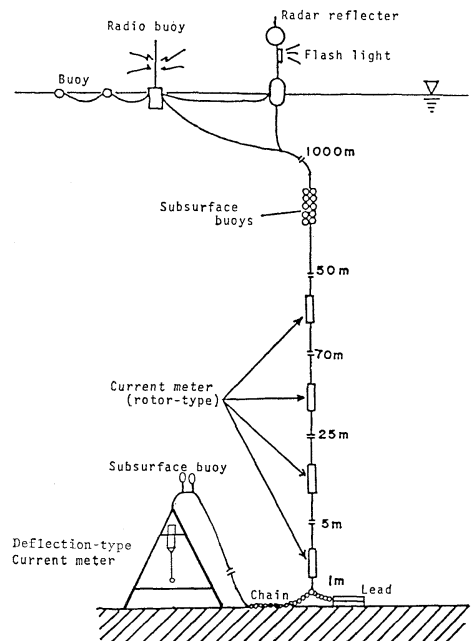


Fig. 3-1. A surface mooring with a deep sea bottom current meter (from NAKATA *et al.*, 1973).

間のうち前半37時間は測器の事故のため記録がとれなかった。つまり観測開始の23日09:10から11:40まで16回の観測のあと観測が中断した。そして37時間後の25日01:30に再び測器が作動し始め26日13:10の観測終了まで、後半216個の連続記録を得た。推測であるが、強い流れによるカメラの振動によってカメラ容器内の電氣的故障が回復したものと思われる。

記録の1例が第3-2図である。堆の頂上付近のほぼ水平地点に着底した。Y字形の影のうち2本が球像の上とコンパスの近くに見え、その交点は中央2°円の内側にある。写真では見にくい交点(流速の原点)の位置から、海底は218°方向に約1°の下り勾配であり、底質は泥を含んだ砂質であった。球像群の位置から、この時の流れは220°方向に $12.9 \pm 1.7$  cm/sと読み取れる。これら一連の記録からの時系列図を第3-3図に示す。この図は上から速度(スピード)と流向、そして流速の東西・南北の両成分である。図中、太い線は「球の偏位」から求めた「流速」を表わし、細い線は強い流れのために球がカメラの視野の外にスケール・アウトしている場合であって、強い流れによって起きた「カメラの傾き」から求めた「推定流速」である。この2つの方法によって得られた流速は、きれいにつながっている。なお推定流速については、本章末に説明する。この第3-3図では、観測当初の数時間は平均15 cm/sの流速であったが、長い欠測時間の後、50 cm/sを越す推定流速から記録が再開している。そして、これまでの観測からの予想を越す強い流れが続いた。また、最小流速は約3 cm/sであって観測中激しい変動を示した。この流速の時間変動に約19時間の周期がうかがわれた。ただし、短い記録の中でただ1回しか現れていないので確実なことは言えないが、この地点の慣性周期が18.9時間であって両者がほぼ一致しているのは興味深い。日本海はその大きさに比べ、狭い出入口をもつ緑海であるため潮汐は一般に小さいが、この測流においてもその影響は定かではない。流速変動に比べ流向の変化は小さくほぼ南から南西である。流速の小さい時にごく短時間だけ北方向を示すのも興味深い。この期間にお

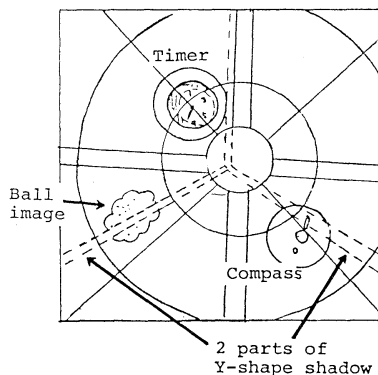
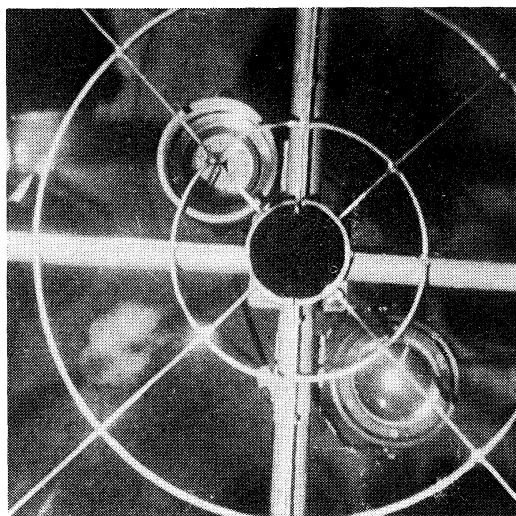


Fig. 3-2. A photographic record on the top of Yamato-Tai Rise. Inclination of sea floor estimated from cross-point of Y-shape shadow is  $1^{\circ}11'$  down to  $218^{\circ}$ . Current speed is  $12.9 \pm 1.7$  cm/s and its direction is  $220 \pm 5^{\circ}$  (at 11:40, Aug. 23, 1971). Ball weight is 3.0 gr. A stick in the compass points the north.

ける平均流は  $202.9^{\circ}$  の方向に  $25.9$  cm/s ( $\bar{u} = -10.1$  cm/s,  $\bar{v} = -23.9$  cm/s) であった。

得られた記録のうち、後半の連続記録について画いた進行ベクトル図を第3-4図に示す。ほぼ一様に南南西へ流れている様子がわかる。言いかえると、流れはほぼ北東方向から大和堆を越えて、測点 Stn 13 を通過したことになる。

この章の最後に当り観測値を理解するために、第3-3図等の中で細線で表わした「推定流速」について説明する。一言で表わせば、「推定流速」とは流れが測器の測定限界を越した時の流速の推定

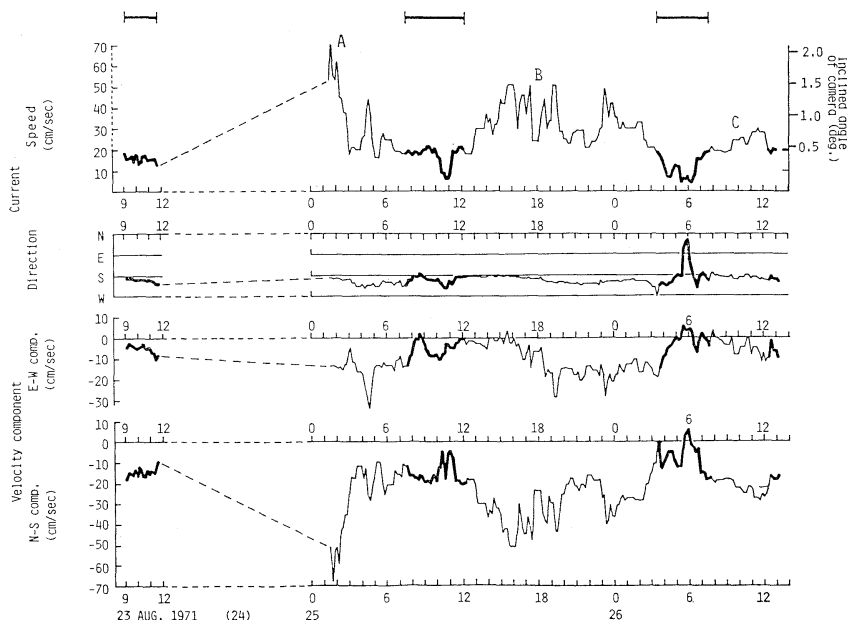


Fig. 3-3. Time series at Stn. 13-A ( $39^{\circ}22.7'N$ ,  $135^{\circ}14.4'E$ , 320 m depth) on the top of Yamato-Tai Rise, from 9:10, Aug. 23 to 13:30, Aug. 26. Recording was done every 10 minutes. Heavy curves from standard processing, while fine curves from the tilt of the camera.

値である。これまでの日本海の測流に関する知見から、今回の観測について流速の範囲を 20 cm/s 以内と考えて球の種類を選んだのだが、球がカメラ視野外に出る測流不能の記録が多く得られた。これらの記録(写真)を詳しく調べたところ、弱流の時に比較すると強流の場合にはカメラ自体が下流側に傾いていることが判明した。従って、このカメラの傾角から流速を推定することを試みた。この試みの基礎は偏位型流速計を設計する過程における次の実験であった。つまり第1部の第1-1図にあるように、記録器であるカメラはその上端をジンバルによって支えられているから、流圧のためにカメラが傾き鉛直線から外れる事が懸念されたので、水槽における基礎実験の際「流速とカメラ傾角の関係」について調べた。その結果、カメラ容器だけでは、10 cm/s 程度の流速においてもカメラが可成り傾くことがわかった。その対策としてジンバルより上部のカメラ容器の長さを延ばすために金属製の円筒を継ぎ足してカウンター・バランスとし、カメラ傾角を軽減する工夫を加え

て実験を重ねた。18, 26, 41 cm の3種の長さのカウンター・バランスを用いた実験の結果が第3-5図であり、検討の結果この中から26 cmのカウンター・バランスをカメラ容器上端に取り付けることとした(第1部, 第1-1図参照)。

さて、この第3-5図においてカメラ傾角が $2^{\circ}$ に達している18 cmのカウンター・バランスの場合、点は約3 cm/sを始点として直線的に分布していると見てよいだろう。従って小さい傾角 $2^{\circ}$ 以内であれば、26 cmの場合にも5 cm/sを始点とする直線関係を仮定できると考え、実験値の分布を直線的に傾角 $2^{\circ}$ まで延長した(第3-5図)。そして、この直線関係を基にして、カメラ傾角から流速を推定し、解析をした。

この直線性の仮定は完璧ではない。第3-5図において0 cm/sを始点として近似すれば18 cmの場合2次曲線であり、26 cmの場合も同様の傾向であるから、カメラ傾角に対しては流速70 cm/sではなく、少し小さい流速が対応する可能性はある。いずれにしても、50 cm/s程度の流速があっ

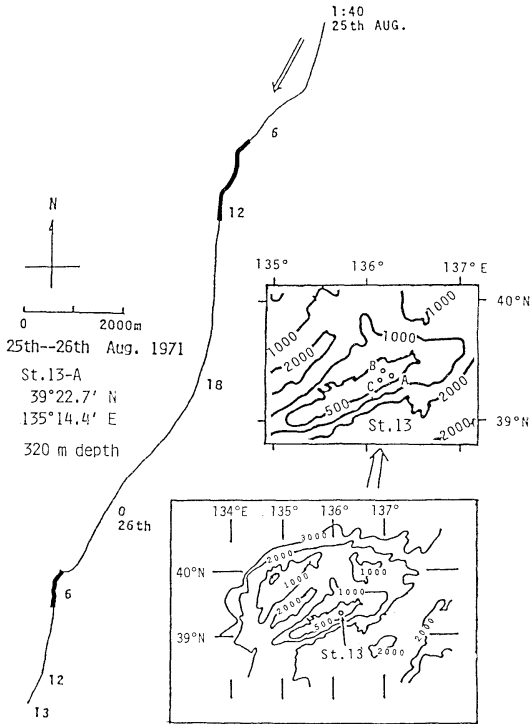


Fig. 3-4. Observation site and progressive vector diagram obtained from the data in Fig. 3-3. Heavy segments from standard processing, and fine segments from the tilt of the camera.

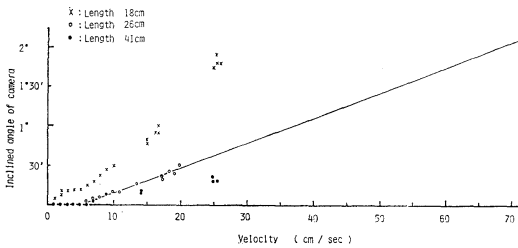


Fig. 3-5. Relationship between the current velocities and tilt of the camera for various counter-balancer with a straight line linearly extrapolated from the data by a counter-balancer 26 cm long.

たのは事実と考える。

具体的な例として、球の写っている弱流の場合とカメラが傾いている強流の場合を各々示す。先に第3-2図に示したのは球が写っている場合で、Y字形の交点は2°円の中にあり、球像群は左下に

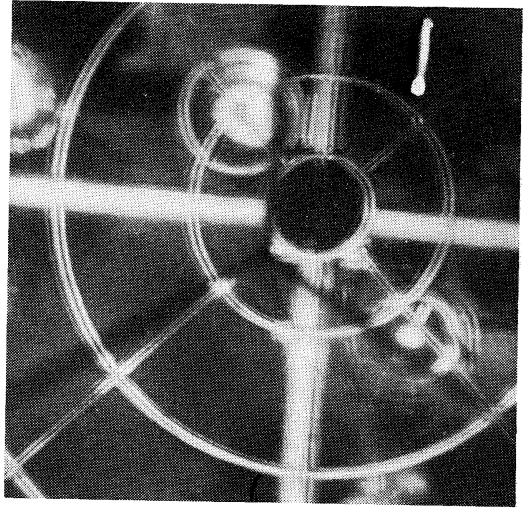


Fig. 3-6. A photographic record obtained for an intense flow at 01:30, August 25. The cross-point of the Y-shadow is located out of 2°-circle, because the camera is inclined by the flow. The deflection of the cross-point (about 1°31') from its original point in 2°-circle (about 1°) corresponds to about 53 cm/s as estimated from Fig. 3-5. All the images are not sharp because of the camera vibration.

見える。このような弱流の時にはカメラが安定しているので、同心円をはじめ全体に鮮明な写真である。これに対し、第3-6図に流速 53 cm/s (195°方向)と推定される場合(25日 01:30)の記録を示す。第3-2図に比較して強流によりカメラが傾き、Y字交点が2°円から少し外れているのがわかる。第3-2図のY字交点の位置(約1°)を原点とすると、約1°31'の偏角を生じている。この角度は、第3-5図において、約53 cm/sの推定流速に対応するわけである。この写真は「手振れ写真」になっていて、たとえば同心円の針金が太く写っている。これは強い流れによるカメラの振動を示していると考えられる。なお、第3-6図に見られるようなY字交点の偏りは、その後に見られる弱流時、たとえば25日の11:00(第3-3図の上に横線あり)の頃には、元の1°の位置に戻っていたことから、第3-6図のようなカメラの偏角が他の原因(たとえば3脚棒全体の傾きの変化など)によるものではない事は明らかである。



3. 考察

観測結果の考察に入る前に、日本海の海洋構造に関する知見を少しまとめておくと、日本海は縁海としては水深の大きいのが特色であり、その最深部は大和堆北の大和海盆にあって 3,700 m に達する程であるのに対し、出入口の海峡の水深はたかだか 200 m 以浅である。従って表層水は深さ 200~300 m に限られ、中層以深は日本海固有水と呼ばれる海水が占めている。この固有水は冬季シベリア沿岸において冷却や蒸発により、沈降した海水が深層全体に拡がってできた水塊と考えられていて、水温 0.2~0.5°C、塩分 34.07‰ で相当均質な水塊と言われており、年間を通してほとんど変化がみられない。それで表層暖水の 8~17°C、34.2‰ に比べて差が大きく、表層水と固有水の間はかなりの成層をしている。この鉛直方向の水質差の他、表層水が暖流域と寒流域に分かれていてその間に極前線 (100 m 層の水温 5°C、比容 270 cl/t ではほぼ表現できる) があることはすでに述べたが、暖流域の海況にとっては対馬暖流が重要な変動要因である。対馬暖流の流路に関する仮説には 3 分枝説と蛇行説があって、まだ確定していないが、夏季には 3 分枝流がより明確に認められるとの意見 (長沼, 1977) もある。日本海の特に南部はこの様に特徴ある海洋構造である事を念頭において、観測結果を考えたい。

前章において日本海中央の中層に強い流れが見出されたこと、およびその時間変動に慣性周期に近い周期が認められた事を報告したが、それらについて他の観測資料を参考にして考察をすすめる。

i) 最初に大和堆上の強い流れに関して; 日本海中央において浅い堆上とはいえ、中間層にあたる約 300 m 層に見られた約 50 cm/s 越す流速は、これまでの知見に比べて確かに信じ難い大きい値で

あろう。暖流の流軸付近の表層では最大 100 cm/s が直接観測されているし、また力学計算によって得られた流速は、G.E.K. に比べ一般に小さく出るとはいえ、両者はほぼ一致した値を示す。暖流の中では、海面で 50 cm/s 前後の流速を示すことは少なくないが、深さを増すと共に流れは弱くなり、200~300 m 層では非常に小さいのが普通である。森安 (1972) は大和堆のすぐ南の U 測点 (39° 11'N, 135° 42'E, 1,500 m 水深, 第 3-7 図参照) を暖流流軸近くにとり、船を碇置して、表層 10~200 m まで 5 層の直接測流を約 1 日間実施し、第 3-1 表の結果を得た。この最大流速は、平均流に

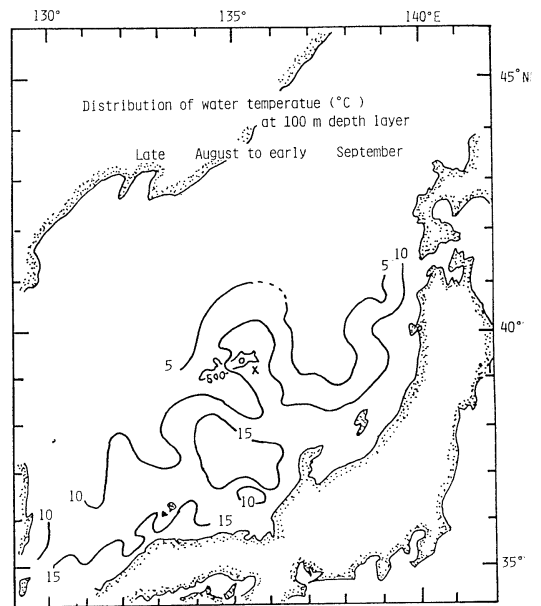


Fig. 3-7. Temperature at a depth of 100 m in late August to early September 1971 (from NAKAO *et al.*, 1973).  
 O: Stn. 13, site of the bottom current measurement.  
 X: Position of the direct current measurement by R/S Ryofu-maru, 1969 (Table 3-1, MORIYASU, 1972).

Table 3-1. Mean and maximum velocities near the Tsushima warm current axis at Stn. U (39°11'N, 135°42'E, 1,500 m depth) in an area south of the Yamato-Tai Rise (from MORIYASU, 1972).

layer (m)	10	30	50	100	200
mean velocity (cm/s)	78	71	57	35	4
max. velocity (cm/s)	100	90	80	52	20

潮汐周期と慣性周期等の短周期変動が加わったものである。流軸付近のこの例をとっても 200 m 層ではすでに最大で 20 cm/s であるから、300 m 層では更に弱いと考えられるため、この流軸が大和堆上を通過したとしても 50 cm/s を越す様な流れが堆上に生じる可能性は小さいと考えるのが普通かも知れない。しかし、これまで未知だった結果であるので、他の面から検討したい。

今回の観測航海の協同研究者であった中尾ら (1973) によると、当時、極前線は大和堆以北にあって大和堆北部で大きく蛇行し、南下していた。そして大和堆はほぼ暖水域の中にあり、第 3-7 図の様に同堆上に時計回りの大きい渦が形成されていた。今回の観測は、このような海洋環境の中で行なわれたことが判る。この蛇行パターンが東進する可能性と、第 3-7 図が 8 月下旬～9 月上旬の平均的な状態を示すものである事を考慮すれば、この期間の初期に Stn 13 付近において、少なくとも表層の流れが南流していた可能性は大きいと言えよう。

また第 3-8 図に、協同研究者の中田らのローター型流速計によって得られた同期間内の Stn 13-A, B, C 3 測点の大和堆上 100 m 層 (深度は約 220m) における測流値を基にして画いた進行ベクトル図を示す (中田ら, 1973)。第 3-8 図には、こ

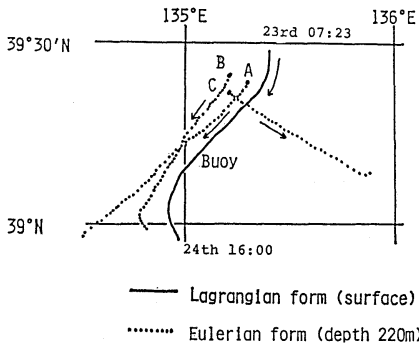


Fig. 3-8. Progressive vector diagrams by a rotor-type current meter at about 220 m depth (100 m above the bottom) at Stn. 13-A, B and C (dotted line), together with the trajectory of a surface drifting buoy near Stn. 13, from 07:23, Aug. 23 to 16:00, Aug. 24, 1971 (heavy line) (from NAKATA *et al.*, 1973). Both are similar to each other except for Stn. 13-C.

他に坂本ら (1973) が同時に Stn 13 の近傍において実施した海面漂流ブイ (長さ 150 m のサーミスター・ケーブルを 1 本、海中に吊す) の流跡が実線で示してある。第 3-8 図と第 3-4 図を比較すると、観測期間の長さには少し差があるのに海面、220 m 層および 320 m 層の流況が非常によい類似性を示している——C 点の様な例外はあるが。各深度における流れのこの様な相似から、大和堆直上に見られた底層流は表層の流れと深い関係にあると考えられる。

なお、A, B 点から僅か 3 海里にある C 点に見られる様な例外は別の問題であるが、海底地形に伴なう流況の複雑さの一面を示しているように思われる。

また別の資料として、大和堆の強い底層流に関連がありそうな水温の記録がある。第 3-9 図は Stn 13 のすぐ東側の南北方向の鉛直断面における BT 水温の分布図である (中尾ら, 1973)。この BT 観測は底層流の測流開始 1 日前の 8 月 22 日に

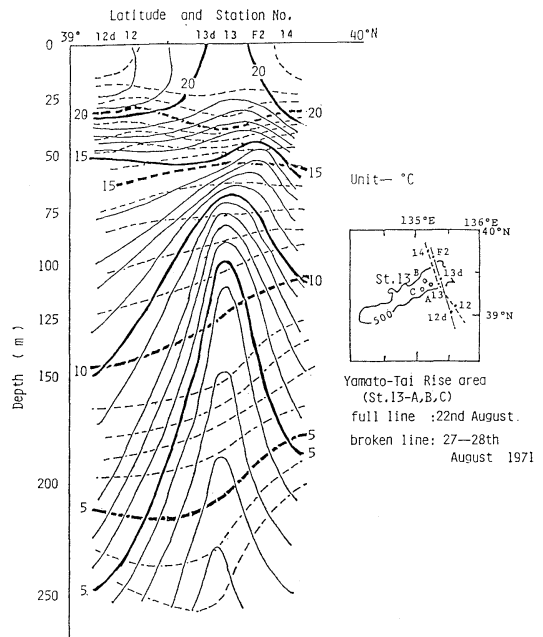


Fig. 3-9. Temperatures along a vertical section across the Yamato-Tai Rise (from NAKAO *et al.*, 1973). Heavy line: August 22, 1971. Broken line: August 27-28, 1971.

第1回目(実線)を、測流終了後の8月28日に第2回目(破線)を行なったものである。この図で顕著な点は、22日に大和堆の頂上付近に水温の極小を持つ非常に大きい凸形の等温線が見られることである。等温線は狭い範囲で100 m 以上も上昇しており、その影響は海面にまで達している。そして数日後の28日(破線)には一変して等温線の勾配は小さくなり、比較的安定した状態になっている。28日の時点は、Stn 13における測流が終了した後であるから明確には云えないが、第3-3図の底層流の記録において25日2時頃の流速のピーク(A)、25日20時頃のピーク(B)、26日12時頃のピーク(C)を比べれば次第に流速が小さくなっている傾向に見えるところから、この傾向を延長し類推すれば28日の頃には底層流が弱くなっていたと考えられる。これはたとえば暖流パターンの移動を考えれば十分あり得ることである。そして第3-9図の28日(破線)の状態になるだろう事も理解できる。22日の様な極端に不安定に見える状態が何日か持続

した事を示す例として、ごく近傍の別のBT観測がある(第3-10図)。これは8月23日07:24にStn  $\Delta$  0-3 (39°28.5'N, 135°19.3'E)において得られたものであって(KUROKI, 1972), 150 m より深い層まで水温勾配が見られ 150 m-4.2°C, 200 m-2.1°C, 242 m-0.6°Cである。この値が22日の凸形等温線の水温分布に近いという事は、このパターンの持続性を示していると考える。

これらの事から、第3-9図は少なくとも22日前後には大和堆付近に低温水の湧昇が強かった事を示しているのではなからうか。そしてその事はその直後に大和堆上で観測された強い底層流を支持するものではないかと考える。

ii) 次に第2の結果、慣性周期に近い流速の変動について；観測が短かいのでこれ1つでは慣性周期であると断定するのは無理だが、協同測流グループの中田らの Stn 13-B に係留されたローター型流速計に付置された水温センサーのうち、堆直上1 m の連続記録にやはり慣性周期に近い変動が見出された(第3-11図, 中田ら, 1973)。従って、流速の変動も慣性周期のそれであることがうかがわれる。因みに Stn 13-A の底層流速計のセンサー(球)は堆上0.6 m の高さである。しかし、第3-11図においてその上方の水温計の記録にはその様な変動が見られない。深さの差にして僅か 30 m しかないのに底層と異なるという事実は興味深いこ

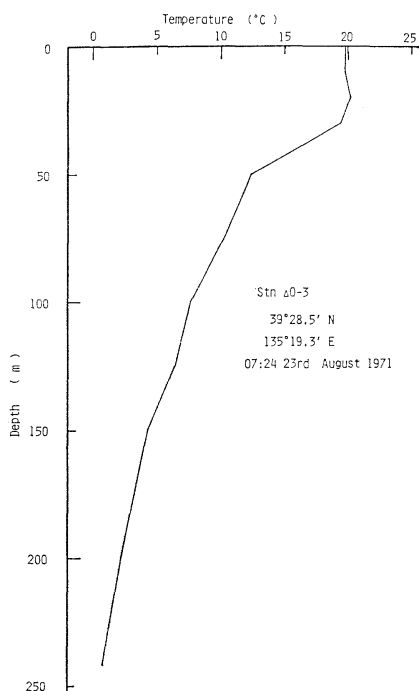


Fig. 3-10. A bathythermograph record at Stn.  $\Delta$ 0-3 (39°28.5'N, 135°19.3'E) near Stn. 13, 07:24, Aug. 23, 1971 (from KH-71-4 Cruise report).

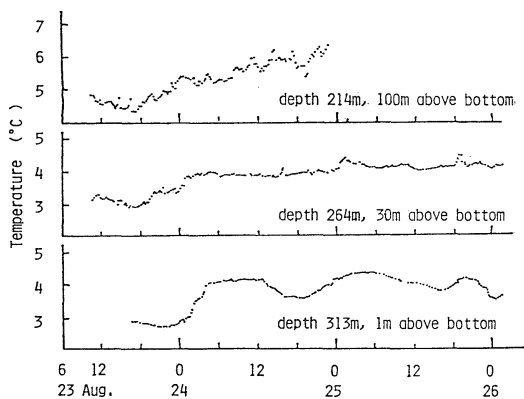


Fig. 3-11. Time series of water temperatures obtained at 3 layers at Stn. 13-B by a rotor-type current meter with temperature sensor (from NAKATA *et al.*, 1973).

とである。

また MORIYASU (1972) によると、先述の U 測点における観測から、流速の変動は半日周期より 1 日周期が大きく、その最大値は 50 m 層の東西成分で約 20 cm/s であり、そして慣性周期の変動は 1 日周期の変動と同程度の大きさであった。また各層水温の変動には、約 100 m の温度躍層より浅層の 16~11°C に半日周期が、躍層の下に当る 7~2°C には慣性周期が見られた。

例は少ないが、この様に躍層の下では慣性周期が現われるようであるから、今回の 320 m 層の流速、水温の変動は慣性周期と見てよいであろう。

iii) さて大和堆上の流れの存在を支持すると思われる第 3-9 図の凸形の等温線の上昇の様子は大和堆を横切る方向(南北)で得られているだけであって、大和堆に沿った方向においてどのような状態であるかはわかっていない。今わかっている事は、第 3-4 図と第 3-8 図から推定して BT 測線に対し 30~45° の角度で北東から大和堆に流れがあるという事実だけである。そして、この等温線の上昇が大和堆に沿って細長く続く現象なのか、または流れと大和堆の相互作用に伴う円形に近い渦であるのかについては判定し難い。ただ、この現象に関する解釈として、流れと関連する 2 つの可能性があるように思われる。

解釈の一つは、成層した流れが海底の凸部を越流する時に起きる湧昇が等温線を持ち上げたす

る考え方である。この線には例えば LONG (1955) の 2 層流の実験があるし、また気象学にも報告がある。この場合、深度 300 m より下層まで、かなりの流れの存在することが必要であろう。先に述べた MORIYASU (1972) は測流の他にも観測していて、その水温断面図(第 3-12-a 図)では暖水域の端の等温線の勾配が 200~300 m 層にかけてほぼ同じ様に見えるし、また 300 db を基準にした地衝流 ( $U_g$ ) と G.E.K. の表層流速 ( $U_s$ ) の比較(第 3-12-b 図)において、 $U_g < U_s$  の傾向がうかがえるが、それは 300 db 層には流れがあるのに無流面と仮定した事から  $U_g$  が小さく出たのではないかとの推測もできる。つまり、この場合にも 300 m 層に 200 m 層程度の流速は十分期待できるのではなからうか。

また、ICHIYE (1983) の  $\Delta_{ST}$  の断面図(第 3-13-b 図)において、暖水域の端の等  $\Delta_{ST}$  線の勾配は 200~300 m 層において同じ程度と見られる例もある。これらは 300 m 層にも流れのあることを期待させるものである。

間接的なデータのみではあるが、300 m 層に流れがあり、それが山越えをするならば、ある程度の強い流れと等温線の上昇をもたらすだろうと考える。その 1 つの例として今回の結果をとらえれば、南西流する流れの大和堆越えに起因する湧昇の可能性は十分あると思われる。

もう 1 つの解釈として、流れが海底地形の作用

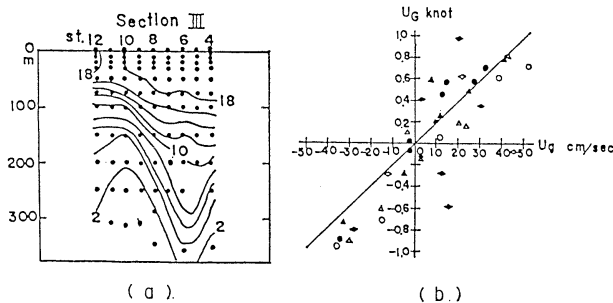


Fig. 3-12. (a) Temperature distribution ( $^{\circ}\text{C}$ ) at the vertical section in Section III.

(b) Comparison of the NE-component calculated from the geostrophic balance with that measured by G.E.K.  $U_g$ : Surface geostrophic current referred to 300 db surface.  $U_g$ : Surface current from G.E.K. Different marks refer to different observational sections; for example,  $\diamond$  from Section III (from MORIYASU, 1972).

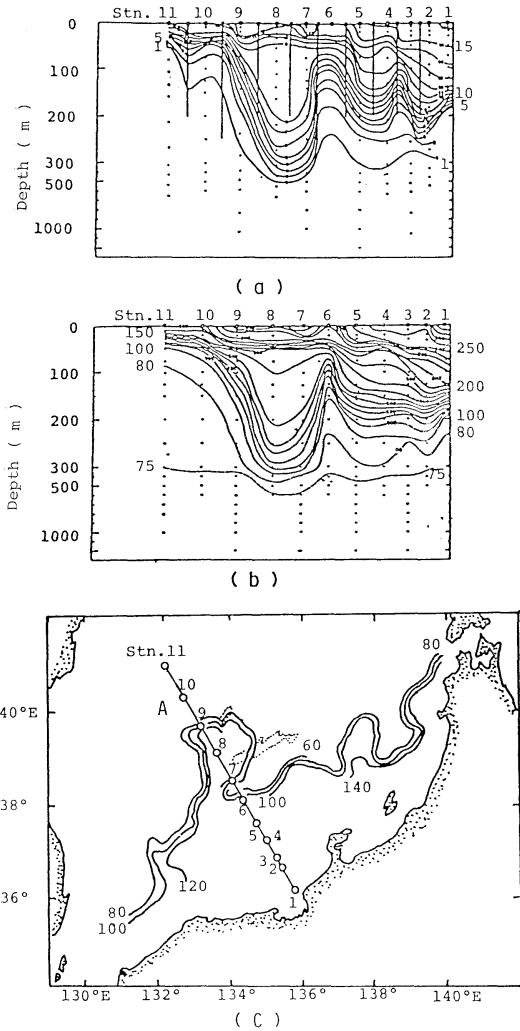


Fig. 3-13. (a) Temperature distribution ( $^{\circ}\text{C}$ ) along a vertical section A in (c). Vertical lines in (a) indicate bathythermograph casts. (b) Thermocline anomaly (cl/t) along a vertical section A. (c) Position of A and depth contours of  $10^{\circ}\text{C}$  isotherm (m) determined from BT measurement (from ICHIYE, 1983).

を受けることによって渦が形成され、冷水の湧昇をひきおこす回転系での現象としての考え方があ

る。  
第3-14図は、大西洋アゾレス諸島の北を流れる湾流が Altair 海山 (火山,  $44^{\circ}33'\text{N}$ ,  $34^{\circ}0'\text{W}$ , 水深 973 m) の上に作った反時計回りの渦による

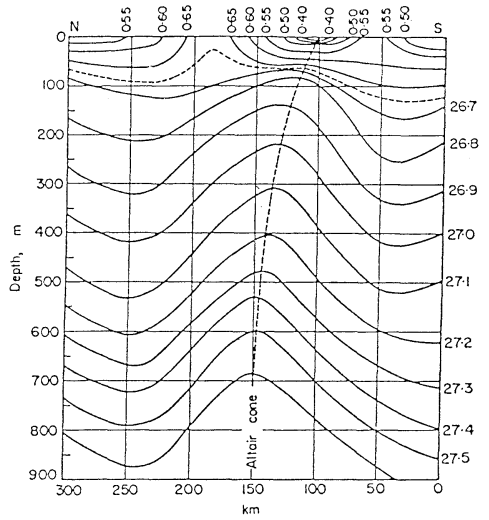


Fig. 3-14. Meridional distribution of density through a cyclonic vortex above the Altair submarine volcano in the Atlantic Ocean (from DEFANT, 1961).

冷水湧昇の例である (DEFANT, 1961)。この時の流速は 200 m 層で約 20 cm/s, 800 m 層で約 6 cm/s であった。そして流れを背にして、湧昇の中心が浅くなるに従って右(南)にずれているが、今回の観測 (第3-9図) においても同様の現象がみられた。すなわち 22日の等温線のピーク的位置が 250 m から 50 m 層まで浅くなるに従って北へ偏っている事を指摘しておく。また Altair 海山の上の冷水域の流れの変動に、半日周期と共に慣性周期 (17時間) が各深度で大きかったとの記述があり、今回の観測と比べて興味深いことである。従って流れの中に突起があるような場合、同様な現象が見られるようである。

この他にも同様の観測がいくつかあり、深沢 (1979) も東シナ海の黒潮近傍にある海山付近における海洋の微細構造の測定から、海山の効果による湧昇の可能性を示唆している。

HOGG (1973) は、回転系において鉛直方向にシアをもつおそい流れと、海底の小さい円柱とが作る Taylor コラムについて理論的に研究している。そしてその上方への影響が、成層係数  $S$ , 地形係数  $\beta$ , 流れのシア  $u_0'(z)$  に依存すること、そして成層が余り強くない場合 ( $S \approx 1$ ) には Tay-

lor コラムが円錐形になることを示した。そして海洋では大体に  $S \approx 1$  であるので海洋の観測例をあげており、その中で Altair 海山の例について密度場は逆に時計回りの渦に一致するものだと述べているが、また流れを背にした時渦の軸が浅くなると共に右にずれる傾向は彼の実験に一致する等とのべている。また HUPPERT and BRYAN (1976) は、回転系で成層した流れが加速しつつ海山の上を通過する場合について、主として数値実験により調べ、時計回りの渦度をもつ冷水域が流れを背にして海山の左側斜面に残り、反時計回りの暖水域は流れ去ることを示した。流れが弱い時には冷・暖の両水域が共に海山の付近に留まる。内部 Froud 数の逆数に相当する  $Nh_m/U_0$  が 1 より大きい時に冷水域が海山に残り、 $Nh_m/U_0 \gg 1$  では、流れは山を越えずに周囲を回って流れるのみとなる。ここで  $N$  はバイサラ振動数、 $h_m$  は海山の高さ、 $U_0$  は上流側の流速である。

これらは渦度をもつ水柱が海底地形の変化により長さが変わって渦度を再分配するという発想であるためか、Altair 海山とは逆に時計回りの渦が冷水域に対応している。

今回の観測を上記の回転系における渦との関連で調べると、大和堆では 200~300 m 層において  $4\rho \approx 0.0003$ 、堆の高さ  $h_m \approx 1,500$  m とすると、流速  $U_0 \approx 50$  cm/s であれば  $Nh_m/U_0 \approx 10$  であるから冷水域の残る領域となり得る。また大和堆の成層係数  $S$  は堆の幅  $L \approx 50$  km、 $f = 9 \times 10^{-5}$ /s では  $S \approx 2.8$  となり 1 のオーダーである。Taylor コラムは少し変形しても残れるのではないか。地形係数  $\beta$  は水深 1,500 m、堆の高さ 1,200 m、 $U_0$ 、 $L$  は上記とすると、 $\beta \approx 10$  となってコラムは海面近くにまで達するようである。

以上の様に今回の場合、大和堆の効果により、冷水域が堆頂上付近に作られた可能性があるように思われる。上記では、実測に従って、流速  $U_0$  に対し堆上での流速を仮りに与えているので 50 cm/s と大きくしているが、Altair 海山の例では水深 973 m の山頂に対し、深度 800 m の流速が 6 cm/s 程度で、冷水域が発達している事から類推すれば、堆の上方ではより小さい流速でも冷水域の形成に

十分なのかも知れないとも思える。

以上、同時観測の資料等を参考にして、大和堆上の底層流の測定結果について考えて来た。水深 320 m の堆上において 70 cm/s という流速は、第 2 章でのべたように少し割引くとしても、少なくとも 50 cm/s 程度の流れがあった事はいくつかの資料に支えられて、ほぼ確実に考える。流れの方向は表層における流れの方向にほぼ一致しており、バロトロピック的であった。そして大和堆がその流れに与える影響の結果として生ずる等温線上昇の機構については、現象の規模や現象の中に見える細かい点から推定すると、回転系における湧昇の可能性が強いように思える。

#### 4. ま と め

日本海の中央に位置する大和堆の頂上付近、水深 320 m において底層流の連続観測を実施した。約 3 日間の観測であったが、測器の故障のため後半 35 時間のみ記録を得た。しかし予測を上まわる大きい流速があったため、記録の大部分が測器の測流限界を越していたが、別の方法によって「推定流速」を求めることができた。

測流結果の一つは、推定流速がこの深度において 50 cm/s 程度にも達したことであり、これはおどろくべき事であった。そして当初に予想した無流または 1 cm/s 以下の弱流は、この観測では見られなかった。この底層流は大和堆を横切るように北東から南西へ流れており、同時観測された近傍の測点における深度 200 m 層の流れ、および海面の漂流ブイの流跡も同様の流向を示した。また、測点近傍の大和堆を横断する断面における水温の鉛直分布に、100 m を越す等温線の上昇が認められた事からも、堆上の底層流が表層の流れに関係のある流れと推定された。そして、この等温線の上昇は堆が流れに及ぼす影響によると考えられるが、その機構は回転系における成層流の山越えによって生ずる回転性の湧昇の可能性が大きいと考えられる。この湧昇の中心軸が、浅くなるに従い下流に向かって右に偏る傾向は回転系の Taylor コラム(時計回り)に見られるが、同様の偏りが大和堆の等温線の上昇にもうかがわれた。

観測された底層流に慣性周期の変動が見られたが、同様の変動が同じ水深の水温の変動にもうかがわれた。これまでの観測においても冷水域や温度躍層の下では慣性周期が大きかったとの報告があり、興味深い事である。

この観測は日本海中部海域における協同研究の一環として「水産資源と大和堆における流動との関連性に関する研究」を目的として実施されたものである。

#### 参考文献

- 赤松英雄, 小長俊二 (1979): 日本海の前線付近における海洋観測. 海と空, **55**, 41-52.
- DEFANT, A. (1691): *Physical Oceanography*. Vol. 1, Pergamon. 449-473.
- EARLE, M.D. (1975): Current measurements in the eastern central North Pacific Ocean. *Deep-Sea Res.*, **22**, 875-881.
- EDMOND, J.M., Y. CHUNG and J.G. SCLATER (1971): Pacific bottom water. Penetration east around Hawaii. *Journ. Geophys. Res.*, **76**, 8089-8097.
- 深沢理郎 (1979): 海山付近の海況. 海洋科学, **11**(3), 214-225.
- HAYES, S.P. (1979): Benthic current observations at DOMES Sites A, B and C in the tropical north Pacific Ocean. *Marine Geology and Oceanography of the Pacific Manganese Nodule Province* (ed. J.L. BISCHOFF and D.Z. PIPER), Plenum Press, New York.
- HOGG, N.G. (1973): On the stratified Taylor column. *J. Fluid Mech.*, **58**, 517-537.
- HUPPERT, H.E. and K. BRYAN (1976): Topographically generated eddies. *Deep-Sea Res.*, **23**, 655-679.
- ICHIYE, T. (1983): Two examples of meander of the Tsushima Current. *La mer*, **21**, 75-83.
- IMAWAKI, S. (1981): Vertical structure and horizontal scales of the mesoscale baroclinic variability in the western North Pacific. *La mer*, **19**, 85-92.
- IMAWAKI, S. and K. TAKANO (1982): Low-frequency eddy kinetic energy spectrum in the deep western north Pacific Ocean. *Science*, **216**, 1407-1408.
- IMAWAKI, S., K. TAIRA and T. TERAMOTO (1984): Mesoscale current fluctuation observed in the deep western North Pacific. *Journ. Oceanog. Soc. Japan*, **40**, 39-45.
- 石野 誠・大塚一志 (1973): 伊豆近海における黒潮分枝流の動態, 1972年夏の観測および同時期発生 of 沿岸急潮を中心として. 水産海洋研究会報, **22**, 112-118.
- 岩田静夫 (1973): 相模湾の海洋調査報告 (1), 大島周辺海域における水系分布とその特徴. 水産海洋研究会報, **22**, 81-96.
- 岩田静夫 (1976): 相模湾をモデルとした海洋調査の考え方, 相模湾における海況の短期変動現象例. 水産海洋研究会報, **29**, 86-90.
- 岩田静夫 (1978): 相模湾の海洋学. 水産海洋研究会報, **32**, 82-89.
- 岩田静夫 (1979): 相模湾の海況について, 鉛直構造の季節変化と水系. 水産海洋研究会報, **34**, 134-137.
- JOHNSON, D. A. (1972): Eastward-flowing bottom currents along the Clipperton Fracture Zone. *Deep-Sea Res.*, **19**, 253-257.
- 神奈川県水産試験場: 漁海況速報.
- 神奈川県水産試験場: (各年度) 漁況海況予報事業結果報告書.
- 川田健次・岩田憲幸 (1957): 相模湾の海潮流について. 水路要報, **53**, 44-47.
- KENYON, K.E. (1978): Indirect evidence of deep flow east of a North Pacific seamount. *Journ. Oceanog. Soc. Japan*, **34**, 288-294.
- KENYON, K.E. (1983): Section along 35°N in the Pacific. *Deep-Sea Res.*, **30**, 349-369.
- 木村喜之助 (1939): 相模湾の海況とぶり漁況. 水産試験場報告, **10**, 38-230.
- 小長俊二・西山勝暢・小泉宗三郎・渡辺 明 (1978): 伊東における流速の変動について (1). 海と空, **53**(4), 125-138.
- KONAGA, S., K. NISHIYAMA and A. WATANABE (1979): Short-term fluctuations of current velocities near Oshima Island, Izu District, Japan. *Oceanogr. Mag.*, **30**(1, 2), 15-29.
- KUROKI, T. (1972): Preliminary Report of the Hakuho Maru Cruise KH-71-4 (Yamato-Tai Cruise).
- LONG, R.R. (1955): Some aspect of the flow of stratified fluid. (3) Continuous density gradients. *Tellus*, **7**, 341-357.
- MANTYLA, A.W. (1975): On the potential temperature in the abyssal Pacific Ocean. *Journ. Marine Res.*, **33**, 341-354.
- MANTYLA, A. W. and J. L. REID (1983): Abyssal characteristics of the world ocean water. *Deep-Sea Res.*, **30**, 805-833.
- 松山優治・岩田静夫 (1977): 相模湾の急潮について, (1) 1975年に起った急潮. 水産海洋研究会報, **30**, 1-7.
- 松山優治・岩田静夫・細田昌弘 (1980): 相模湾における流れの観測. 沿岸海洋研究ノート, **18**(1), 9-17.
- 宮沢公雄・松山優治・岩田静夫・小原基文 (1980): 黒潮の流軸移動が相模湾周辺域の海況に及ぼす影響. 水産海洋研究会報, **37**, 1-6.
- MORIYASU, S. (1972): On short-term fluctuations of the Tsushima Current to the northwest of the Noto Peninsula in October 1969. *Oceanogr. Mag.*,

- 24(1), 1-23.
- 森安茂雄 (1972): 日本海の海洋物理. 海洋科学, **4**(3), 171-177.
- 長沼光亮 (1977): 日本海の海況変動. 海洋科学, **9**(2), 137-141.
- 中尾 徹・宇田道隆・工藤盛徳・岸 昭 (1973): 大和堆近傍の海況について, 特に1971年夏季の成果を中心に. 水産海洋研究会報, **22**, 135-138.
- 中田喜三郎・石川公敏・鬼塚正光 (1973): 大和堆付近の海況について. 水産海洋研究会報, **22**, 127-131.
- NAN-NITI, T., H. AKAMATSU and T. YASUOKA (1966): A deep current measurement in the Japan Sea. *Oceanogr. Mag.*, **18**(1), 63-71.
- 岡崎守良 (1973): 大和堆頂上付近における底層流速の測定. 水産海洋研究会報, **22**, 131-135.
- 岡崎守良 (1974): 相模灘の底層流について. 水産海洋研究会報, **25**, 31-33.
- 大塚一志 (1972): 日平均水面の変動からみた相模灘への黒潮分枝流の流入について. 水産海洋研究会報, **20**, 1-12.
- 坂本 亘・黒木敏郎・稲垣 正 (1973): 水温変動と魚の行動を相関させる試み. 水産海洋研究会報, **22**, 125-127.
- SASAKI, T., S. WATANABE and G. OSHIBA (1965): New current meters for great depth. *Deep-Sea Res.*, **12**, 815-824.
- SASAKI, T. (1969): On the near sea-floor current meter. *Oceanology Intern. '69 Conf.*, Brighton, England.
- SCHMITZ, Jr., W.J., P.P. NILER, R.L. BERNSTEIN and W.R. HOLLAND (1982): Recent long-term moored instrument observations in the western North Pacific. *Journ. Geophys. Res.*, **87**, 9425-9440.
- 静岡県水産試験場 (1971): 相模湾における海流ビン放流結果. 1-25.
- STOMMEL, H. (1958): The abyssal circulation. *Deep-Sea Res.*, **5**, 80-82.
- 須藤英雄 (1982): 海洋環境. 放射性固体廃棄物の海洋処分に伴う海産生物等に関する調査報告書, 昭和52-55年度. 水産庁東海区水産研究所, 174 pp.
- 水路部: 海洋速報.
- TAFT, B. A., S. R. RAMP, J. G. DWORSKI and G. HOLLOWAY (1981): Measurements of deep currents in the central North Pacific. *Journ. Geophys. Res.*, **86**, 1955-1968.
- TAIRA, K., T. TERAMOTO, N. SHIKAMA and K. TAKEUCHI (1978): Current measurements with surface and subsurface drifters. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, **34**, 73-77.
- TAKANO, K. (1974): A current measurement by moored Savonius meters. *Journ. Oceanog. Soc. Japan*, **30**, 91-95.
- 東京都水産試験場大島分場: 漁海況速報.
- 宇田道隆 (1937): ぶり漁期における相模湾の海況及び気象と漁況との関係. 水産試験場報告, **8**, 1-50.
- 渡辺精一・佐々木忠義・岡崎守良 (1970): 深海底層流測定の新しい試み. うみ, **8**, 41-49.
- 柳川三郎・柏 俊行・井上 清 (1978): 大和堆漁場の形成機構に関する研究 I. 海洋構造. うみ, **16**, 23-35.
- 吉田昭三 (1960): 黒潮短周期変動調査報告. 水路要報, **65**, 1-18.
- 吉田昭三 (1965): 相模湾北部の海洋観測で得られた2, 3の知見. 水産海洋研究会報, **6**, 101-104.



## 犬吠崎沖の黒潮前線域の流動について\*

石野 誠\*\*・大塚 一志\*\*

### Water movement near the Kuroshio Front off Cape Inubo-zaki\*

Makoto ISHINO\*\* and Kazuyuki OTSUKA\*\*

**Abstract:** A direct measurement of horizontal water movement was carried out by use of four drifting radar buoys equipped with a rectangular drogue at a depth of 10 m and a Digital Thermo Recorder at a depth of 20 m near the Kuroshio Front east of Cape Inubo-zaki in July 1981. The buoys were deployed half mile apart in square across the current-rip. The trajectory of each buoy was determined with emphasis on the divergence (or convergence) of the surface water which was calculated in terms of the subsequent deformation of the tetragon shaped by the four buoys. The results are summarized as follows. (1) Both current speed and axis of the Kuroshio were variable with time. The current speed ranged from 1.4 to 3.0 knots during the first observation period on July 18 and from 1.2 to 2.0 knots during the second one on July 19. (2) The area of the tetragon was highly correlated with the width of the buoy cluster (distance between the most distant two buoys). The correlation coefficient was 0.691 and 0.878 for the first and second observation periods, respectively. (3) The horizontal divergence calculated from  $(DS/Dt)/S_0$  ( $S_0$ , initial area;  $S$ , subsequent area;  $t$ , time) was mostly of the order of  $10^{-4}\text{s}^{-1}$  to  $10^{-5}\text{s}^{-1}$ , whereas the strong divergence of the order of  $10^{-3}\text{s}^{-1}$  occurred twice at the first observation period. (4) The horizontal thermal gradient at a depth of 20 m, irregularly variable with time, seemed not to be associated with the horizontal divergence of surface layer water.

#### 1. 緒言

潮境付近の複雑な海水の運動が、いろいろのかたちで、魚類その他の海洋生物の生活に大きな影響を及ぼしていることは、既に多くの研究者が指摘してきている。HELA (1965) はそれらの知見を整理して、海水の運動は、(1) 潮境における表層水の収束運動を通じて、(2) 表層水の発散と関連する湧昇現象を通じて、(3) (魚類などが)受動的に輸送される過程において、(4) 生物の回遊・移動と関連して、(5) 濃密な集群が分散する過程に関連して、生物の生活に極めて重要な意義をもっ

ていると説明している。

このように、その重要性が指摘されているにもかかわらず、潮境域における流動の実測は比較的少ない。HELA (1965) が説明している魚の生活に関連した海水の運動には、かなり大きなスケールも含まれてはいるが、時間的には数時間から1日程度までのものが、また空間的には数 km から 10 km 程度までの現象が、重要な働きを持っているように考えられる。しかし、上に述べた程度のスケールの観測が少いのは、潮境域では現象の変動が大きくて、測定方法も確立されていないことに原因があるのであろう。

かつて筆者ら (ISHINO and OTSUKA, 1970) は、沿岸急潮の発生機構解明に関する研究のために、相模湾の沿岸前線付近で、浮漂ブイを追跡する方法を用いたことがある。また、川合ら (1969)

\* 1984年7月20日受理 Received July 20, 1984

\*\* 東京水産大学漁場環境学研究室,

〒108 東京都港区港南4-5-7

Laboratory of Fisheries Oceanography, Tokyo  
University of Fisheries, Konan 4-5-7, Minato-ku,  
Tokyo, 108 Japan

は日本南岸沖の黒潮流域で、数個のブイを同時に追跡し、海水の発散や収束現象を観測している。

そこで筆者らは、1981年7月17日～19日の間、水産海洋学的に極めて重要な海域の一つである犬吠崎沖の黒潮前線域の海水の運動を観察し、その水域での発散や収束量を見積ることを試みた。また同時に、海水の水平運動が、その場の水温構造やその変化と、どの程度関連するかについて観測を行った。

## 2. 調査と解析

調査は東京水産大学所属の研究練習船青鷹丸によって実施した。調査海域は予め諸種の海況情報を入力分析し、犬吠崎沖合黒潮前線域とした。

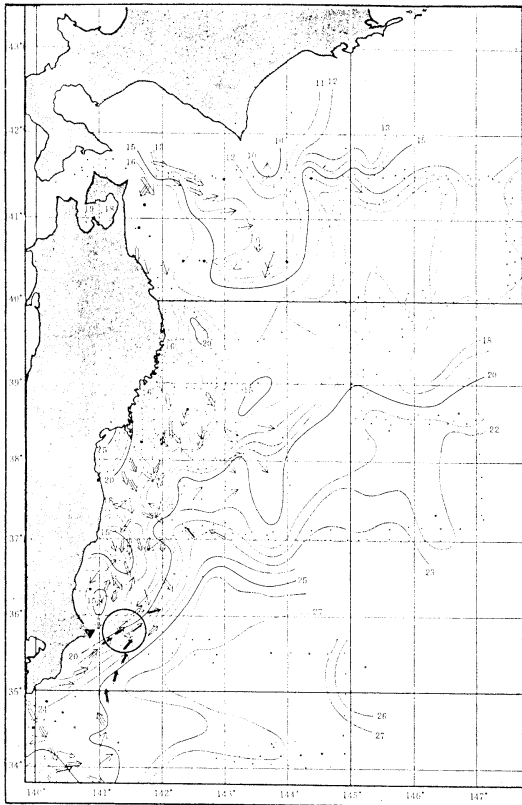


Fig. 1. Surface temperature and current in July 1981 (after Tohoku Regional Fisheries Research Laboratory). Circle shows the area where the present observations were carried out on 18 and 19 July 1981. Closed triangle shows the position of Cape Inubo-zaki.

1981年7月17日、本格的調査に先だって予定海域を航走し、温度場を観測して潮目の存在を確認し、第1図に白丸で示した水域を最終的に選定した。調査は7月18日および7月19日、早朝から日没までの間に行った。

調査方法：海水の運動を知る目的で、第2図に示すような、レーダーブイを4個同時に追跡し、原則的に30分毎に各ブイの位置を正確に測定し、海図上にそれを記入した。これらのブイを、潮目を挟んで四角形を形成するように、また、相互の距離が約0.5海里になるよう海面に投下した（実際にはかなりずれたが）。第2図に示したように、ドラッグの中心位置は海面下10mなので、レーダーブイの漂動（海水の運動）は10m層のものであると考えた。

漂流中のレーダーブイ群を追跡しながら、その漂流路沿いや流路を横切る方向に測線を設け、XBTやDBTを用いて付近海域の温度構造を詳しく調査した。また、第2図にみられるように、海面下20mの深さに装置したDTR（温度記録装

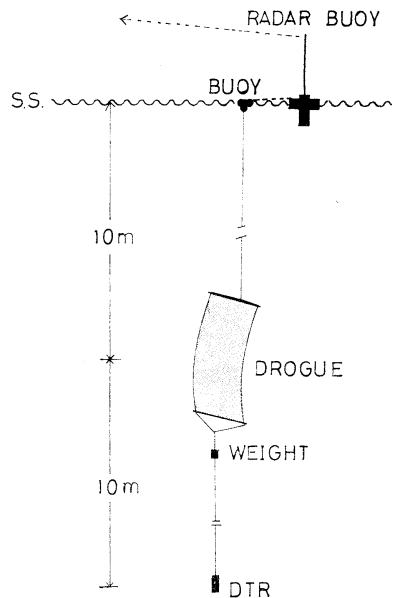


Fig. 2. Radar buoy system, which is composed by radar buoy, window shade drogue (centered at the depth of 10m), DTR (at a depth of 20m), several small buoys and weight, and the radar buoy is linked up with small buoys by warp.

置)で、漂流下の水温の連続測定を行った。

前後2日の調査とも、ブイ群の投入地点はほぼ同一で、北緯 35°55′, 東経 141°20′ 付近であり、両日共に風は微弱であり、ブイ追跡には最適な条件下にあったといえる。なお、調査中の黒潮前線の北側水域には、濃い海霧の発生が連続してみられた。

海図上に記入された各レーダーブイの位置の変化から 10 m 層の海水の運動を推察し、同時刻に測位された4個のブイによって囲まれた四角形の面積を求め、その面積の変化から、海水の発散や収束量を見積った。また、レーダーブイ群の動

きと温度場の構造変化との関係を知るために、ある時刻について描かれた四角形の中で最高温度と最低温度を読みとり、一方では、各四角形の重心位置でレーダーブイ群の移動軌跡の最大幅、最も外側を漂流する二つのブイの間の距離(以後、本稿中では“レーダーブイ群の広がり, width”と呼ぶ)を測定し、これを基にして水温傾度を求めた。それらの値は、第1表および第2表の中に載せてある。なお、四角形の作図は、相隣り合ったブイの位置を時計廻りに順次結び、後に面積計を用いてその面積を計算した。

Table 1. Drifting speed, area of quadrilateral, divergence (Q), width of track swept by a cluster of buoys, maximum and minimum temperatures, and temperature gradient within the quadrilateral. 18 July 1981 by R.V. Seiyō Maru.

Time	Area	Div.	Drifting speed of buoy					Width	Temperature		T. grad.
			A	B	C	E	mean		High	Low	
JST	km <sup>2</sup>	10 <sup>-4</sup> s <sup>-1</sup>	kt	kt	kt	kt	kt	mile	°C	°C	°C/M
			2.0	1.8	1.7	2.0	1.9				
1130	1.54							1.10	20.6	18.5	2.1
		1.3	2.8	2.8	2.4	3.0	2.8				
1200	1.89							1.05	20.9	18.6	2.2
		-0.3	1.6	1.6	1.4	1.4	1.5				
1230	1.80							0.95	21.7	18.0	3.9
		-0.5	1.6	1.8	1.8	1.8	1.8				
1300	1.63							1.00	21.4	19.9	1.5
		-0.3	2.4	2.2	2.2	2.2	2.2				
1330	1.54							0.85	22.1	18.3	4.5
		-0.9	1.8	2.8	1.8	1.8	2.1				
1400	1.29							0.65	21.5	19.0	3.8
		-2.2	2.6	2.0	2.8	2.8	2.6				
1430	0.77							0.65	20.8	17.5	5.1
		9.3	2.2	2.2	2.6	2.0	2.3				
1500	2.06							1.05	20.0	17.9	2.0
		-1.9	1.8	2.2	2.2	1.4	1.9				
1530	1.37							0.90	20.6	14.4	6.9
		0.0	1.4	1.4	1.4	1.4	1.4				
1600	1.37							0.90	21.0	14.3	7.4
		-3.1	1.6	2.2	2.0	3.0	2.2				
1630	0.60							0.70	20.5	15.0	7.9
		-0.8	2.4	1.6	1.4	1.4	1.7				
1700	0.51							0.80	19.4	14.6	6.0
		1.9	1.4	1.6	1.4	1.4	1.5				
1730	0.69							1.05	19.6	14.1	5.2
		8.7	2.0	1.7	1.5	2.5	1.9				
1815	2.32							1.50	19.1	13.4	3.8
		-0.2	2.1	2.1	2.1	2.1	2.1				
1840	2.23							2.00	19.1	13.9	2.6

Table 2. Drifting speed, area of quadrilateral, divergence (Q), width of track swept by a cluster of buoys, maximum and minimum temperatures, and temperature gradient within the quadrilateral. 19 July 1981 by R.V. Seiyo Maru.

Time JST	Area km <sup>2</sup>	Div. 10 <sup>-4</sup> s <sup>-1</sup>	Drifting speed of buoy					Width mile	Temperature		T. grad. °C/M
			A kt	B kt	C kt	E kt	mean kt		High °C	Low °C	
			1.4	1.7	1.6	1.7	1.6				
1000	1.11		1.4	1.7	1.6	1.7	1.6	0.95	19.9	15.4	4.0
		0.5	1.6	1.7	1.5	1.3	1.5				
1030	1.20	0.0	1.8	1.8	1.8	1.7	1.8	1.00	20.0	15.1	4.9
		0.0	1.8	1.9	2.1	2.0	2.0				
1110	1.20	0.0	1.8	1.9	2.1	2.0	2.0	1.00	18.4	14.2	4.3
		-0.8	1.6	1.7	1.3	1.2	1.5				
1200	1.20	-0.9	1.6	1.8	1.7	1.6	1.7	0.85	20.4	17.7	3.2
		-1.7	2.0	2.0	1.9	1.8	1.9				
1230	1.03	2.4	1.3	1.6	1.7	1.5	1.5	0.70	20.2	18.7	2.3
		0.4	1.6	1.6	1.7	1.5	1.6				
1300	0.86	0.0	1.7	1.6	1.7	1.6	1.7	0.55	21.4	19.5	3.5
		1.0	1.7	1.7	1.8	1.6	1.7				
1330	0.60	1.0	1.7	1.7	1.8	1.6	1.7	0.50	21.7	19.9	3.6
			1.3	1.6	1.7	1.5	1.5				
1400	0.86		1.6	1.6	1.7	1.5	1.6	0.55	21.1	19.8	2.4
			1.6	1.6	1.7	1.5	1.6				
1430	0.94		1.7	1.6	1.7	1.6	1.7	0.65	20.8	19.2	2.5
			1.7	1.6	1.7	1.6	1.7				
1500	0.94		1.7	1.6	1.7	1.6	1.7	0.70	20.0	18.4	2.3
			1.7	1.6	1.7	1.6	1.7				
1530	1.11		1.7	1.7	1.8	1.6	1.7	0.70	19.0	17.2	2.6
			1.7	1.7	1.8	1.6	1.7				

### 3. 結果と論議

#### (1) 第1日目の調査

1981年7月18日のブイ追跡の結果は、第3図に示してある。図が示しているように、この日のレーダーブイ群の漂流は総体的にはほぼ北々東方向で、全行程を通じての平均速度は1.9ノットと計算された。個々のレーダーブイについてみると、30分間計測で、最大3.0ノット、最小1.4ノットの移動速度であり、時間変動はむしろ大きかった。しかし、ある任意の時刻帯についてみると、各レーダーブイの移動速度は似ていて、大きな差はなかった。

“レーダーブイ群の広がり”の変化をみると、2.0海里から0.65海里の間で起こっていて(第1表)、同時に計算された四角の面積の変化とよく対応しているようにみえる。

DTRで得られた20m層の水溫記録(5分毎に記録)は、第4図に転写されている。これを見る

と、各DTR記録には顕著な短期変動がみられるものの、それぞれのレーダーブイが流去した水域の20m層の水溫場の特徴をよくあらわしている。例えばレーダーブイBとCとは、他の二つのブイと異った、やや低温帯を通過したことを示している。このことは、第3図の中の20m層の水溫水平分布図にもよく反映されている。

レーダーブイの動きは、10m層の海水の運動によって主として影響を受けたものであり、一方、測定した水溫場の特性は20m層のものであるという不満足は残るが、両者の関係を総括的にいえば次のようになる。すなわち、4個のレーダーブイ群は、放流直後しばらくの間、18~20°Cのやや高温帯を漂流、特に1230~1300(JST)の頃には最も水溫傾度の小さなポケット状高温帯の中にあつた。そのため一時移動速度は弱まったが、後に再び発達した水溫前線帯に接近し、そのまま北々東方向に漂流していったといえる。

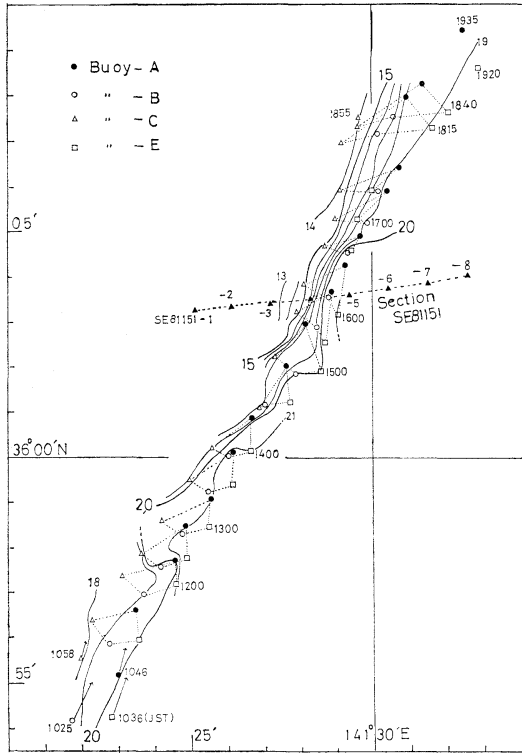


Fig. 3. Drifting of each buoy and enclosed area by four buoys at a layer of 10 m, and the temperature distribution at 20 m layer (18 July 1981).

(2) 第2日目の調査

1981年7月19日、前日とほぼ同一地点の前線帯に4個のレーダーブイを投入し、追跡の間に水温場の調査も併せて行った。なお、この日のDTRの記録は1分間隔に調整した。

第5図には第2日目のレーダーブイ追跡の結果と20m層の水温の水平分布図が、また第6図には20m層のDTRによって得られた水温記録が描かれている。

図から、およそ次のようなことが分る。当日の黒潮前線は投入点付近からほぼ北東方向に形成されていて、レーダーブイ群も、一部水域を除き、ほぼこの前線帯に沿って漂流移動していった。この間の平均移動速度は約1.7ノットで、前日より幾分遅く、30分間毎のブイ移動の最大は2.0ノット、最低は1.2ノットと計算され、時間的变化は前日より小さかった。

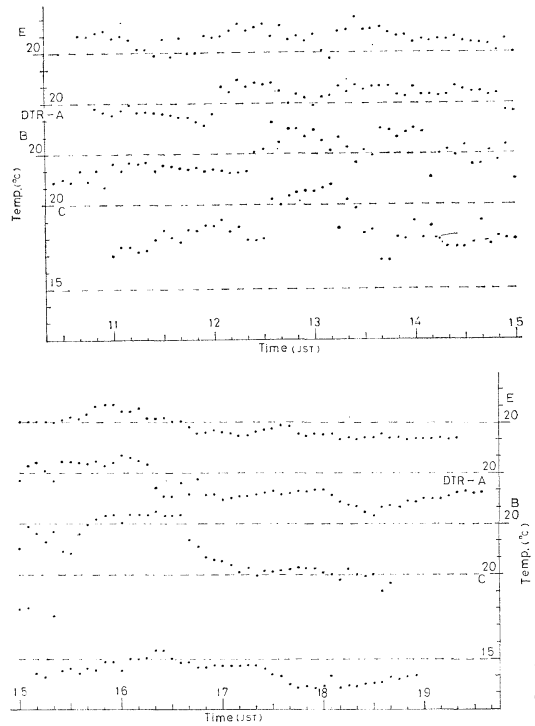


Fig. 4. Temperature records obtained every five minutes by DTR suspended at a depth of 20 m, 18 July 1981.

20 m 層の温度場からみると、この日のブイ群は、かなり特異と思われる構造の水域を通過している。その一つは投入直後であり、二度目は1200 (JST) の時間帯に観察された。何れも弱い冷水の移流によるものと思われる水域で、一部のレーダーブイが等温線を横切って北東流し、その後は前線帯に沿う方向に移動していった。特に第2回目の水温特異水域を通過して後は、各レーダーブイはむしろ高温域を漂流していく傾向にあった。なお、第6図には、冷水の舌状貫入部を横切った際の、水温の降下の根拠が明瞭にみられる。

(3) 水平発散と収束

レーダーブイ群の相対的な位置の変化から求めた四角形の面積の時間的变化を、第7図に示した。図中、白丸が第1日目の、黒丸が第2日目の観測結果を示している。図から明らかなように、第1日目には二度の面積縮小と、三度の面積増大が認められた。1430と1500 (JST) との間の特に顕著な増大割合は、30分間で約2.7倍、また、

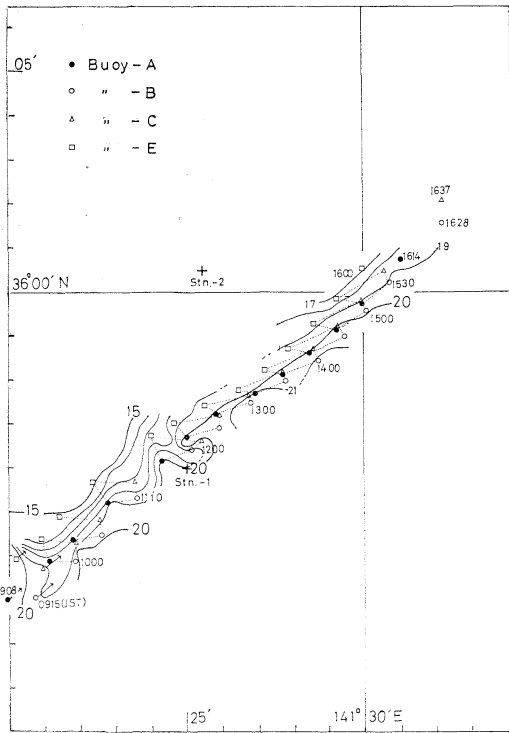


Fig. 5. Drifting of each buoy and enclosed area by four buoys and temperature distribution at 20 m layer (19 July 1981).

1730~1815 の 45 分間には、およそ 3.4 倍であった。一方、最大の面積縮小割合は、1600 から 1630 までの間にみられ、30 分間で 44% であった。

川合ら (1969) および 川合・坂本 (1970) は黒潮流域で行った 4 個の漂流ブイの同時追跡から、海水の水平運動 (発散量・収束量) の程度を見積るために、次のような提案をしている。すなわち、水平発散量  $Q$  は

$$Q \equiv \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} = \frac{1}{S_0} \frac{\Delta S}{\Delta T}$$

で求められるとした (正の値の場合が発散、負の場合が収束)。  $u, v$  は  $x, y$  方向の流速成分、  $S_0$  は変化前の四角形の面積、  $\Delta S$  は  $\Delta T$  間の変化量である。本稿では上式の最右辺を用いて計算した。両日の調査を通じて、  $Q$  の値は一般には  $10^{-4} \sim 10^{-5}$  のオーダーと判断された。この値は先に黒潮流域で川合らが示した値と等しいが、上述の二度の大

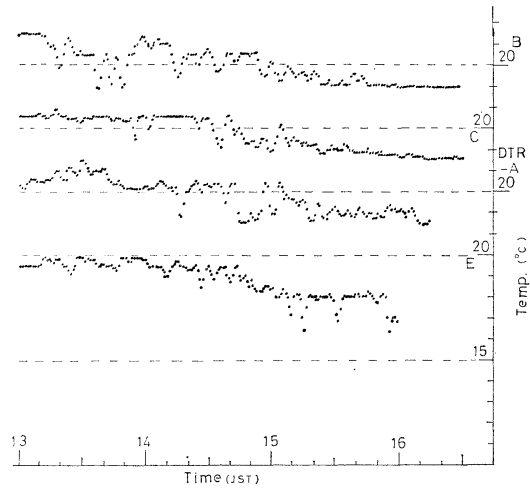
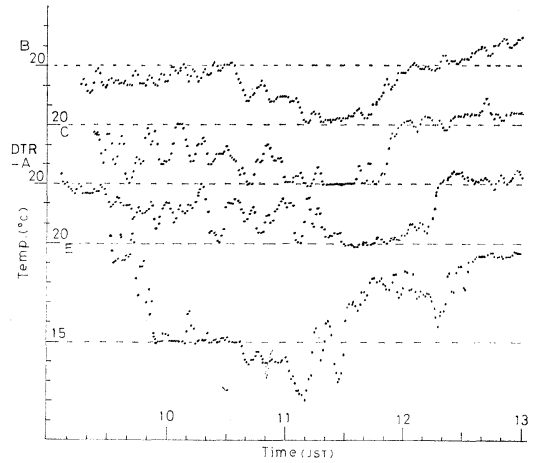


Fig. 6. Temperature records obtained every minute by DTR at 20 m, 19 July 1981.

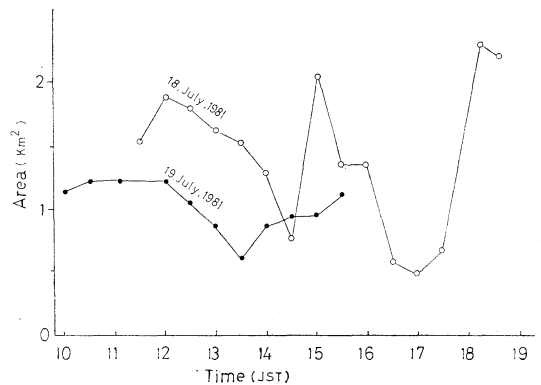


Fig. 7. Variation of area enclosed by four drifting buoys.

きな海水の発散時には、両者共にほぼ  $0.9 \times 10^{-3} \text{ sec}^{-1}$  のオーダーであった。この大きな発散量は偶発的なものなのか、或いはこの海域に特有な大きさなのか、今回の調査結果だけでは早計な判断は下し得ない。しかし、このような大発散が、この海域で頻繁に起こっているとすると、この海水の発散を利用して、海洋生物が黒潮前線を乗り越えて、餌料生物の豊富な親潮との混合水域へ、能動的に索餌回遊したり、或いは受動的に仔稚期の生物が輸送されたりする契機となるかも知れない。大規模な発散の前に、かなりの大きさの収束 ( $-2.2 \times 10^{-4} \text{ sec}^{-1}$  および  $-3.1 \times 10^{-4} \text{ sec}^{-1}$ ) が起きていたことにも注目しておくことが必要である。

海水の発散や収束は、いうまでもなく水平方向への海水の運動によって起こるものである。したがって、流れに沿う方向か、または流れを横切る方向に四角形が細長くのびても、面積に変化がなければ、発散や収束が起きたとはいえない。この両日の観測では、四角形の面積の増大は、流れに沿う方向よりも、それと直角な方向への広がりの方が大きな原因になっているように見える。このことは、各レーダーブイの同一時刻帯における速度差が極めて小さいことでも分る。

第8図は、四角形の面積変化、つまり海水の水平発散・収束運動と、“レーダーブイ群の広がり”との関係を示したものである。この図からも、

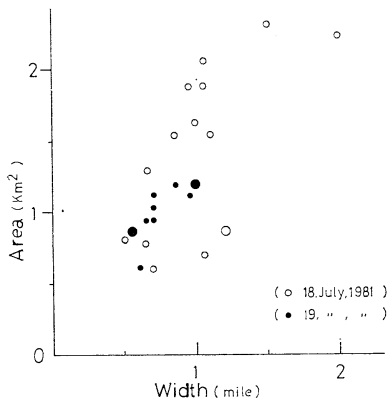


Fig. 8. Magnitude of area enclosed by four drifting buoys and width of track swept by a cluster of buoys.

両者が高い相関関係にあることが推測される。相関係数を求めてみると、何れも1%の有意水準で有意で、第1日目(白丸)の場合が  $r = +0.691$ 、第2日目(黒丸)の場合が  $r = +0.878$  であった。このことは、黒潮前線域で今回観測された発散や収束が、流れを横切る方向の海水の運動によって、より大きく影響されていたということを示すものである。

(4) 海水の水平運動と温度場の構造

第2図に示したように、レーダーブイのドラッグは10mの深さに中心が位置しているし、DTRは20mの深さに懸吊されたので、海水の運動と取扱う温度場とは、当然別々の層で起きた現象である。これは主として取扱い作業上の危惧から、止むを得ず取った処置であった。

第9図は、この調査航海に乗船し、別の分野の研究を行った高橋(私信)の報告の一部から引用したものである。これはAUTO LAB社製の水温-塩分計を用いて、7月19日に黒潮前線をはさんで、黒潮系水内および混合水域内の二測点から得たものである。水温・塩分の構造や値には、それぞれの水域の特徴が良く示されているが、水温の変化は比較的単純で、両測点共に下方に一樣な温度の減小傾向を示している。つまり20m層の水温

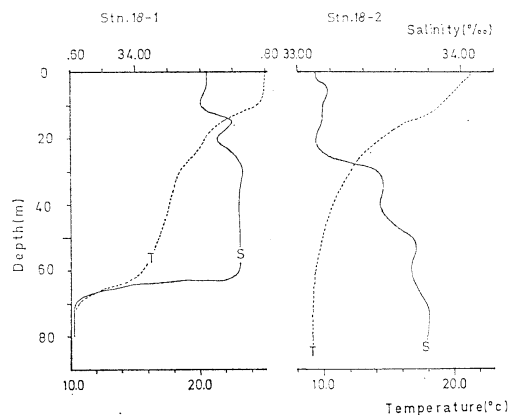


Fig. 9. Temperature and salinity observed by use of a thermo-salinometer, 19 July 1981. Stn. 18-1 in the Kuroshio region and Stn. 18-2 in the transitional region between the Kuroshio and Oyashio Fronts. (after TAKAHASHI, pers. com.)

構造は、相対差はあるが比較的良く10 m層の水溫構造を反映していると判断される(後出の第10図も参照されたい)。

上述のような仮定のもとに、海水の水平運動による四角形の変化と、その重心位置における水溫の水平傾度との関係、および“漂流レーダーブイ群の広がり”と温度の水平傾度との関係を調べてみた。この試みは、水溫場の構造特性から、その層における海水の水平運動の特性と、発散や収束量などの大きさを見積ることの手掛りを期待したからである。

それぞれの関係をみるために、表1, 2の値から相関係数を求めた。まず、四角形の面積変化と水溫水平傾度との関係では、第1日目の結果が $r = -0.662$  (2%の有意レベルで有意)、第2日目が $r = +0.326$ で、両日に共通して相関があるとはいえない。また、“漂流レーダーブイ群の広がり”と水溫水平傾度との間には、第1日目については $r = -0.444$ 、第2日目についてはかなりの高相関で $r = +0.641$  (2%の有意レベルで有意)という結果が得られた。

前節で既にのべたように、“漂流レーダーブイ群の広がり”と四角形の面積との間には、高い正の相関が得られていた。にもかかわらず、この二つの事象と水溫水平傾度とのそれぞれの間では、(1)第1日目では何れも負の相関、第2日目では何れも正の相関と計算されたこと、(2)第1日目と2日目で二つの事象間で高相関が一組ずつ認められたが、一方は負の相関で、他方は正の相関であったことになり、今回の調査結果からは、水溫の水平傾度に基づいて単純に発散や収束量を見積ることの手掛りは、見出し難かったといわざるを得ない。今後、さらにこれらの関係についての、きめ細かい実測を重ねて確かめていきたい。

漂流ブイの追跡中に幾つかの水溫断面図を得ているが、第10図はその一つで、7月18日にXBTにより測定した結果であり、200 m以浅についてのみ描いた。測線の位置は第3図に記入されている。この図をみると、Stn. SE 81151-5の表層付近で水溫前線が顕著に発達しているのが分る。

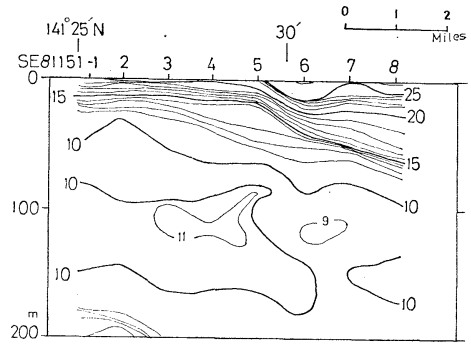


Fig. 10. Profile of temperature observed by XBT across the drifting axis of buoys. The position is shown in Fig. 2.

一方、第3図をみると、20 m層の水溫分布図の中で、最大の水溫水平傾度はStn. SE 81151-4付近にみられる。この一見矛盾してみえる事象は、主として観測時間帯のずれによって起こったものである。既にのべたように、黒潮前線は幾分南東方向寄りに、ゆっくりと遷移しつつあった時であり、この水溫断面図はレーダーブイ群の通過後約2時間を経た後に測得したものである。したがって、ここにみられる地理的なずれは十分受け入れられるものである。何れにしても、レーダーブイ群は総体としてこの温度前線に沿って漂流していたことは明らかである。しかし、前線帯にみられた特徴的なポケット状の湾曲部でも、ブイ群の動きにはそれに対応した大きな変化は認められなかった。

#### 4. 摘要と結語

海洋前線域における流動研究は、水産海洋学の分野にとっては最重要課題の一つである。本調査では、四つのレーダーブイを同時に漂流させ、追跡することによって、黒潮前線域の卓越流とその変動特性を調べ、併せてこの海域における水平発散量・収束量を直接測定した。なお、調査期間を通じて微風であり、ブイ追跡にとっては全くの好条件であった。今回の調査で得られた結果は、およそ次のようにまとめることができる。

(1) 犬吠崎沖の黒潮前線は、この時期には不安定で、僅か1日間で大きく向きを変え、また1日の平均流速にも変動が認められた。



(2) 前線沿いの流速は、短時間変動をくり返し、7月18日には1.4ノットから3.0ノットの間で変化していた。また翌日には1.2ノットから2.0ノットの間で変化していた(何れも30分間測定を換算)。

(3) 海水の水平運動に伴う“レーダーブイ群の広がり”は、流軸方向よりも、これを横切る方向に大きかった。“広がり(width)”の最大幅は、第1日目が2.0海里、その翌日が1.0海里であったが、最小幅はそれぞれ0.65海里および0.5海里であった。4個のレーダーブイによって作られる四角形の面積の変化量とこの“広がり”との間には、第1日目については相関係数  $r=+0.691$ 、第2日目には  $r=+0.878$  が得られ、流軸を横切る方向の水平運動の寄与が大きいことが分った。

(4) 四角形の面積の増大現象(発散)が第1日目に3回みられ、そのうちの最高増大量は30分間で2.7倍に達し、これに次ぐ増大は45分間で3.4倍であった。逆に、最大の面積縮小は1600と1630(JST)の間に起き、30分間で44%であった。

(5) 水平発散量・収束量は、川合らに従い、 $Q=(DS/DT)/S_0$  で求めた ( $Q$  が正の場合には発散)。その値は概して  $10^{-4}$  から  $10^{-5}$  のオーダーであった。

(6) しかし、(4)の二度の顕著な発散の場合は、共に  $10^{-3}$  のオーダーと計算された。これはかなり大きな値であるが、観測中に偶発的に生じたものか、或いはこの海域に特徴的なものなのか、今後十分実測を重ねていく必要がある。また、大発散の前にあった二度の収束量も大きく、 $-2.2 \times 10^{-4} \text{sec}^{-1}$  および  $-3.1 \times 10^{-4} \text{sec}^{-1}$  が得られたことも注意しておく必要がある。

(7) 10m層の水温構造は20m層の水温構造と類似している(絶対値は高い)が、レーダーブイの移動は、温度傾度の増大による密度の変化と対応していて温度前線に沿っていた。DTRによる20m層の水温観測は有効であった。しかし、今後はレーダーブイから直接懸吊させ、ドラッグと同

じ層を測定することにした。

(8) 水温の水平傾度は場所によって増大したり減小したりするが、この傾度の大きさと四角形の面積変化や“レーダーブイ群の広がり”との間には、一貫した法則性を見出し難かった。したがって、温度場の特異性(例えばポケット状湾曲部)から水平運動の大きさや向きを見積ることの試みには、成功しなかった。

くり返し述べるが、本海域は太平洋岸の浮魚漁業にとっては最も重要な海域の一つであるので、今後も積極的に機会を持ち、本問題に関する研究を深めたい。

## 謝 辞

本調査は、青鷹丸船長磯打勉助教授をはじめ同船の乗組員の方々のご協力によってなし得たものである。記して深く謝意を表するものである。また、東京水産大学講師高橋正氏、東京大学海洋研究所大学院生小林雅人氏らのご援助をいただいた。併せて感謝申し上げます。さらに本会会長富永政英先生からは、貴重な助言をいただいた。敬意と謝意を捧げます。なお、本研究の一部は文部省科学研究費補助金によった。

## 引用文献

- HELA, I. (1965): Utilization of physical oceanography in the service of marine fisheries. Proc. Finnish Ac. Sci. Letter., 157-187.
- ISHINO, M. and K. OTSUKA (1970): On the coastal "kyucho", a catastrophic influx of offshore water from the Kuroshio. In: The Kuroshio (A symp. on the Japan Current). East-West Center Press, Honolulu. 61-68.
- 川合英夫・坂本久雄・百田方子 (1969): 黒潮表層水の収束発散に関する研究—I—海面における収束発散の実測とその解釈—。南西水研報, No. 1, 1-14.
- 川合英夫・坂本久雄 (1970): 黒潮表層水の収束発散に関する研究—II—表層混合層の上部と下部における収束発散の実測—。南西水研報, No. 2, 19-38.

## Influence of fluorescence of chlorophyll *a* on underwater upward irradiance spectrum\*

Motoaki KISHINO\*\*, Shigehiko SUGIHARA\*\* and Noboru OKAMI\*\*

**Abstract:** In our recent results of spectral irradiance measurement in Tokyo Bay, a strong peak was recognized at about 685 nm in upward irradiance at depths between 0 and 30 m for all the stations. The upward irradiance spectrum in the vicinity of 685 nm is compared with the emission spectrum from cultured phytoplankton. Both spectra exhibited a similar shape. In addition, observed chlorophyll *a* concentration was proportional to the ratio of fluorescence line height at 685 nm in upward irradiance to total incident quanta. Further, the shape of computed irradiance reflectance at around 685 nm agreed well with the observed one. Accordingly, we conclude that the strong peak in the upward irradiance at about 685 nm can be attributed to fluorescence of chlorophyll *a* excited by downward irradiance in the blue-green region.

### 1. Introduction

Recently, MOREL and PRIEUR (1977), NEVILLE and GOWER (1977), and GOWER (1980) regarded a peak at about 685 nm in observed reflectance spectrum of natural waters as a result of *in situ* fluorescence of chlorophyll *a* because the fluorescence line height of the spectrum of light backscattered from the sea is proportional to the chlorophyll concentration. GORDON (1979) developed a radiative transfer equation to include the effect of fluorescent substances and solved in the quasi-single scattering approximation to determine if the observed quantum efficiencies of chlorophyll *a* in phytoplankton are large enough to explain the enhancement of the reflectance spectrum near 685 nm. He concluded that the enhancement is explained completely in terms of the *in vivo* fluorescence of chlorophyll *a*.

If the peak at about 685 nm in the reflectance spectrum near the surface is attributed to the fluorescence of chlorophyll *a* in phytoplankton, the same kind of peak will appear also in deeper layers, so long as enough phytoplankton population is present.

TYLER and SMITH (1967, 1970) and also OKAMI *et al.* (1981) observed downward and upward spectral irradiances. In their upward

irradiance data, the peak at about 685 nm was observed also at deeper layers of chlorophyll-rich waters. However, this experimental evidence does not necessarily mean that the peak at 685 nm should be attributed to fluorescence of chlorophyll *a*, because the presence of the peak may be explained also by anomalous dispersion of absorption and scattering which is associated with the chlorophyll *a* absorption band near 670 nm (MUELLER, 1973; GORDON, 1974).

By means of a new spectral irradiance meter which can measure downward and upward irradiances simultaneously, we measured irradiance spectra in Tokyo Bay. A strong peak at about 685 nm in the upward irradiance was found at every depth between 0 and 30 m. In this paper, the influence of fluorescence by chlorophyll *a* on upward irradiance is described and discussed on the basis of the data obtained in Tokyo Bay, and it is suggested that the peak at about 685 nm can be attributed to the fluorescence of chlorophyll *a*.

### 2. Measurement

Spectral irradiance measurement in Tokyo Bay was carried out in November, 1982 and in March, 1983 (Fig. 1).

The spectral irradiance meter used has been described in detail by KISHINO and OKAMI (1984). Accordingly, only the outline of the

\* Received May 20, 1984

\*\* The Institute of Physical and Chemical Research, Wako-shi, Saitama, 351-01 Japan

instrument will be described below. The instrument has two independent collectors collecting downward and upward irradiances, respectively. By rotating the mirror placed behind the collectors, downward or upward irradiance is alternatively measured. The grating grid (600 lines/mm) sweeps over the range between 350 nm and 750 nm within 1 sec; total time required for a set of spectral downward and upward irradiance is about 4 sec. The light reflected by the mirror is divided into two beams by a beam splitter. One of the beams travels to the grating grid and the other is directed towards a monitor. The monitor detects the light at one of the three wavelengths: 482, 531 and 569 nm. The wavelength setting is required before the measurement. The signal from the monitor controls the high voltage supply to the photomultiplier tube placed behind the grating grid. In this way, the spectral irradiance relative to irradiance at the wavelength set at the monitor is detected. The signals from the photomultiplier tube at 2 nm intervals as well as that of high voltage are amplified and sent back to the deck unit through the cable, and both are recorded on cassette tape in digital form. The instrument was calibrated with a 1000 w quartz-halogen irradiance standard lamp (type FEL) supplied by the National Bureau of Standards, USA, before each cruise.

In each depth, five to ten sets of downward and upward irradiances were repeatedly measured and the time averaged values were calculated later. The wavelength of the monitor was set

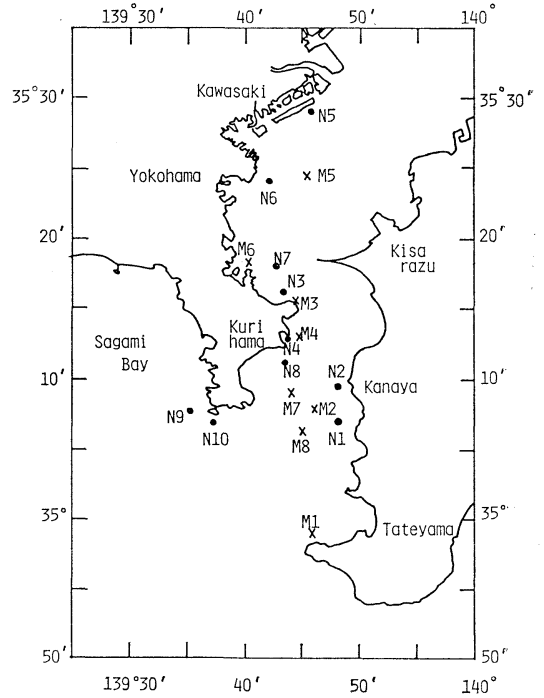


Fig. 1. Locations of stations.  
 ●: November 1982, ×: March 1983.

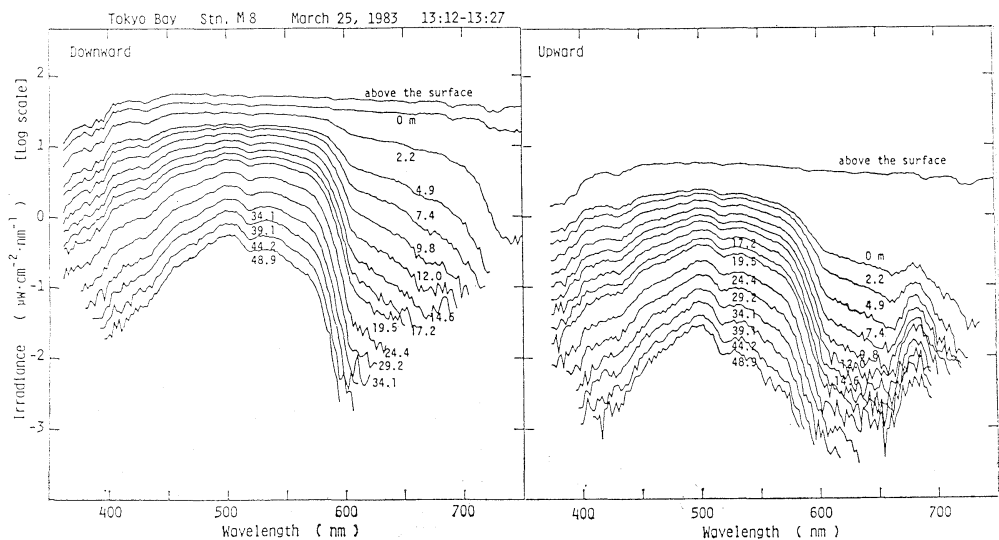


Fig. 2. Spectral irradiance distribution at various depths at Stn. M8, on March 25, 1983.

at 531 nm in both cruises.

The surface water was sampled at each station where the irradiance was measured. The sampled waters were filtered through GF/C filter at the laboratory for determining chlorophyll *a* concentration using the spectrophotometric method presented by PARSONS and STRICKLAND (1963).

### 3. Peak in the upward irradiance near 685 nm

The spectral irradiance observed at Stn. M8 in March 25, 1983 is shown in Fig. 2. Strong absorption by seawater in the blue and red regions of the spectrum results in development of maximum at about 500 nm in both downward and upward irradiances as the depth increases. A secondary peak appeared in the vicinity of 685 nm for upward irradiance. This peak was recognized, more or less, at all stations.

In order to minimize the contribution of variation in spectrum of downward irradiance  $E_d$  to upward irradiance  $E_u$ , irradiance reflectance  $R_d$  is introduced, and interpretation of the secondary peak is dealt with first in terms of  $R_d$ .  $R_d$ , which is a function of both the depth  $z$  and the wavelength  $\lambda$ , is defined by

$$R_d(z, \lambda) = \frac{E_u(z, \lambda)}{E_d(z, \lambda)}. \quad (1)$$

As the depth increased, irradiance in the red

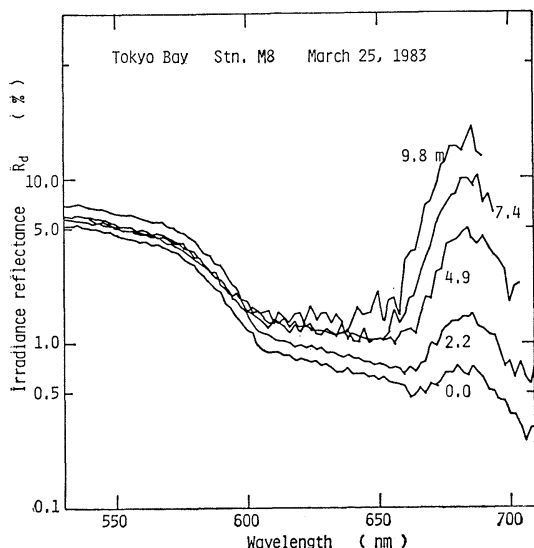


Fig. 3. Irradiance reflectance  $R_d$  at various depths at Stn. M8.

region became much lower compared with that at the monitor wavelength; particularly, downward irradiance in that region approached the noise level, in some cases. Accordingly,  $R_d$  in only shallow layer was computed. Computed  $R_d$  at Stn. M8 are representatively plotted in Fig. 3. As the wavelength increases,  $R_d$  decreases slowly and attains a minimum around 650 nm. Then it turns to increase towards the peak around 685 nm. Variation of  $R_d$  with both wavelength and depth is small below 600 nm and large above 600 nm. The variation of  $R_d$  with depth becomes largest in the vicinity of 685 nm where the peak in  $R_d$  appears; the more the depth increases, the larger  $R_d$  becomes. For example,  $R_d(0, 685)$  at the surface is 0.7%, while  $R_d$  at the depth of 9.8 m exceeds 15%. If these maximum and minimum are related to anomalous dispersion associated with the chlorophyll *a* absorption band as suggested by GORDON (1974) and if the seawater is homogeneous,  $R_d$  should take the same value at all depths. In fact, almost no change in the values of  $R_d$  with depth below 600 nm supports the homogeneous distribution of materials in depth. Moreover, there are no materials which are known to reflect selectively the light of wavelength around 685 nm. Therefore, the explanation assuming the anomalous dispersion cannot be accepted, but chlorophyll *a* fluorescence explanation is more reasonable.

In the ocean, the downward irradiance in the range between 400 and 550 nm is very intense; twenty to thirty times stronger than the upward irradiance as is clearly seen from Fig. 2. In addition to this, if the strong absorption of water itself in the red region of spectrum is taken into consideration, it is no wonder that the upward irradiance due to fluorescence of chlorophyll *a* excited by the intense downward irradiance becomes larger than the upward irradiance which is due to elastic scattering alone in the vicinity of 685 nm. Since attenuation of red light is larger than that of blue and green light which can excite chlorophyll *a*, the relative contribution of fluorescent light to upward irradiance increases with increasing depth. This can explain the increase of height in the peak at 685 nm with increasing depth.

The following comparison of the  $E_u$  shape

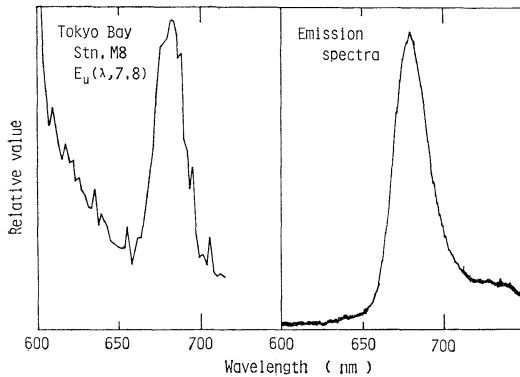


Fig. 4. Emission spectrum of cultured phytoplankton and upward irradiance at a depth of 7.8 m at Stn. M8.

with the fluorescence curve of phytoplankton will also support the fluorescence explanation. The emission spectrum of cultured phytoplankton (*Chaetoceros socialis*) when they are excited by monochromatic light of 440 nm is measured with a Hitachi fluorescence spectrophotometer (Type 650-10). In Fig. 4, the resultant spectrum is compared with the upward irradiance spectrum observed at a depth of 7.8 m at Stn. M8. Since both spectra exhibit a similar shape, we can conclude that the strong peak in the upward irradiance at about 685 nm is attributed mainly to fluorescence of chlorophyll *a* excited by downward irradiance in the wavelength range between 400 and 550 nm. Particularly, the upward irradiance around 685 nm in deeper layers is supposed to be generated only by fluorescence of chlorophyll *a*.

#### 4. Chlorophyll *a* concentration and fluorescence

If the peak around 685 nm in upward irradiance is due to the fluorescence of chlorophyll *a*, fluorescence intensity must be proportional to both chlorophyll *a* concentration and the total number of incident quanta which can excite chlorophyll *a*. To examine this, fluorescence intensity and the total quanta were evaluated as follows: total fluorescence intensity in upward irradiance is taken to be proportional to the peak height measured from the base line at 685 nm. This base line is equal to the upward irradiance in the absence of fluorescence. Since the fluores-

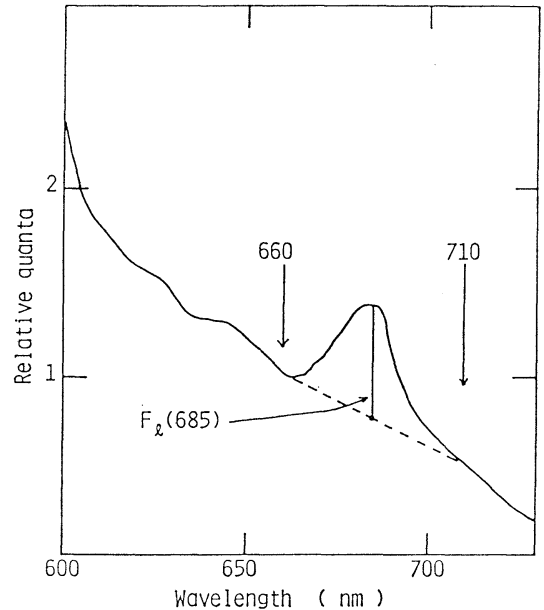


Fig. 5. Maximum and minimum in the upward irradiance near 685 nm.

cence intensities at 660 nm and 710 nm are small as shown in Fig. 4, the base line is determined from the upward irradiance at both wavelengths as shown in Fig. 5. Thus, fluorescence intensity  $F_l(685)$  can be expressed by

$$F_l(685) = E_u(0, 685) \frac{685}{hc} - \frac{1}{2} \times \left[ E_u(0, 660) \frac{660}{hc} + E_u(0, 710) \frac{710}{hc} \right], \quad (2)$$

where  $h$  and  $c$  are the Planck's constant and the light velocity, respectively. On the other hand, total incident quanta are evaluated from the observed spectral irradiance as follows: in comparison with downward irradiance, upward irradiance is very low and its contribution to total quanta can be neglected. Further, fluorescent light excited by downward irradiance near 685 nm can be neglected since quantum efficiency drops significantly in the wavelength near 685 nm, as pointed out by FORSTER and LIVINGSTON (1952). Therefore, the total number of quanta  $Q_a$  is computed by

$$Q_a = \int_{360}^{600} E_d(0, \lambda) \frac{\lambda}{hc} d\lambda. \quad (3)$$

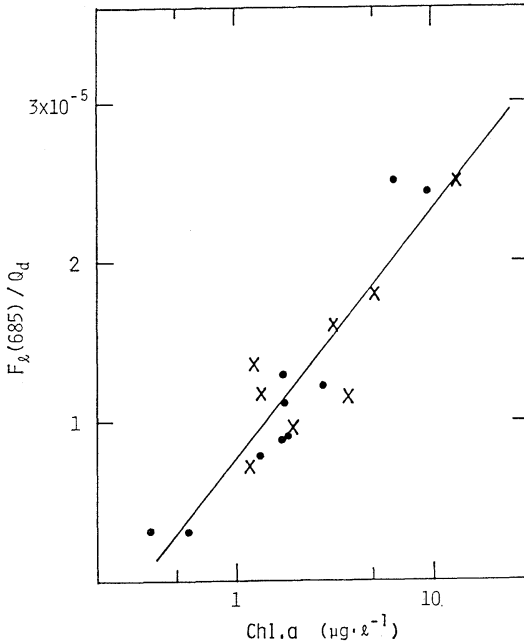


Fig. 6. Correlation between  $F_f(z, 685)/Q_d(z)$  and chlorophyll  $a$  concentration.

●: November 1982, ×: March 1983.

As shown in Fig. 6,  $F_f(685)/Q_d$  agrees well with the logarithm of observed chlorophyll  $a$  concentration; the correlation coefficient is 0.92. If a linear correlation is assumed, the coefficient is 0.86. According to the results of numerical calculation of reflectance at the surface by OKAMI *et al.* (1982a), reflectance at wavelength longer than 520 nm increases exponentially with increasing chlorophyll  $a$  concentration. Therefore, fluorescence intensity will also increase exponentially with increasing chlorophyll concentration. This will result in a better correlation for the logarithmic than for the linear one. Thus, the presence of the correlation between chlorophyll  $a$  concentration and fluorescence supports the fluorescence explanation of the peak at 685 nm.

## 5. Discussion

GORDON (1979) modified the radiative transfer equation to include the effect of fluorescence and solved it in the quasi-single scattering approximation. The results were applied to the calculation of quantum yield. In the present work, a single fluorescence model, which is similar to

the single scattering model (JERLOV and FUKUDA, 1960), was combined with a two-flow model in order to develop an equation including the effect of fluorescence. The single fluorescence model is convenient because of its simplicity. Further, it may be considered that the multiple-scattering is negligibly small because of strong absorption of pure water at around 685 nm; for example, the light intensity at the depth of 5 m decreases down to 10% of the surface value even in very clear water.

Downward irradiance  $E_d(z, \lambda)$  and upward irradiance  $E_u(z, \lambda)$  can be written in the form of summation of elastic scattering and fluorescence as follows:

$$E_d(z, \lambda) = E_d(0, \lambda)e^{-K(\lambda)z} + E_{fd}(z, \lambda), \quad (4)$$

$$E_u(z, \lambda) = E_d(0, \lambda)e^{-K(\lambda)z} \cdot R(\lambda) + E_{fu}(z, \lambda), \quad (5)$$

where  $K_d$  is the attenuation coefficient for downward irradiance and is expressed as

$$K(\lambda) = D_a \{a(\lambda)[a(\lambda) + 2b_b(\lambda)]\}^{1/2} \quad (\text{OKAMI } et al., 1983), \quad (6)$$

and  $R$ , reflectance at the infinite depth, is given by

$$R(\lambda) = 0.33 \frac{b_b(\lambda)}{a(\lambda)} \quad (\text{MOREL and PRIEUR, 1977}), \quad (7)$$

where  $D_a$ ,  $a$ , and  $b_b$  are the distribution function, the absorption coefficient and the backscattering coefficient, respectively, and  $E_{fd}$  and  $E_{fu}$  are downward and upward irradiance, respectively, which are produced by the fluorescence.  $E_{fd}$  and  $E_{fu}$  are derived in the following way:

The Gaussian distribution of emission line of chlorophyll with a peak at 685 nm and isotropic emission are assumed. If the quantum yield is independent of exciting wavelength as reported by FORSTER and LIVINGSTON (1952), then the volume fluorescence function  $\beta(\lambda_f)$  at  $\lambda_f$  can be defined by

$$\beta(\lambda_f) = \frac{\phi}{4\sigma\pi^{3/2}} \exp\left[-\frac{1}{2}\left(\frac{\lambda_f - \lambda_0}{\sigma}\right)^2\right], \quad (8)$$

where  $\phi$  is the quantum yield of fluorescence,  $\sigma^2$  is the variance of the Gaussian distribution, and  $\lambda_0$  is the wavelength at which fluorescence

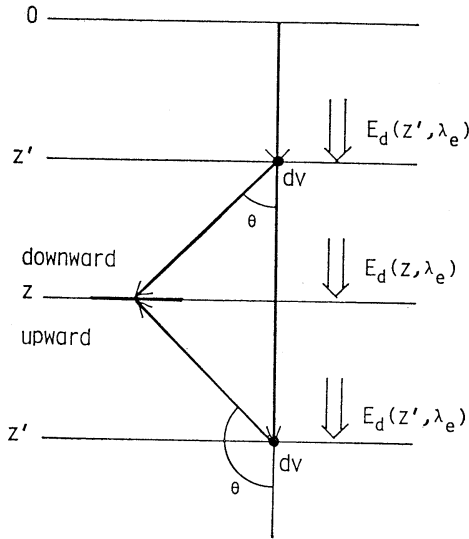


Fig. 7. Geometry for evaluating radiance of fluorescent light.

peak occurs, being 685 nm in this case.

As shown in Fig. 7, a small volume element  $dv$  at depth  $z'$  is supposed to be irradiated by  $E_d(z', \lambda_e)$ . The chlorophyll *a* in  $dv$  absorbs quanta of wavelength  $\lambda_e$  and then it emits the fluorescence of the wavelength  $\lambda_f$  in the direction  $\theta$  from the vertical axis. The radiance due to fluorescence at  $z$ ,  $dL(z, \lambda_e, \lambda_f, \theta)$ , is expressed as

$$dL(z, \lambda_e, \lambda_f, \theta) = E_d(z', \lambda_e) \times \frac{hc}{\lambda_e} a_{ph}(\lambda_e) C \beta(\lambda_f) dv \frac{\exp[-\alpha(\lambda_f)r]}{r^2}, \quad (9)$$

where  $\alpha$  is the beam attenuation coefficient,  $r = -(z' - z) \sec \theta$ ,  $C$  is the chlorophyll *a* concentration and  $a_{ph}$  is the absorption coefficient of phytoplankton per unit chlorophyll *a* concentration.

The total radiance due to fluorescence  $L(z, \lambda_e, \lambda_f, \theta)$  is derived by integrating  $dL$  with respect to  $z'$  from 0 to  $z$  for downward fluorescence and from  $z$  to infinite depth for upward fluorescence. Further, integration of  $L(z, \lambda_e, \lambda_f, \theta)$  with respect to solid angle in the upper and lower hemisphere results in total downward and upward irradiances, respectively, due to fluorescence. Hereafter, the downward and upward irradiances due to fluorescence are denoted by  $F_d'(z, \lambda_e, \lambda_f)$  and  $F_u'(z, \lambda_e, \lambda_f)$ , respectively, and they are written as

$$F_d'(z, \lambda_e, \lambda_f) = 2\pi\beta(\lambda_f) \frac{\lambda_e}{\lambda_f} E_d(z, \lambda_e) a_{ph}(\lambda_e) C \times \int_0^{\pi/2} \frac{1 - \exp[-\{\alpha(\lambda_f) - K(\lambda_e) \cos \theta\}z]}{\alpha(\lambda_f) - K(\lambda_e) \cos \theta} \times \cos \theta \sin \theta d\theta, \quad (10)$$

$$F_u'(z, \lambda_e, \lambda_f) = 2\pi\beta(\lambda_f) \frac{\lambda_e}{\lambda_f} E_d(z, \lambda_e) a_{ph}(\lambda_e) C \times \frac{1}{K(\lambda_e)^2} \left[ K(\lambda_e) + \alpha(\lambda_f) \log \frac{\alpha(\lambda_f)}{K(\lambda_e) + \alpha(\lambda_f)} \right]. \quad (11)$$

The total irradiance produced by fluorescence at  $\lambda_f$  is given by

$$E_{fd}(z, \lambda_f) = \int_{360}^{600} F_d'(z, \lambda_e, \lambda_f) d\lambda_e, \quad (12)$$

$$E_{fu}(z, \lambda_f) = \int_{360}^{600} F_u'(z, \lambda_e, \lambda_f) d\lambda_e. \quad (13)$$

OKAMI *et al.* (1983) express, in their paper, the optical properties of seawater as follows:

$$a(\lambda) = a_w(\lambda) + a_{ph}(\lambda)C + 0.2b_a \frac{650}{\lambda} + A_y \exp[-0.0167(\lambda - 380)], \quad (14)$$

$$b_b(\lambda) = \frac{1}{2}b_w(\lambda) + 0.02[b_{ph}C + b_a], \quad (15)$$

$$\alpha(\lambda) = a_w(\lambda) + b_w(\lambda) + c_{ph}(\lambda)C + \left[ 0.2 \frac{650}{\lambda} + 1.0 \right] b_a + A_y \exp[-0.0167(\lambda - 380)], \quad (16)$$

where  $a_w$  and  $b_w$  are the absorption and the scattering coefficient of optically pure water, respectively,  $b_a$  is the scattering coefficient of detritus,  $A_y$  is the absorption coefficient of dissolved organic matter at 380 nm, and  $b_{ph}$  and  $c_{ph}$  are the scattering and the attenuation coefficients of phytoplankton per unit chlorophyll *a* concentration.

Using Eqn. (1) and Eqns. (4) through (16),  $R_d$  at each depth in Stn. M8 are computed at intervals of 2 nm. In the computation, values of  $a_{ph}$ ,  $b_{ph}$ , and  $c_{ph}$  of *Chaetoceros socialis* given in Fig. 8 are used. The values of  $a_w$  and  $b_w$  are taken from a paper by SMITH and BAKER (1981), and  $D_d$  is assumed to take a value of 1.2 given by KISHINO *et al.* (1972). As shown

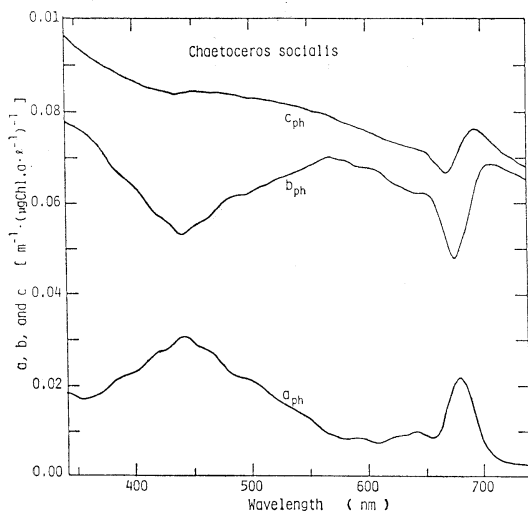


Fig. 8. Optical properties of *Chaetoceros socialis*.

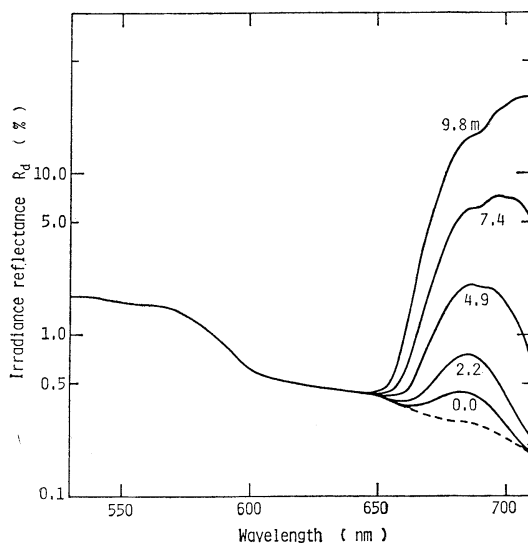


Fig. 9. Calculated values of irradiance reflectance  $R_d$ . Dotted line shows  $R_d$  in the absence of fluorescence.

in Fig. 4, the emission spectrum has a width at half-maximum of about 25 nm. Accordingly,  $\sigma$  is assumed to be 10.6 nm, which is equal to the value used by GORDON (1979). Measured values of  $1.22 \mu\text{g}\cdot\text{l}^{-1}$ ,  $0.15 \text{ m}^{-1}$  and  $0.02 \text{ m}^{-1}$  are used for  $C$ ,  $b_a$  and  $A_v$ , respectively.

Measurements by LATIMER *et al.* (1956) indicate that the quantum yield of *in vivo* fluorescence of chlorophyll *a* in diatom (*Navicula minima*) is 2.8%. Therefore, in this compu-

tation  $\phi$  is assumed to be 2.8%.

Figure 9 shows the computed  $R_d$  as a function of wavelength. The dotted line appearing in longer wavelength indicates  $R_d$  in the absence of fluorescence. The contribution of fluorescence to  $R_d$  is negligibly small below 650 nm and large above 650 nm. With increasing depth, the peak develops strikingly. Because of a low chlorophyll *a* concentration, the minimum caused by chlorophyll *a* absorption does not appear at 680 nm. The shape of  $R_d$  around 685 nm, in which the fluorescence peak occurs, agrees well with that of observed  $R_d$  shown in Fig. 3. The conformity between observed and computed  $R_d$  supports the fluorescence explanation of the peak appearing around 685 nm.

It is noted here that observed  $R_d$ , which is given in Fig. 3, increases gradually in the wavelength region between 600 and 650 nm with increasing depth. This increase is not due to the fluorescence of chlorophyll *a* but is a result of the Raman scattering as pointed out by SUGIHARA *et al.* (1984).

Some consideration will be given below on the application of the line height of fluorescence to the remote sensing of chlorophyll concentration.

NEVILLE and GOWER (1977) and also GOWER (1980) found the presence of good correlation between fluorescence line height and chlorophyll concentration in the Saanich Inlet. The present results obtained in Tokyo Bay also show a good correlation between the *in situ* fluorescence and chlorophyll concentration. The largest correlation coefficient was found in the case of logarithmic correlation. The chlorophyll concentration encountered in Tokyo Bay was in the range between 0.5 and  $15 \mu\text{g}\cdot\text{l}^{-1}$ . In this study, the fluorescence intensity derived from the upward irradiance at 660, 685 and 710 nm was divided by total incident quanta at the sea surface and the resultant value was compared with the observed chlorophyll *a* concentration. Since variation of relative spectral distribution of incident downward irradiance is generally small among the stations, the ratio of fluorescence intensity to downward irradiance at 685 nm instead of total quanta is expected to be also in good correlation with observed chlorophyll *a* concentration; computed correlation coefficient was 0.82 for the linear correlation and 0.90 for the loga-



rhythmic correlation, respectively. This is a simple way for estimating the chlorophyll concentration from remotely sensed radiance.

Since the peak height of fluorescence is dependent on the species and activity of phytoplankton and turbidity of the water, the slope of the correlation line may vary with season and geometrical position. Therefore, the correlation obtained in the present work should not be applied to other cases.

### Acknowledgements

The authors are much indebted to Dr. Y. FUJITA, National Institute for Basic Biology, and Dr. M. TAKAHASHI, University of Tsukuba, who gave us valuable advice and suggestions. We would like to thank Mrs. Y. IMADA, Inst. Phys. Chem. Res., for her technical support in determining chlorophyll *a* concentration and also in measuring fluorescence of phytoplankton. We are also grateful for the kind encouragement and advice given by Drs. S. UNOKI and M. SHIMA, Inst. Phys. Chem. Res.

This study was in part supported by the Science and Technology Agency of Japan.

### References

- FORSTER, L. S. and R. LIVINGSTON (1952): The absolute quantum yields of the fluorescence of chlorophyll solutions. *J. Chem. Phys.*, **20**, 1315-1320.
- GORDON, H.R. (1974): Spectral variations in the volume scattering function at large angles in natural waters. *J. Opt. Soc. Amer.*, **64**, 773-775.
- GORDON, H.R. (1979): Diffuse reflectance of the ocean: the theory of its augmentation by chlorophyll *a* fluorescence at 685 nm. *Appl. Opt.*, **18**, 1161-1166.
- GOWER, J.F.R. (1980): Observations *in situ* fluorescence of chlorophyll-*a* in Saanich Inlet. *Boundary-Layer Meteorol.*, **18**, 235-245.
- JERLOV, N.G. and M. FUKUDA (1960): Radiance distribution in the upper layers of the sea. *Tellus*, **12**, 348-355.
- KISHINO, M. and N. OKAMI, G. OSHIBA and T. SASAKI (1972): Optical properties of the water in adjacent regions of Kuroshio (II). *La mer*, **10**, 89-94.
- KISHINO, M. and N. OKAMI (1984): Instrument for measuring downward and upward spectral irradiance in the sea. *La mer*, **22**, 37-40.
- LATIMER, P., T. T. BANNISTER and E. RABINOWITCH (1956): Quantum yields of fluorescence of plant pigments. *Science*, **124**, 585-586.
- MOREL, A. and L. PRIEUR (1977): Analysis of variations in ocean color. *Limnol. Oceanogr.*, **22**, 709-722.
- MUELLER, J. L. (1973): The influence of phytoplankton on ocean color spectra. Ph. D. Thesis, Oregon State Univ., Corvallis.
- NEVILLE, R.A. and J.F.R. GOWER (1977): Passive remote sensing of phytoplankton via chlorophyll *a* fluorescence. *J. Geophys. Res.*, **82**, 3487-3493.
- OKAMI, N., M. KISHINO, S. SUGIHARA, S. UNOKI, K. MUNAYAMA, T. TOYOTA, T. NAKAJIMA, Y. SASAKI and T. EMURA (1981): Measurements of spectral irradiance in Tokyo Bay. *Tech. Rep. Phys. Oceanogr. Lab., Inst. Phys. Chem. Res.*, **5**, 75 pp.
- OKAMI, N., M. KISHINO and T. MIYAZAKI (1982a): Correlation studies between spectral radiance reflectance and water qualities in Lake Kasumigaura. *J. Remote Sensing Soc. Japan*, **2**, 21-31. (in Japanese with English abstract)
- OKAMI, N., M. KISHINO, S. SUGIHARA and S. UNOKI (1982b): Analysis of ocean color spectra (I). Calculation of irradiance reflectance. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, **38**, 208-214.
- OKAMI, N., M. KISHINO, S. SUGIHARA, N. TAKEMATSU and S. UNOKI (1983): Analysis of ocean color spectra (III). Measurements of optical properties of sea water. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, **38**, 362-372.
- PARSONS, T.R. and J.D.H. STRICKLAND (1963): Discussion of spectrophotometric determination of marine-plant pigments, with revised equations for ascertaining chlorophylls and carotenoids. *J. Mar. Res.*, **21**, 155-163.
- SMITH, R.C. and K.S. BAKER (1981): Optical properties of the clearest natural water (200-800 nm). *Appl. Opt.*, **20**, 177-184.
- SUGIHARA, S., M. KISHINO and N. OKAMI (1984): Contribution of Raman scattering to upward irradiance in the sea. (in preparation)
- TYLER, J.E. and R.C. SMITH (1967): Spectroradiometric characteristics of natural light under water. *J. Opt. Soc. Amer.*, **57**, 595-601.
- TYLER, J.E. and R.C. SMITH (1970): Measurements of spectral irradiance underwater. *Ocean Series*, 1. Gordon and Breach, New York, 103 pp.

## 海中上方向放射照度のスペクトルに対する クロロフィル *a* の蛍光の影響

岸野元彰, 杉原滋彦, 岡見 登

**要旨:** 1982年11月と1983年3月, 東京湾において各層の上方向, 下方向の分光放射照度の測定を行なった。その結果, 各測点の0~30 m において, 上方向分光放射照度の 685 nm 付近に極大をみいだした。この極大値近傍のスペクトルは, 培養プランクトン (*Chaetoceros socialis*) の 440 nm 励起の蛍光スペクトルと同じ形であった。また, (685 nm の極大の大きさ)/(350~600 nm の入射光量子数) はクロロフィル *a* 濃度とよい相関があった。一方, 一次の蛍光の効果を Two-flow モデルにとり入れて蛍光を含む分光照度の理論計算を行なった。計算で得られた 685 nm 付近の照度反射率は観測値とよく一致していた。以上のことから, 685 nm の極大は, 強い青緑色の下方向放射照度によって励起されたクロロフィル *a* の蛍光によって生じたものと結論した。さらにリモートセンシングへの応用について言及した。

## Estimation of quantum yield of chlorophyll *a* fluorescence from the upward irradiance spectrum in the sea\*

Motoaki KISHINO\*\*, Shigehiko SUGIHARA\*\* and Noboru OKAMI\*\*

**Abstract:** Downward and upward spectral irradiance was measured in Tokyo Bay, off Shimoda and an oceanic area to the south of Honshu Island. A peak at about 685 nm in upward irradiance, attributed to chlorophyll fluorescence, was recognized at almost all the stations. In each layer of each area, the observed chlorophyll *a* concentration was closely related with the ratio of fluorescence peak height to the total incident quanta, but there was an obvious difference in the relation between the upper and lower layers, and also between coastal and open sea areas. This suggests that the quantum yield of chlorophyll fluorescence varies dependent on both horizontal and vertical locality.

The quantum yield of fluorescence was estimated on the basis of spectral irradiance by means of a simple equation. The results show a wide variation, both horizontally and vertically, in the quantum yield. The mean quantum yields were 1.8-2.4% in the upper layer and 3.7% in the lower layer in the coastal area, and 4.0% in the upper layer and 6.0% in the lower layer in the open ocean. The reasons for such wide variation were discussed.

### 1. Introduction

Although the relationship between *in vivo* fluorescence and the concentration of chlorophyll *a* has been studied by many researchers (LORENZEN, 1966; STRICKLAND, 1968a, b; FLEMER, 1969; CAPERON *et al.*, 1971; FLEMER and BIGGS, 1971; BERMAN, 1972; PLATT, 1972; SLOVACEK and HANNAN, 1977; RICHESON *et al.*, 1978; HEANEY, 1978; BREEMEN, 1982), the quantum yield of chlorophyll fluorescence was only reported by a few researchers. LATIMER *et al.* (1956) and KIM *et al.* (1978) observed the quantum yield of fluorescence for cultured algae and for natural phytoplankton assemblages collected from the sea, respectively.

GORDON (1979) attributed a peak near 685 nm in the irradiance reflectance spectrum to the *in vivo* fluorescence of chlorophyll *a* in phytoplankton. By means of a radiative transfer equation including the fluorescence process, he computed the quantum yield from the reflectance data. The quantum yield obtained was lower

than those obtained by LATIMER *et al.* (1956) and also KIM *et al.* (1978).

KISHINO *et al.* (1984a) discussed a peak at about 685 nm in the upward irradiance measured in Tokyo Bay and concluded that the peak was attributed to fluorescence of chlorophyll *a* excited by downward blue-green light. As we expected, this peak was also recognized in the upward irradiance measured off Shimoda and in an area to the south of Honshu Island.

In this paper, the quantum yield of chlorophyll *a* fluorescence at each depth was estimated on the basis of downward and upward spectral irradiance by means of a single fluorescence model. Spectral irradiance data used in the present study were measured by an underwater spectral irradiance meter, which can measure downward and upward irradiance simultaneously (KISHINO and OKAMI, 1984). Measurement was carried out in November 1982, in March and October 1983 in Tokyo Bay, and in May 1982 on the cruise of R. V. Tansei-Maru (KT-82-5), and in August 1983 on the cruise of R. V. Tsukuba off Shimoda, in June 1982 on the cruise of R. V. Hakuho-Maru (KH-82-3) in an area to the south of Honshu. Chlorophyll *a* concentration in the surface water taken from

\* Received June 4, 1984. Contribution No. 435 from the Shimoda Marine Research Center, The University of Tsukuba.

\*\* The Institute of Physical and Chemical Research, Wako-shi, Saitama, 351-01 Japan

Tokyo Bay was determined by the spectrophotometric method (PARSONS and STRICKLAND, 1963). Chlorophyll *a* concentrations at each depth off Shimoda and in the area to the south of Honshu were determined by TAKAHASHI (personal communication) and by FUJITA (1984), respectively, using the fluorometric method

(STRICKLAND and PARSONS, 1968). The locations of stations are shown in Fig. 1.

**2. Relation between chlorophyll *a* concentration and fluorescence intensity in the upward irradiance**

The relation between chlorophyll *a* concentration and the ratio of fluorescence intensity at a

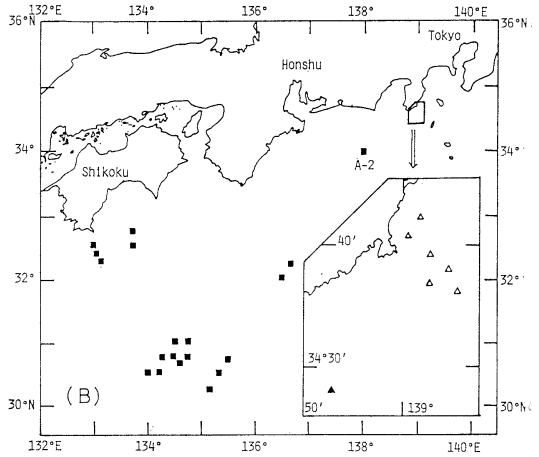
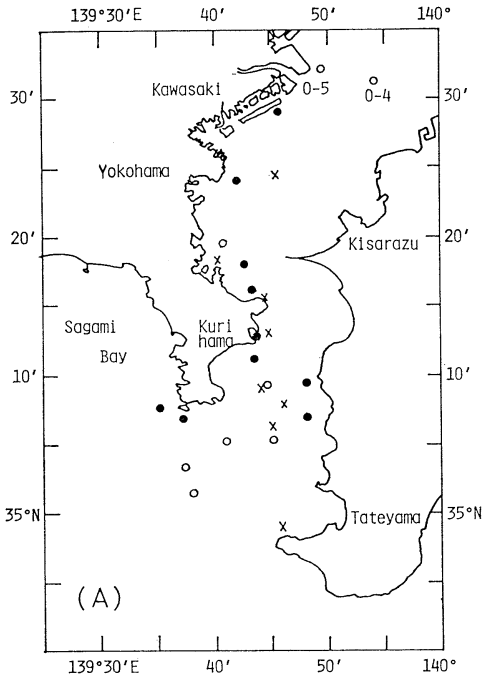


Fig. 1. Locations of stations. (A) ●, November 1982; ×, March 1983; and ○, October 1983 in Tokyo Bay. (B) △, KT-82-5; and ▲, Tsukuba, off Shimoda. ■, KH-82-3 in a southern area of Honshu.

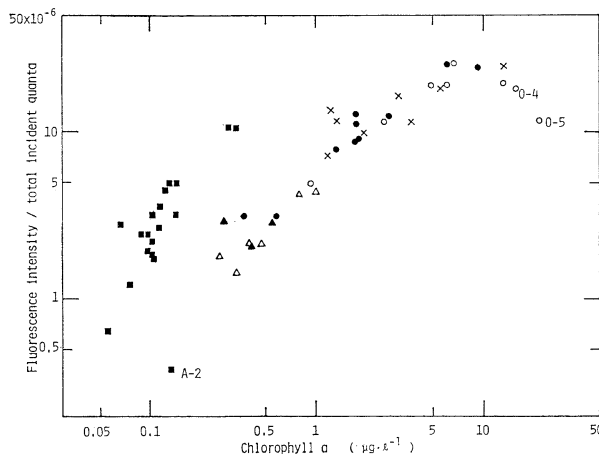


Fig. 2. Relation between chlorophyll *a* concentration and the ratio of fluorescence intensity to the total incident quanta at the surface. ●, November 1982; ×, March 1983; and ○, October 1983 in Tokyo Bay. △, KT-82-5; and ▲, Tsukuba, off Shimoda. ■, KH-82-3 in the southern area of Honshu.

depth of 0 m to the total incident quanta obtained from the downward and upward spectral irradiance measured in various areas is shown in Fig. 2. Data points are grouped roughly into two, although a few points are somewhat scattered: one group was obtained in Tokyo Bay and off Shimoda (the coastal area) and the other was obtained in the area to the south of Honshu except for Stn. A-2 (open sea area). The latter showed about five times stronger fluorescence intensity than the former for the same chlorophyll *a* concentration. The water at Stn. A-2 is considered to belong to oceanic water because it was located about 70 km to the south of Cape Omaezaki. Judging from the relation between fluorescence and chlorophyll, however, the water at Stn. A-2 is included in coastal waters. In both areas, the ratio of fluorescence intensity continuously increased with the increase of chlorophyll *a* concentration up to a certain level. With further increase of chlorophyll *a*, the increasing rate of the ratio decreases and, in the case of coastal waters, the decrease of the ratio itself follows. The presence of two groups in the relation between chlorophyll *a* concentration and fluorescence intensity implies the differences of quantum yield in the two areas.

### 3. Single fluorescence model

Based upon a single fluorescence model, KISHINO *et al.* (1984a) estimated the fluorescence intensity in the upward irradiance  $F_i(z, 685)$  as follows;

$$F_i(z, 685) = \frac{2\pi\beta C}{hc} \int_{350}^{600} E_d(z, \lambda) \lambda a_{ph}(\lambda) \frac{1}{K(\lambda)^2} \left[ K(\lambda) + \alpha \log \frac{\alpha}{K(\lambda) + \alpha} \right] d\lambda, \quad (1)$$

where  $E_d(z, \lambda)$  is the downward irradiance at the depth of  $z$  for wavelength  $\lambda$ ,  $a_{ph}(\lambda)$  is the absorption coefficient of phytoplankton per unit chlorophyll *a* concentration,  $C$  is the chlorophyll *a* concentration,  $K$  is the attenuation coefficient for downward irradiance,  $\alpha$  is the beam attenuation coefficient at 685 nm,  $h$  is the Plank's constant,  $c$  is the light velocity, and  $\beta$  is the volume fluorescence function at wavelength 685 nm. Applying the Gaussian distribution to the emission line of chlorophyll fluorescence at a

peak of 685 nm, the quantum yield of fluorescence,  $\phi$ , can be defined by

$$\phi = \beta \cdot 4\sigma\pi^{3/2}, \quad (2)$$

where  $\sigma^2$  is the variance of the Gaussian distribution. Then,  $\phi$  is expressed from Eqns. 1 and 2 as

$$\phi = \frac{2\sigma\pi^{1/2}hcF_i(z, 685)}{C \int_{350}^{600} E_d(z, \lambda) \lambda a_{ph}(\lambda) \frac{1}{K(\lambda)^2} \left[ K(\lambda) + \alpha \log \frac{\alpha}{K(\lambda) + \alpha} \right] d\lambda}. \quad (3)$$

### 4. Calculated quantum yield of fluorescence

Using Eqn. 3,  $\phi$  at each depth is calculated. In the calculation,  $E_d$  and  $C$  were set at each respective measured value, and  $K$  and  $F_i$  were calculated from the downward and upward spectral irradiance. The values of  $a_{ph}$  in Tokyo Bay were taken from the measured values of cultured phytoplankton (*Chaetoceros socialis*) and those for the other areas were estimated from the absorption coefficient of suspended particles determined by the opal glass method

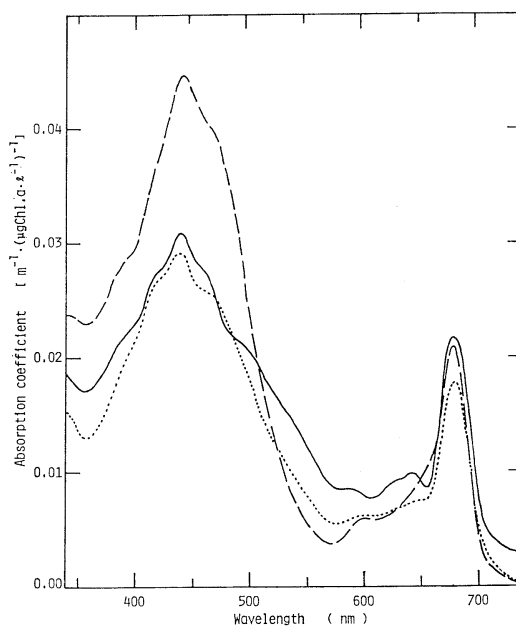


Fig. 3. Absorption coefficient of phytoplankton per unit chlorophyll *a* concentration. Solid line, Tokyo Bay; dotted line, off Shimoda; and dashed line, south of Honshu.

(KISHINO *et al.*, 1984b). The spectral distributions of  $a_{ph}$  are shown in Fig. 3. Since the beam attenuation coefficient at 685 nm was not deter-

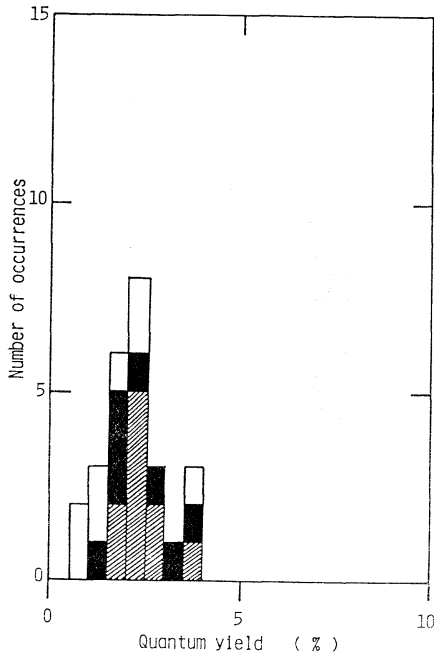


Fig. 4. The histogram of calculated quantum yield at the surface in Tokyo Bay. Shaded bars, November 1982; black bars, March 1983; and open bars, October 1983.

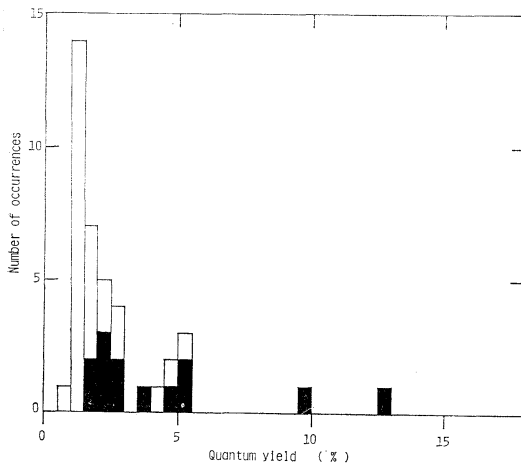


Fig. 5. The histogram of calculated quantum yield off Shimoda. Open bars indicate the numbers above the depth where relative quanta decrease down to 10% of surface values. Black bars indicate the numbers below that depth.

mined,  $\alpha$  in Eqn. 3 is replaced by  $K(685)$ . The value of  $\sigma$  is also assumed to be 10.6 nm, which is the same as the value reported in a previous paper (KISHINO *et al.*, 1984a).

The histograms in Figs. 4 to 6 show a frequency of calculated quantum yield of fluorescence in the step of 0.5%. In Tokyo Bay, only surface chlorophyll *a* was measured and the data of  $\phi$  were grouped in each month. In other areas,  $\phi$  at different depths were determined and the data were grouped above and below the depth where the relative quanta decreased down to 10% of the surface value. The mean value and standard deviation of  $\phi$  computed in each area are summarized in Table 1.

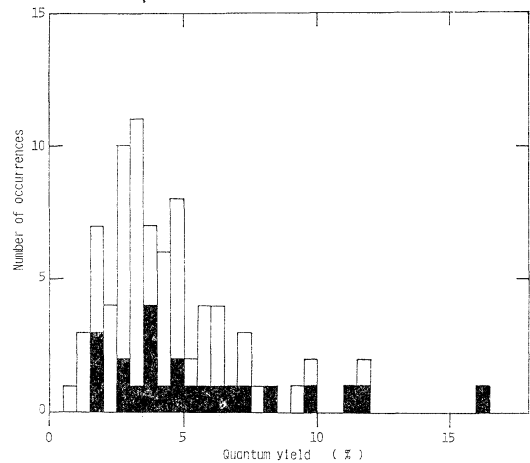


Fig. 6. The histogram of calculated quantum yield in the southern area of Honshu. Open and black bars as in Fig. 5.

Table 1. Summary of mean value and standard deviation of quantum yield. Numbers in parentheses indicate the numbers of available data.

Area		$\phi$
Tokyo Bay	Nov. '82	$2.4 \pm 0.5$ (10)
	Mar. '83	$2.4 \pm 0.8$ (8)
	Oct. '83	$1.8 \pm 1.0$ (8)
	mean	$2.2 \pm 0.8$ (26)
Off Shimoda	upper layer	$2.0 \pm 1.2$ (23)
	lower layer	$3.7 \pm 3.1$ (17)
	mean	$2.7 \pm 2.4$ (40)
Open ocean	upper layer	$4.0 \pm 2.2$ (59)
	lower layer	$6.0 \pm 3.6$ (21)
	mean	$4.5 \pm 2.8$ (80)

In Tokyo Bay (Fig. 4),  $\phi$  varied between 0.6 and 3.8% with a mean value of 2.2%. In November and March,  $\phi$  was nearly the same, while in October,  $\phi$  was slightly smaller. The  $\phi$  smaller than 1% in October corresponds to low fluorescence intensity at two stations indicated by Stns. O-4 and O-5 in Fig. 2.

The  $\phi$  off Shimoda showed a peak at 1-1.5% and a small peak at 5-5.5% (Fig. 5). The mean values in the upper and lower layers were 2.0% and 3.7%, respectively;  $\phi$  in the lower layer was nearly twice as large as that in the upper layer, and the  $\phi$  in the upper layer was the same as that in Tokyo Bay.

The values of  $\phi$  in the area to the south of Honshu except for Stn A-2 ranged from 0.8 to 16% (Fig. 6). The means in the upper and lower layers were 4.0 and 6.0%, respectively, which were considerably larger than those obtained both in Tokyo Bay and off Shimoda. It is noticeable that  $\phi$  in the lower layer was larger than that in the upper layer, as in the case found off Shimoda. At Stn. A-2 during the cruise of KH-82-3,  $\phi$  ranged between 0.5 and 1.8% in the upper layer and between 1.6 and 4.2% in the lower layer. These values were consistent with those obtained off Shimoda.

## 5. Discussion

In the calculation,  $a_{ph}$  shown in Fig. 3 was used. The mean value of  $a_{ph}$  between 350 and 700 nm was 0.0172 in Tokyo Bay, 0.0148 off Shimoda, and  $0.200 \text{ m}^{-1} (\mu\text{g Chl. } a \cdot \text{l}^{-1})^{-1}$  in the southern area of Honshu. The values of  $a_{ph}$  for the coastal area were nearly the same as those obtained by LORENZEN (1972), MOREL and PRIEUR (1977) and PRIEUR and SATHYENDRANATH (1981). The values of  $a_{ph}$  for the open ocean were considerably larger than those for the coastal area, especially in the blue light region. As is clearly seen in Eqn. 3, computed  $\phi$  was largely affected by the variation of  $a_{ph}$ . In addition to large  $a_{ph}$ , downward irradiance in the open ocean had a maximum at about 480-500 nm, while the maximum in the coastal water appeared at 500-570 nm. Accordingly, the phytoplankton in the open ocean could absorb much more energy than that in the coastal area. If  $a_{ph}$  in the open ocean is nearly the same as that in the coastal area, the energy

absorbed by phytoplankton should decrease and  $\phi$  should become 1.5 or 2 times as much as the present result. Such a  $\phi$  is too large to be obviously realistic. Therefore,  $a_{ph}$  observed in the open ocean in the present study is reasonable, although the  $a_{ph}$  in the blue region in the open ocean is considerably larger than that in other areas.

Quantum yields of chlorophyll fluorescence have been reported by several workers in experimental setups. LATIMER *et al.* (1956) indicated that the quantum yield of *in vivo* fluorescence of chlorophyll *a* in three cultured algae (*Chlorella pyrenoidosa*, *Navicula minima* and *Synechocystis* sp.) was in a range of 1.5 to 2.8%. These values were consistent with the mean values obtained from the surface waters off Shimoda (2.0%) and in Tokyo Bay (1.8-2.4%). On the other hand,  $\phi$  obtained in the open ocean and also from the lower layer off Shimoda was large, ranging from 3.7% to 6.0%. These values, however, were within the limit of 1 to 6% obtained by KIM *et al.* (1978) for natural phytoplankton assemblages in Chesapeake Bay. The quantum yield calculated by GORDON (1979) based upon the data on spectral irradiance measured by MOREL and PRIEUR (1975) is very small, 0.66-0.79%. These values are consistent with the lower values in Tokyo Bay and in the area to the south of Honshu. Thus, it is suggested that  $\phi$  varies with depth and geographical location.

One of the factors causing variation with geographical location was the difference in phytoplankton species (STRICKLAND, 1968a, b; BREEMEN, 1982). In fact, the dominant species of phytoplankton were diatoms in the coastal area, while picophytoplankton smaller than  $3 \mu$  (blue-green or green algae) were predominant in the open ocean (TAKAHASHI, personal communication). However, LATIMER *et al.* (1956), SLOVACEK and HANNAN (1977) and HEANEY (1978) showed that the quantum yield of fluorescence or the ratio of fluorescence to chlorophyll *a* concentration for diatoms was considerably larger than that for blue-green and green algae. Therefore, the variation of  $\phi$  at different locations observed in the present study might be difficult to explain by the variation in the dominant phytoplankton species. Investigations of con-

tinuous cultures of *Cyclotella nana* by KIEFER (1973b) showed that the *in vivo* chlorophyll *a* fluorescence was much stronger in nitrogen-starved cells than those in enriched conditions. Therefore, the variation of  $\phi$  with the location might be explained by the amounts of nutrient: nutrients were abundant in the coastal area, but scarce in the open ocean.

As shown in Table 1, the difference of  $\phi$  between the upper and lower layers is also evident. The values of  $\phi$  in the lower layers in both areas were about 1.5-2 times larger than those in the upper layers. There are several reasons for the differences in  $\phi$  between the upper and the lower layers. First, the difference of phytoplankton species is one of possible factors influencing the quantum yield as stated in the case of variation with geographical location, although no detailed floristic data on phytoplankton were available for the present study.

Secondly, photoinhibition in the upper layer should be considered. HEANEY (1978) observed photoinhibition of the *in vivo* fluorescence of chlorophyll *a* during a study of the vertical distribution of *Ceratium hirundinella* in Esthwaite Water; the ratio of fluorescence to chlorophyll *a* concentration was more or less constant with depth at night, while the ratio in the surface layer decreased appreciably in bright sunshine. PRÉZELIN and LEY (1980) observed daily changes in the *in vivo* fluorescence in nearshore water off Santa Barbara; the ratio was not constant with time and had a minimum at midday. The effect of photoinhibition was also observed by KIEFER (1973a, b). In the present study, the low values of  $\phi$  at the upper layer were possibly affected by this photoinhibition as well as the possible changes in phytoplankton species with depth.

It should also be noted that the spectral irradiance data used in the present study were collected at various times of the day and this could also result in some variation of  $\phi$  even in the same area and at the same depth. The present results, however, suggest considerably large physiological variation in  $\phi$  largely in response to nutrient and light intensity. The method for estimating the quantum yield from the spectral irradiance is advantageous because spectral irradiance measurement is rather

routine in most cases for the study of bio-optics. In this case, however, the absorption coefficient of phytoplankton must be known.

If the small variation of quantum yield of fluorescence with depth is assumed, chlorophyll *a* concentration could be calculated reversely from the underwater spectral irradiance (KISHINO *et al.*, 1984a). Further, in the case of small variation in the quantum yield with the geographical location, the surface chlorophyll *a* is probably detectable from remotely sensed fluorescence intensity. NEVILLE and GOWER (1977) and GOWER (1980) succeeded in obtaining chlorophyll *a* concentration from the surface radiance observed at high altitude or on board ship. However, it is noted here that upwelled fluorescent light is not necessarily related in a simple way to the chlorophyll *a* concentration because of large physiological variation in the quantum yield of fluorescence. The validity of this method must be studied by further investigations of the quantum yield of fluorescence in the various physiological states of phytoplankton.

## 6. Summary

1. Downward and upward spectral irradiance was measured in Tokyo Bay, off Shimoda and in an area to the south of Honshu. A peak at about 685 nm in the upward irradiance was observed at almost all stations. This peak can be attributed to the fluorescence of chlorophyll *a*.
2. The relation between chlorophyll *a* concentration and the ratio of fluorescence intensity to the total incident quanta was classified into two groups: the coastal area and the open ocean.
3. From the spectral irradiance data, the quantum yield of fluorescence was estimated by means of a simple theoretical equation based on a single fluorescence model.
4. The quantum yields computed varied in a rather wide range. The mean value in the coastal area was 2.0-2.4% at the upper layer and 3.7% at the deeper layer, while, in the open ocean, it was 4.0% at the upper layer and 6.0% at the deeper layer.
5. The difference in the quantum yield of fluorescence between the lower and upper layer was apparently accounted for by the photoinhibition in the upper layer.
6. Variation in the quantum yield of fluo-



rescence depending on the geographical location may be explained by the difference in nutrient availability.

### Acknowledgements

The authors are much indebted to Dr. Y. FUJITA, National Institute for Basic Biology, and Dr. M. TAKAHASHI, the University of Tsukuba, who gave us valuable advice and suggestions. Field research was conducted at the Shimoda Marine Research Center of the University of Tsukuba, and during cruises of R. V. Tansei-Marun (KT-82-5) and of R. V. Hakuho-Marun (KH-82-3) of Ocean Research Institute, the University of Tokyo. We would like to thank Mrs. Y. IMADA, Inst. Phys. Chem. Res., for her technical support in the determination of chlorophyll *a* in Tokyo Bay. We are also grateful for the kind encouragement and advice given by Dr. S. UNOKI, Inst. Phys. Chem. Res.

This study was in part financially supported by the Science and Technology Agency of Japan.

### References

- BERMAN, T. (1972): Profiles of chlorophyll concentrations by *in vivo* fluorescence: Some limnological applications. *Limnol. Oceanogr.*, **17**, 616-618.
- BREEMEN, L. W. C. A. VAN (1982): Comparison of fluorometric and spectrophotometric methods for *in vivo* chlorophyll determination. *Arch. Hydrobiol. Beih. Ergebn. Limnol.*, **16**, 25-34.
- CAPERON, J., S. A. CATTELL and G. KRASNICK (1971): Phytoplankton kinetics in a subtropical estuary: Eutrophication. *Limnol. Oceanogr.*, **16**, 599-607.
- FLEMER, D. A. (1969): Continuous measurement of *in vivo* chlorophyll of a dinoflagellate bloom in Chesapeake Bay. *Chesapeake Sci.*, **10**, 99-103.
- FLEMER, D. A. and R. B. BIGGS (1971): Short term fluorescence and dissolved oxygen relationships in the upper Chesapeake Bay. *Chesapeake Sci.*, **12**, 45-52.
- FUJITA, Y. (1984): CTD-RMS data list. *In*: KH-82-3 preliminary data report, Hakuho Maru, June 9 to July 8. Ocean Res. Inst., Univ. Tokyo, (in press).
- GORDON, H. R. (1979): Diffuse reflectance of the ocean: the theory of its augmentation by chlorophyll *a* fluorescence at 685 nm. *Appl. Opt.*, **18**, 1161-1166.
- GOWER, J. F. R. (1980): Observations of *in situ* fluorescence of chlorophyll-*a* in Saanich Inlet. *Boundary-Layer Meteor.*, **18**, 235-245.
- HEANEY, S. I. (1978): Some observations on the use of the *in vivo* fluorescence technique to determine chlorophyll *a* in natural populations and cultures of freshwater phytoplankton. *Freshwater Biol.*, **8**, 115-126.
- KIEFER, D. A. (1973a): Fluorescence properties of natural phytoplankton populations. *Mar. Biol.*, **22**, 263-269.
- KIEFER, D. A. (1973b): Chlorophyll *a* fluorescence in marine centric diatoms: responses of chloroplasts to light and nutrient stress. *Mar. Biol.*, **23**, 39-46.
- KIM, H. H., C. R. MCCLAIN, J. T. MCLEAN and F. VONBUN, Jr. (1978): A laser fluorosensing study — supplementary notes. NASA, 29pp.
- KISHINO, M. and N. OKAMI (1984): Instrument for measuring downward and upward spectral irradiance in the sea. *La mer*, **22**, 37-40.
- KISHINO, M., S. SUGIHARA and N. OKAMI (1984a): Influence of fluorescence of chlorophyll *a* on underwater upward irradiance spectrum. *La mer*, **22**, 224-232.
- KISHINO, M., M. TAKAHASHI, N. OKAMI and S. ICHIMURA (1984b): Estimation of spectral absorption coefficients of phytoplankton. (in preparation)
- LATIMER, P., T. T. BANNISTER and E. RABINOWITZ (1956): Quantum yields of fluorescence of plant pigments. *Science*, **124**, 585-586.
- LORENZEN, C. J. (1966): A method for the continuous measurement of *in vivo* chlorophyll concentration. *Deep-Sea Res.*, **13**, 223-227.
- LORENZEN, C. J. (1972): Extinction of light in the ocean by phytoplankton. *J. Cons. Int. Explor. Mer*, **34**, 262-267.
- MOREL, A. and L. PRIEUR (1975): Analyse spectrale des coefficients d'absorption et de retrodiffusion pour diverses region marines. *Lab. Oceanogr. Phys., Villefranche-sur-Mer*, Rep. No. 17, 157pp.
- MOREL, A. and L. PRIEUR (1977): Analysis of variations in ocean color. *Limnol. Oceanogr.*, **22**, 709-722.
- NEVILLE, R. A. and J. F. R. GOWER (1977): Passive remote sensing of phytoplankton via chlorophyll *a* fluorescence. *J. Geophys. Res.*, **82**, 3487-3493.
- PARSONS T.R. and J.D.H. STRICKLAND (1963): Discussion of spectrophotometric determination of marine-plant pigments, with revised equations for ascertaining chlorophylls and carotenoids. *J. Mar. Res.*, **21**, 155-163.

- PLATT, T. (1972): Local phytoplankton abundance and turbulence. *Deep-Sea Res.*, **19**, 183-187.
- PRÉZELIN, B. B. and A. C. LEY (1980): Photosynthesis and chlorophyll *a* fluorescence rhythms of marine phytoplankton. *Mar. Biol.*, **55**, 295-307.
- PRIEUR, L. and S. SATHYENDRANATH (1981): An optical classification of coastal and oceanic waters based on the specific spectral absorption curves of phytoplankton pigments, dissolved organic matter, and other particulate materials. *Limnol. Oceanogr.*, **26**, 671-689.
- RICHERSON, P. J., M. LOPEZ and T. COON (1978): The deep chlorophyll maximum layer of Lake Tahoe. *Verh. Internat. Verein. Limnol.*, **20**, 426-433.
- SLOVACEK, R. E. and P. J. HANNAN (1977): *In vivo* fluorescence determinations of phytoplankton chlorophyll *a*. *Limnol. Oceanogr.*, **22**, 919-925.
- STRICKLAND, J.D.H. (1968a): Continuous measurement of *in vivo* chlorophyll; a precautionary note. *Deep-Sea Res.*, **15**, 225-227.
- STRICKLAND, J.D.H. (1968b): A comparison of profiles of nutrient and chlorophyll concentrations taken from discrete depths and by continuous recording. *Limnol. Oceanogr.*, **13**: 388-391.
- STRICKLAND, J.D.H. and T.R. PARSONS (1968): A practical handbook of seawater analysis. *Bull. Fish. Res. Bd. Can.*, 167.

## 海中分光放射照度から推定したクロロフィル *a* の蛍光の量子収率

岸野元彰, 杉原滋彦, 岡見 登

要旨: 東京湾, 下田沖と本州南方海域において各層の上方向, 下方向の分光放射照度の測定を行なった。各測点で上方向放射照度の 685 nm 付近に, クロロフィル *a* の蛍光による極大を見いだした。クロロフィル *a* 濃度と蛍光強度の間には, よい相関があり, またその関係は沿岸域と外洋の二つのグループに分かれた。これは二つの海域で蛍光の量子収率が異なることを暗示している。

測定された分光放射照度から一次蛍光モデルを用いて蛍光の量子収率を推定した。その結果, 蛍光の量子収率は海域と深さによって大きく変動していた。量子収率の平均値は沿岸域では上層で 1.8-2.4%, 下層で 3.7% であった。一方, 外洋では上層で 4.0%, 下層で 6.0% であった。両海域で上層より下層が大きいのは, 主としての強光阻害によって生じたものと考えられる。また, 沿岸域と外洋の蛍光の量子収率の差は主として栄養塩の差によると考えられる。

## The oxidation rate constant and the residence time of manganese in seawater pumped from underground\*

Yoshio SATO\*\*, Hitoshi MATSUMOTO\*\*, Shiro OKABE\*\*  
and Noburu TAKEMATSU\*\*\*

**Abstract:** The oxidation rate constant and the residence time of manganese were measured in a water supply system at the Marine Science Museum, Tokai University, where both todorokite and birnessite are precipitated from aerated well-seawater. The oxidation rate constant of manganese was  $1 \times 10^{20} \text{ mol}^{-4} \text{ l}^{+4} \text{ d}^{-1}$ , which is three orders of magnitude smaller than that obtained in Saanich Inlet and two orders of magnitude larger than that measured in the laboratory. The residence time of manganese in this system was about two hours, which is the shortest among the ones reported. The short residence time is due to the high concentration of manganese oxides in the system as well as the relatively high oxidation rate constant.

### 1. Introduction

The kinetics of the oxidation of manganese have been studied fairly well in the laboratory and in the field (MORGAN, 1964, 1967; BREWER, 1975; COUGHLIN and MATSUI, 1976; EMERSON *et al.*, 1979; HEM, 1981; SUNG and MORGAN, 1981; EMERSON *et al.*, 1982). However, the oxidation rate constant of manganese reported ranges from  $5 \times 10^{18} \text{ mol}^{-4} \text{ l}^{+4} \text{ d}^{-1}$  measured in the laboratory to  $8 \times 10^{23} \text{ mol}^{-4} \text{ l}^{+4} \text{ d}^{-1}$  obtained in Saanich Inlet, although the high value in Saanich Inlet has been attributed to biological catalysis (BREWER, 1975; EMERSON *et al.*, 1979).

The water supply system at the Marine Science Museum, Tokai University, offers a convenient site for the study of the kinetics of Mn(II) oxidation. Seawater used in the aquaria is pumped from underground. The well-seawater contains a little dissolved oxygen and about 1 ppm of manganese. After aeration, manganese oxides are precipitated from the seawater. In this system, the oxidation rate constant and the residence time of manganese were measured.

### 2. Materials and methods

#### 2.1. Study site

The water supply system is shown in Fig. 1. The well is located about 50 m from the coast. The well-seawater is aerated and runs into a precipitation tank through a waterway covered with translucent plastic plates. In the waterway, bog moss and some diatoms grow, and supply organic matter to the precipitation tank. The precipitation tank is separated into four compartments and each compartment contains three sheets of polyurethane filters. The filters act as the site of manganese oxidation as well as for removal of manganese oxides formed in seawater. The tank is cleaned thoroughly and polyurethane filters are renewed once a year,

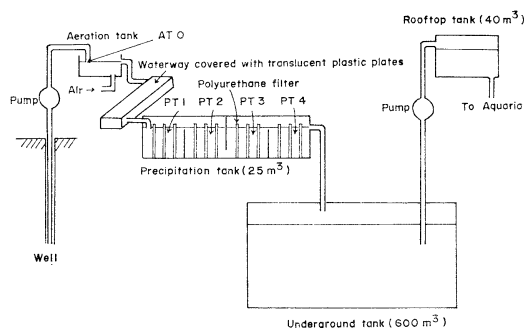


Fig. 1. Schematic diagram of the water supply system at the Marine Science Museum, Tokai University, and the sampling points.

\* Received May 20, 1984

\*\* Faculty of Marine Science and Technology, Tokai University, Orito 3-20-1, Shimizu-shi, Shizuoka Pref., 424 Japan

\*\*\* The Institute of Physical and Chemical Research, Hirosawa 2-1, Wako-shi, Saitama Pref., 351-01 Japan

in July. The amount of seawater used in the aquaria is about 500 m<sup>3</sup> per day.

### 2.2. Sampling and methods

Seawater was sampled from each compartment using a prewashed polyethylene basket and analysed for dissolved oxygen, pH, Eh and manganese. Dissolved oxygen was determined by the Winkler method. The samples were treated with manganous sulfate and alkaline iodide reagents immediately after sampling. The pH and Eh were measured on the spot. Dissolved manganese was determined directly by atomic absorption spectrometry. Seawater samples were filtered through a Toyo GC 50 glass fiber filter and a solution containing hydrochloric acid and hydroxylamine hydrochloride was added to prevent the precipitation of manganese oxides. Hydroxylamine hydrochloride was purified by solvent extraction. The determination of dissolved manganese in samples was made relative to 0.7 M NaCl standard solutions containing known amounts of manganese and reagents used.

Three kinds of manganese oxide samples were taken from each compartment: manganese oxides deposited on the bottom of the tank, those precipitated on the polyurethane filters and those precipitated on the polyethylene mesh baskets which were set up to collect samples for metal and organic carbon measurements. The manganese oxide deposits were desalted with water purified by Milli-R/Q (Millipore Corp.) and air-dried. The deposits were analyzed for manganese mineral composition, molar ratio of oxygen to manganese and organic carbon content. Minerals were examined by X-ray diffraction, the molar ratio of O/Mn was measured by the method of GATTOW (1961) and the organic carbon content was measured with an MT-500

CN Corder (Yanaco Ltd.). Detailed procedures of the analyses have been published elsewhere (TAKEMATSU *et al.*, 1984).

## 3. Results and discussions

### 3.1. The properties of seawater

The properties of seawater are given in Table 1. The properties of the well-seawater (AT 0) are constant throughout the year. The salinity of the well-seawater (33‰) is comparable to that of the nearest coastal seawater (31–34‰), although the pH of the former (7.6) is a little lower than that of the latter (8.2–8.4). The well-seawater has a temperature of about 18°C, and contains a little dissolved oxygen and about 1 ppm of manganese. After aeration, the pH and Eh increase and the concentration of manganese decreases. The variation of pH, dissolved oxygen and manganese with time is shown in

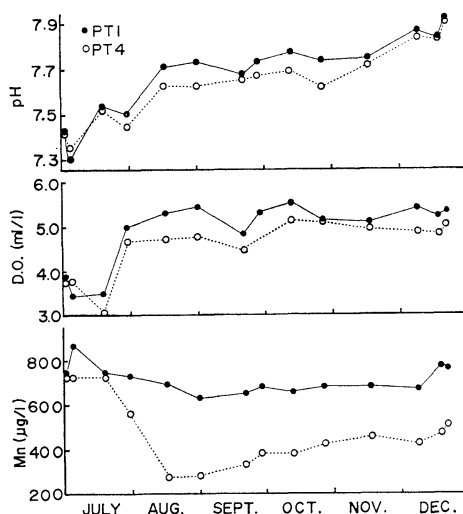


Fig. 2. The variation of pH, dissolved oxygen and manganese with time.

Table 1. The properties of well-seawater.

		Salinity (‰)	Temp. (°C)	pH	Eh (mv)	D.O. (ml/l)	Mn (µg/l)
1982	AT. 0	32.901±0.098	18.3±0.4	7.50±0.12	284±6	0.94±0.49	963±85
	PT. 1	32.999±0.156	18.5±0.5	7.78±0.07	350±26	5.24±0.20	714±68
	PT. 4	32.997±0.170	18.5±0.5	7.73±0.10	374±23	4.86±0.58	476±163
1983	AT. 0	33.120±0.227	18.5±0.3	7.58±0.05	299±23	0.76±0.13	928±86
	PT. 1	33.077±0.137	18.8±0.2	7.85±0.04	359±17	5.06±0.20	688±144
	PT. 4	33.072±0.136	18.9±0.2	7.78±0.04	391±16	4.74±0.46	407±156

Fig. 2. The concentration of manganese at PT 1 is relatively constant and lower than that at AT 0 by about 300  $\mu\text{g/l}$ . The decrease is due to removal of manganese in the aeration tank and the waterway which have not been cleaned over the years. The discernible decrease in the concentration of manganese at PT 4 is not observed until about a month has passed after the cleaning of the tank and the renewal of polyurethane filters. This is attributed to the lack of manganese oxides which catalyze the oxidation of manganese (MORGAN, 1964). The concentration of manganese at PT 4 increases with time after the most effective removal of manganese in August. The pH mostly follows the manganese concentration. The marked increase in the concentration of manganese in

December is due to the clogging of the filters by manganese oxides and the overflow of seawater. The causes of the lower values of pH and dissolved oxygen than the average ones in July are not clear, but may be attributed to the decomposition of organic matter supplied from the waterway and/or to the progress of the oxidation of manganese.

### 3.2. Mineralogy, O/Mn ratio and organic carbon content of the manganese oxides

The ratios of todorokite to birnessite decrease from PT 1 to PT 4, although the absolute ratios vary greatly with the time of sampling and there are a few exceptions (Fig. 3; Table 2). The O/Mn ratios vary between 1.82 and 1.97, and the O/Mn ratios in the deposits on the bottom, except PT 1, are higher than those on

Table 2. Mineralogy, O/Mn ratio and organic carbon content of manganese oxides.

Sample	Duration	T/B ratio	O/Mn ratio	Org. carbon (mg/g)
PT1D 12	July, 1981-Dec., 1981	>30	1.823	187
PT2D 12	"	1.1	1.966	76.8
PT1D 3	Jan., 1982-Mar., 1982	>30	1.898	109
PT2D 3	"	0.50	1.963	35.4
PT3D 3	July, 1981-Mar., 1982	0.36	1.970	32.5
PT4D 3	"	0.45	1.962	20.3
PT1D 6	Apr., 1982-June, 1982	1.6	1.936	93.5
PT2D 6	"	0.21	1.955	28.0
PT3D 6	"	0.19	1.964	19.6
PT4D 6	"	0.23	1.965	19.1
PT1F 12	July, 1981-Dec., 1981	0.50	1.899	12.3
PT2F 12	"	0.74	1.875	10.8
PT1F 3	Jan., 1982-Mar., 1982	1.8	1.872	22.2
PT2F 3	"	1.5	1.862	14.6
PT3F 3	July, 1981-Mar., 1982	0.83	1.893	9.65
PT4F 3	"	0.90	1.895	9.48
PT1F 6	Apr., 1982-June, 1982	5.7	1.818	22.4
PT2F 6	"	4.2	1.840	15.6
PT3F 6	"	2.5	1.844	14.3
PT4F 6	"	2.8	1.847	18.3
UGTF 6	July, 1981-June, 1982	0.95	1.865	15.0
PT1U 81	July, 1980-June, 1981	0.41	1.919	—
PT2U 81	"	0.32	1.926	—
PT3U 81	"	0.25	1.908	—
PT4U 81	"	0.16	1.924	—
PT1U 82	July, 1981-June, 1982	0.33	1.939	—
PT2U 82	"	0.84	1.933	—
PT3U 82	"	0.75	1.915	—
PT4U 82	"	0.43	1.936	—

T: todorokite. B: birnessite. D, F and U denote the depositions on the bottom of the precipitation tank, on the polyethylene mesh basket and on the polyurethane filter, respectively.

the polyurethane filters, and those on the polyethylene mesh baskets are the lowest (Table 2). The O/Mn ratios are in inverse proportion to the ratios of todorokite to birnessite (Fig. 4). The manganese oxides which have high organic carbon contents are todorokite-rich. These results support the hypothesis that todorokite is formed in less oxidizing environments than birnessite (GLASBY, 1972).

### 3.3. The kinetics of manganese oxidation

For the kinetics of Mn(II) oxidation at constant pH and partial pressure of oxygen, MORGAN (1964) proposed the differential equation as follows:

$$-d[\text{Mn(II)}]/dt = k_1[\text{Mn(II)}] + k_2[\text{Mn(II)}][\text{MnO}_x], \quad (1)$$

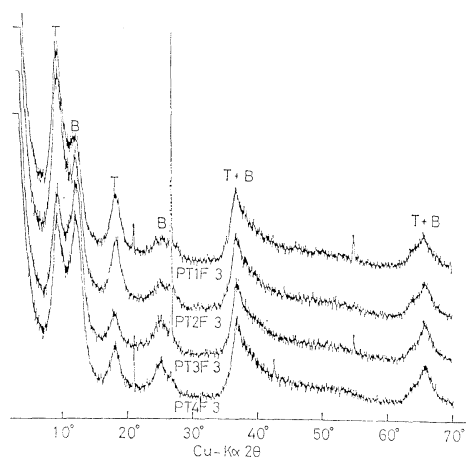


Fig. 3. Typical X-ray diffraction patterns of air-dried samples. T and B denote todorokite and birnessite, respectively.

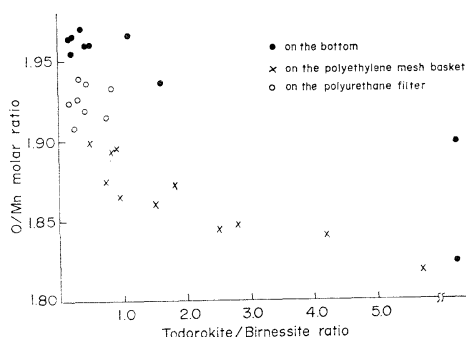
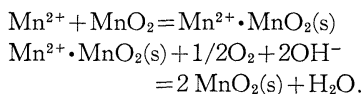


Fig. 4. The relationship between the O/Mn ratios and the ratios of todorokite to birnessite in the manganese oxide deposits.

where  $[\text{MnO}_x]$  denotes the concentration of manganese oxides. The reaction involving manganese oxides is autocatalytic and consists of two steps:



For the above reactions, the rate law was given as follows:

$$-d[\text{Mn(II)}]/dt = k_{\text{Mn}}[\text{Mn(II)}][\text{MnO}_2][\text{O}_2][\text{OH}^-]^2. \quad (2)$$

As  $k_2$  is much larger than  $k_1$  (COUGHLIN and MATSUI, 1976), the oxidation rate constant is obtained according to eq. (2) in this study. The concentrations of manganese, dissolved oxygen and hydroxyl ion at PT 2 are adopted in the calculation, although the concentration of manganese decreases exponentially from PT 1 to PT 4 (Fig. 5). Fig. 5a is a case immediately after the cleaning of the tank and the renewal of polyurethane filters, and Fig. 5c shows a case in which seawater is overflowing the polyurethane filters at PT 1 because the filters are clogged by manganese oxides. This, however, will not influence so much the results. The concentration of manganese oxides accumulated in the tank after the cleaning of the tank and the

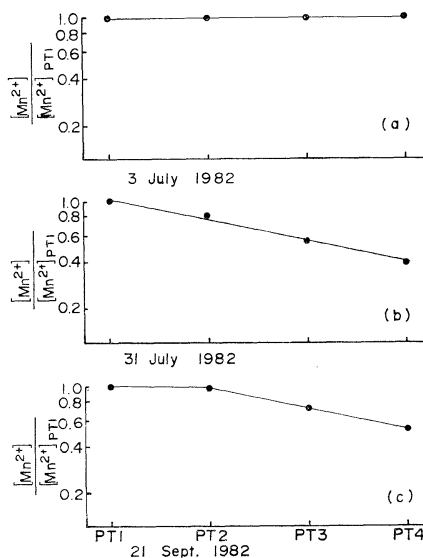


Fig. 5. The exponential decrease of the concentration of manganese in seawater during the passage through the tank.

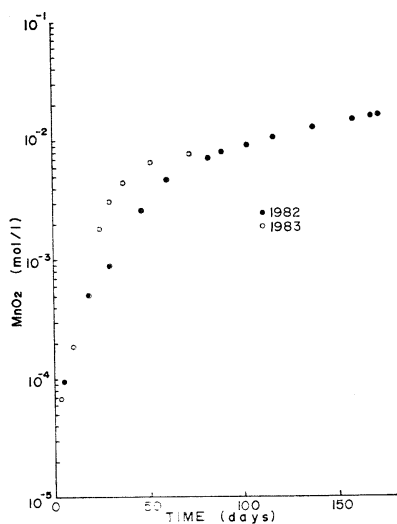


Fig. 6. The concentration of manganese oxides accumulated in the tank after cleaning.

renewal of the filters ( $[\text{MnO}_2]_t$ ; Fig. 6) is calculated using the following equation:

$$[\text{MnO}_2]_t = \int_0^{t(\text{day})} \frac{([\text{Mn(II)}]_{\text{PT1}} - [\text{Mn(II)}]_{\text{PT4}}) \times 500 \text{ m}^3/\text{day}}{25 \text{ m}^3} dt, \quad (3)$$

where  $[\text{Mn(II)}]_{\text{PT1}}$  and  $[\text{Mn(II)}]_{\text{PT4}}$  are the concentrations of dissolved manganese at PT 1 and PT 4, respectively. The volume of the tank is  $25 \text{ m}^3$  and the amount of seawater used in the aquaria is about  $500 \text{ m}^3$  per day. The calculated values of the oxidation rate constant are shown in Fig. 7. The values decrease with time. This is attributed to the conditions that all the manganese oxides accumulated in the tank are not necessarily active in the oxidation of manganese and that non-active part of accumulated manganese oxides increases with time. However, the values obtained from the early stage after cleaning include an error in the estimation of the concentration of accumulated manganese oxides. Therefore, the value on the narrow plateau in Fig. 7 is selected to be adequate. The weak point of this system for the measurement of the oxidation rate constant is the conditions that the reaction sites are limited to the polyurethane filters and the wall of the tank including the bottom because manganese

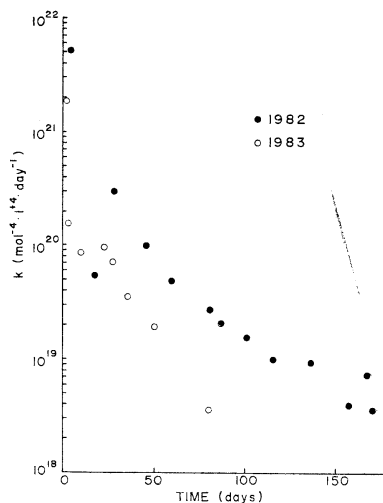


Fig. 7. The change of the oxidation rate constant of manganese with time.

oxides formed in seawater are removed by the polyurethane filters. Therefore, the oxidation rate constant obtained may be the minimum one.

The oxidation rate constant and the residence time are summarized in Table 3. The oxidation rate constant in the present study is higher than that obtained in the laboratory (BREWER, 1975) and lower than that in Saanich Inlet (EMERSON *et al.*, 1979). The value obtained in Saanich Inlet was the one for oxides of manganese of which oxidation state was from 2.3 to 2.7 (EMERSON *et al.*, 1982), while the oxidation state of manganese in the present study was from 3.6 to 3.9. Although the oxidation state of manganese was not reported by BREWER (1975), the oxides formed in aqueous solution up to pH 9 is  $\text{MnOOH}$  or  $\text{Mn}_3\text{O}_4$  (hausmannite) or their mixture in the laboratory experiments (KESSICK and MORGAN, 1975; HEM, 1981). When the value of  $k_2$  measured by COUGHLIN and MATSUI (1976) is converted to the units used here, the value becomes to be  $1.2 \times 10^{20} \text{ mol}^{-4} \text{ l}^4 \text{ d}^{-1}$ , which is equal to the value in the present study.

The residence time of manganese reported ranges from several decades in the open ocean to a few days in the near-shore environments, while that in the present study is a few hours. However, the comparison of the residence time

Table 3. The oxidation rate constant and the residence time of Mn<sup>2+</sup> in seawater.

Reference	Location	Oxidation rate constant (mol <sup>-1</sup> l <sup>+4</sup> day <sup>-1</sup> )	Residence time
BREWER (1975)	In the laboratory	5 × 10 <sup>15</sup>	—
MURRAY and BREWER (1977)	Black Sea	—	6 yrs
WEISS (1977)	Garapagos Rift	—	50 yrs
	Whole Ocean	—	35 yrs
EMERSON <i>et al.</i> (1979)	Saanich Inlet	8 × 10 <sup>23</sup>	2 days
This study	Mar. Sci. Mus., Tokai Univ.	1 × 10 <sup>20</sup>	2 hrs

between different locations is meaningless because the residence time  $\{[Mn]/(d[Mn]/dt)\}$  depends on the concentration of manganese oxides ( $[MnO_2]$ ) as well as the oxidation rate constant, as is evident from eq. (2).

Bacterial catalysis of manganese oxidation has been suggested by several investigators (EHRlich, 1972, 1975; EMERSON *et al.*, 1979) and demonstrated in Saanich Inlet (EMERSON *et al.*, 1982) and in Oneida Lake (CHAPNICK *et al.*, 1982). Also in the water supply system at the Marine Science Museum, Tokai University, the possibility of the bacterial enhancement of manganese oxidation is being sought after.

### Acknowledgements

The authors are grateful to Prof. M. IWAHISHITA, Prof. K. SUZUKI, Mr. G. NISHI and Mr. K. HIOKI, Tokai University, for their help in various phases throughout the present study. The authors also wish to thank Mr. G. KIMURA and Mr. N. KITAMURA, senior students of Faculty of Marine Science and Technology, Tokai University, who assisted in the sampling and chemical analyses.

### References

- BREWER, G.P. (1975): Minor elements in sea water. *In* Chemical Oceanography (eds. J.P. RILEY and G. SKIRROW), Vol. 1. (2nd edn.). Academic Press, London. p. 415-496.
- CHAPNICK, S.D., W.S. MOORE and K.H. NEALSON (1982): Microbially mediated manganese oxidation in a freshwater lake. *Limnol. Oceanogr.*, **27**, 1004-1014.
- COUGHLIN, R. W. and I. MATSUI (1976): Catalytic oxidation of aqueous Mn (II). *J. Catalysis*, **41**, 108-123.
- EMERSON, S., R.E. CRANSTON and P.S. LISS (1979): Redox species in a reducing fjord: equilibrium and kinetic considerations. *Deep-Sea Res.*, **26A**, 859-878.
- EMERSON, S., S. KALHORN, L. JACOBS, B.M. TEBO, K.H. NEALSON and R.A. ROSSON (1982): Environmental oxidation rate of manganese (II): bacterial catalysis. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **46**, 1073-1079.
- EHRlich, H.L. (1972): The role of microbes in manganese nodule genesis and degradation. *In* Ferromanganese Deposits on the Ocean Floor (ed. D.R. HORN). IDOE, NSF. p. 63-70.
- EHRlich, H.L. (1975): The formation of ores in the sedimentary environment of the deep sea with microbial participation: the case for ferromanganese concretions. *Soil Sci.*, **119**, 36-41.
- GATTOW, G. (1961): The chemical analysis of natural and artificial manganese dioxides. *Batterien*, **15**, 163-166.
- GLASBY, G.P. (1972): The mineralogy of manganese nodules from a range of marine environments. *Mar. Geol.*, **13**, 57-72.
- HEM, J.D. (1981): Rates of manganese oxidation in aqueous systems. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **45**, 1369-1374.
- KESSICK, M.A. and J.J. MORGAN (1975): Mechanism of autoxidation of manganese in aqueous solution. *Environ. Sci. Technol.*, **9**, 157-159.
- MORGAN, J.J. (1964): Chemistry of aqueous manganese II and IV. Ph. D. Thesis, Harvard University, Cambridge, Massachusetts. 244 pp.
- MORGAN, J.J. (1967): Chemical equilibria and kinetic properties of manganese in natural waters. *In* Principles and Applications of Water Chemistry (eds. S.D. FAUST and J.V. HUNTER). Wiley, New York. p. 561-624.
- SUNG, W. and J.J. MORGAN (1981): Oxidative removal of Mn (II) from solution catalysed by the  $\gamma$ -FeOOH (lepidocrocite) surface. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **45**, 2377-2383.
- TAKEMATSU, N., Y. SATO and S. OKABE (1984): The formation of todorokite and birnessite in sea water pumped from under ground. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **48**, 1099-1106.



## 地下から汲み上げられた海水中のマンガンの酸化速度定数と滞留時間

佐藤義夫, 松本 齊, 岡部史郎, 竹松 伸

**要旨:** 静岡県清水市三保の東海大学海洋科学博物館では海水を地下から汲み上げ、水族館に給水している。その海水を曝気すると、海水中のマンガンは酸化され、マンガン酸化物が生成する。このマンガン酸化物は X 線回折によって、todorokite および birnessite の結晶と同定された。

我々はこの地下海水給水系でマンガンの酸化速度定数および滞留時間について研究を行なった。その結果、マンガンの酸化速度定数は  $1 \times 10^{20} \text{ mol}^{-1} \text{ l}^{+1} \text{ d}^{-1}$  と見積もられた。この値は Saanich Inlet で得られた値よりも 3 桁小さいが、室内実験で見積もられた値よりも 2 桁大きい。また、マンガンの滞留時間は約 2 時間であった。このマンガンの滞留時間は現在までに報告された中で最も短い。滞留時間が短い原因は、マンガンの酸化速度定数が比較的高いこともあるが、この系でのマンガン酸化物量が Saanich Inlet でのマンガン酸化物量に比較して約 4 桁程度高いことに起因していると考えられる。

## Petrochemistry of the Nishinoshima Islands\*

Hitoshi AOKI\*\* and

Tokai University Research Group for Marine Volcano\*\*\*

**Abstract:** Volcanological classification has been discussed on the Nishinoshima Islands and their associated marine area in order to clarify their geological significance in the western Pacific. From the petrochemical points of view, it is safe to get the conclusion that three groups of rocks from Nishinoshima-kyuto Island (abbr. NO), Nishinoshima-shinto Island (abbr. NN) and the associated marine area (abbr. NM) are likely to belong to the similar rock series, in other words, to high-alkali tholeiite and low-alkali tholeiite near high-alkali tholeiite on the basis of the rock classification. For the sake of comparison, petrochemical data have been cited from marine area associated with the Izushoto Islands, Ooshima Island, Miyakejima Island, Mikurajima Island, Hachijojima Island, Aogashima Island, Myojinsho Reef, Bayonnaise Rocks, Torishima Island, Sofuiwa Rock, Yuojima Islands, Uracas Island, Moug Island, Agrihan Island, Pagan Island, Alamagan Island, Sarigan Island and Anatahan Island. The rock series from Yuojima Island, marine area associated with Izushoto Islands—Bayonnaise Rock—Nishinoshima Islands—Minami-Yuojima—northern Mariana Islands, and Islands from Ooshima to Kita-Yuojima have been mainly characterized by alkali basalt, high-alkali tholeiite and low-alkali tholeiite, respectively.

### 1. Introduction

The origin and development of the islands arc and trench in the western Pacific has been one of the most controversial problems in geoscience of this century. On this account, a lot of excellent papers have been published to clarify the problem under controversy (for example, PEIVE, 1980). Under these circumstances, petrochemical and geological problems are summarized by the present writer and others (AOKI, 1969; AOKI *et al.*, 1976; AOKI and TSUCHI, in press).

The Nishinoshima Islands are composed of the old island called "Nishinoshima-kyuto" and the newly formed island called "Nishinoshima-shinto" (AOKI and OSSAKA, ed., 1974). Twenty rock samples, namely ten from the marine area related to the Nishinoshima Islands, two from Nishinoshima-kyuto Island and eight from Nishinoshima-shinto Island, are chemically analyzed to throw light upon the mechanism

under which the islands arc, including the Nishinoshima Islands, might have been formed.

### 2. Sampling station and locality

As shown in Fig. 1, rock samplings were carried out at seven stations around the Nishinoshima Islands by the use of dredge. Their sample number, location and water depth of respective stations are summarized as follows:

Stn. 1-1-1	27°17.30'N	140°53.80'E	1025m
Stn. 1-2-2	27°15.00'N	140°50.75'E	675m
Stn. 1-2-5	Ditto		

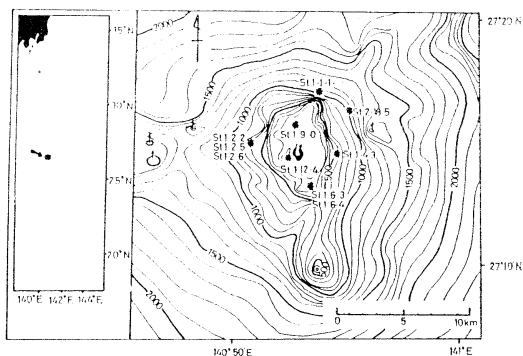


Fig. 1. Location map for the Nishinoshima Islands and the position of dredge.

\* Received June 4, 1984

\*\* Faculty of Marine Science and Technology, Tokai University, Shimizu-shi, Shizuoka-ken, 424 Japan

\*\*\* Y. UTSUNOMIYA, H. OKITSU, M. KAWAKAMI, I. NAKAJIMA and M. ICHIKAWA

Stn. 1-2-6	Ditto			
Stn. 1-4-3	27°14.50'N	140°54.75'E	595m	
Stn. 1-6-3	27°13.13'N	140°53.40'E	195m	
Stn. 1-6-4	Ditto			
Stn. 1-9-0	27°15.65'N	140°52.78'E	65m	
Stn. 1-12-4	27°14.39'N	140°52.39'E	65m	
Stn. 2-18-5	27°16.20'N	140°55.40'E	1040m	

As shown in Fig. 2, rock samplings were also carried out at eight localities on the Nishinoshima Islands for chemical investigation. Their sample number and location of respective localities are summarized as follows:

- NO-02: Uppermost lava of Nishinoshima-kyuto Island
- NO-05: Intrusive of Nishinoshima-kyuto Island
- NN-02: Lava of the 1st crater of Nishinoshima-shinto Island
- NN-05: Lava of the 2nd crater of Nishinoshima-shinto Island
- NN-11: Lava of the 2nd crater of Nishinoshima-shinto Island

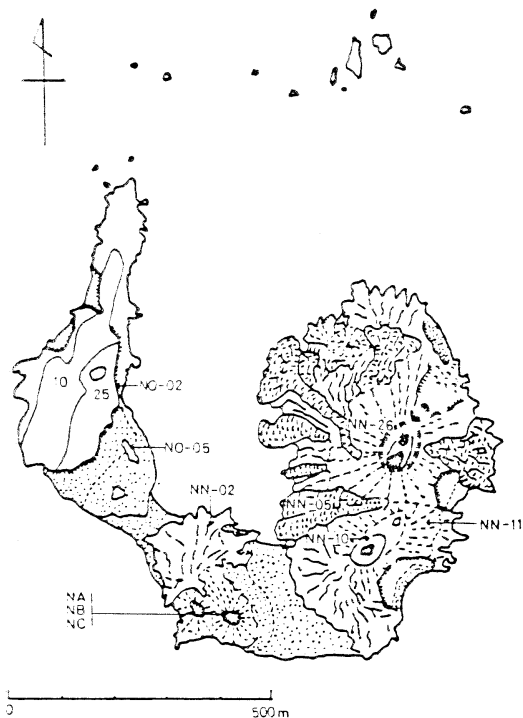


Fig. 2. Topography of the Nishinoshima Islands with contours in meters. The positions are also indicated for the locality of rock sampling for the petrochemical investigation.

NN-26: Lava of the 5th crater of nishinoshima-shinto Island

NA: NB: NC: Lava of the vent in the 1st crater of Nishinoshima-shinto Island

### 3. Results

Petrochemical examinations have been done on rocks from the marine area around the Nishinoshima Islands, Nishinoshima-kyuto Island and Nishinoshima-shinto Island, with special attention to alkalinity.

As clear from Table 1 and Fig. 3, chemical compositions of the marine area around the Nishinoshima Islands seem to change in wide area in  $\text{SiO}_2$  contents and those from Nishinoshima-kyuto Island are characterized by the more limited variation in  $\text{SiO}_2$  contents. Rocks from Nishinoshima-shinto, on the contrary, are likely to have the limited chemical composition ranging 58.35 to 59.56 wt. % of  $\text{SiO}_2$ .

As far as the alkali- $\text{SiO}_2$  relation is concerned, three groups of rocks from the Nishinoshima Islands appear to have the chemical composition characteristic in rock series of high-alkali tholeiite or low-alkali tholeiite near high-alkali tholeiite (AOKI and Ito, 1969).

The following data can be cited for the sake of comparison of rocks from the Nishinoshima Islands and their associated marine area with those of the Izu-Bonin-northern Mariana Islands arc and the marine area intimately related with the Izushoto Islands.

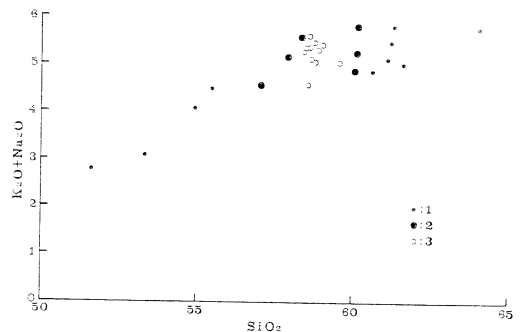


Fig. 3.  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$  diagram for volcanic rocks in the Nishinoshima Islands and their associated marine area.

1. Rocks from the marine area around the Nishinoshima Islands.
2. Rocks from the Nishinoshima-kyuto Island.
3. Rocks from the Nishinoshima-shinto Island.

Table 1. Chemical composition of rocks from the marine area around the Nishinoshima Islands, the Nishinoshima-kyuto Island and the Nishinoshima-shinto Island. Stn. 1-1-1: Olivine-Cpx andesite, Stn. 1-2-2: Cpx andesite, Stn. 1-2-5: Porphyrite, Stn. 1-2-6: Olivine basalt, Stn. 1-4-3: Olivine-Cpx andesite, Stn. 1-6-3: Two-pyroxene andesite, Stn. 1-6-4: Ditto, Stn. 1-9-0: Ditto, Stn. 1-12-4: Ditto, Stn. 2-18-5: Cpx andesite. NO-02: Cpx andesite, NO-05: Olivine-Cpx andesite, NN-02: Two-pyroxene andesite, NN-05: Ditto, NN-10: Ditto, NN-11: Ditto, NN-26: Ditto, NA: Ditto, NB: Ditto, NC: Ditto. Analyst: Y. UTSUNOMIYA

Region	Marine area of Nishinoshima						
Sample No.	Stn. 1-1-1	Stn. 1-2-2	Stn. 1-2-5	Stn. 1-2-6	Stn. 1-4-3	Stn. 1-6-3	Stn. 1-6-4
SiO <sub>2</sub>	55.46	61.13	61.32	51.61	54.94	64.05	60.63
TiO <sub>2</sub>	0.87	0.96	0.76	0.79	0.89	0.75	0.99
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18.25	15.47	14.60	18.41	18.51	15.41	14.98
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.43	1.43	3.88	2.16	1.88	1.32	1.93
FeO	7.18	7.49	3.45	7.34	7.11	4.95	7.44
MnO	0.19	0.23	0.07	0.20	0.17	0.20	0.22
MgO	2.99	2.39	3.08	5.28	2.71	1.69	2.41
CaO	8.80	5.31	5.99	10.39	9.05	4.05	5.87
Na <sub>2</sub> O	3.62	4.01	5.60	2.33	3.29	4.68	3.77
K <sub>2</sub> O	0.76	1.12	0.22	0.26	0.78	1.27	1.10
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.14	0.20	0.22	0.09	0.23	0.21	0.18
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0.39	0.38	0.12	0.70	0.48	0.87	0.52
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0.14	0.21	0.11	0.32	0.17	0.19	0.20
Total	100.22	100.33	99.42	100.08	100.21	99.64	100.24
Q	6.07	14.84	13.26	4.22	7.47	18.42	15.45
Or	4.49	6.62	1.30	2.72	4.61	7.51	6.50
Ab	30.63	33.93	47.39	19.72	27.84	39.60	31.90
An	31.30	20.90	14.05	38.42	33.43	17.29	20.70
Ne	—	—	—	—	—	—	—
Di(Wo)	4.78	1.73	5.94	5.24	4.16	0.60	3.02
Di(En)	1.95	0.61	4.28	2.79	1.66	0.23	1.10
Di(Fs)	2.86	1.16	1.12	2.28	2.54	0.38	1.99
Hy(En)	5.50	5.35	4.28	10.36	5.09	3.98	4.90
Hy(Fs)	8.06	10.25	0.89	2.28	7.80	6.75	8.85
Ol(Fo)	—	—	—	—	—	—	—
Ol(Fa)	—	—	—	—	—	—	—
Il	1.65	1.82	1.44	1.50	1.69	1.42	1.88
Mt	2.07	2.07	5.63	3.13	2.73	1.91	2.80
C	—	—	—	—	—	—	—
Total	99.69	99.74	99.19	99.06	99.56	98.58	99.52

Region	Marine area of Nishinoshima			Nishinoshima-kyuto		Nishinoshima-shinto	
Sample No.	Stn. 1-9-0	Stn. 1-12-4	Stn. 2-18-5	NO-02	NO-05	NN-02	NN05
SiO <sub>2</sub>	61.61	61.23	53.34	60.15	57.01	58.35	59.56
TiO <sub>2</sub>	0.96	0.95	0.81	0.95	0.90	1.04	1.02
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.88	15.57	18.52	16.03	17.54	15.49	15.36
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.69	1.40	0.38	2.30	3.92	1.43	1.86
FeO	6.07	6.76	8.53	6.18	5.14	8.23	7.73
MnO	0.22	0.21	0.18	0.22	0.18	0.22	0.22
MgO	2.24	1.89	4.07	2.33	3.01	2.66	2.65
CaO	5.28	4.65	10.43	5.67	7.56	6.17	5.54
Na <sub>2</sub> O	3.88	4.25	2.56	4.68	3.79	4.50	3.91

Table 1. (continued)

Region	Marine area of Nishinoshima			Nishinoshima-kyuto		Nishinoshima-shinto	
	Sample No.	Stn. 1-9-0	Stn. 1-12-4	Stn. 2-18-5	NO-02	NO-05	NN-02
K <sub>2</sub> O	1.13	1.22	0.53	1.12	0.75	1.09	1.13
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.23	0.23	0.09	0.19	0.15	0.26	0.26
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0.09	0.89	0.68	0.33	0.24	0.27	0.43
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0.04	0.16	0.46	0.13	0.20	0.11	0.11
Total	100.32	99.41	100.58	100.28	100.39	99.92	99.78
Q	17.64	15.50	4.68	11.39	11.24	7.97	13.25
Or	6.68	7.21	3.13	6.62	4.43	6.44	6.68
Ab	32.83	35.96	21.66	39.60	32.07	38.08	33.09
An	22.58	19.80	37.48	19.42	28.63	18.85	21.02
Ne	—	—	—	—	—	—	—
Di(Wo)	0.88	0.74	5.71	3.12	3.30	4.20	1.99
Di(En)	0.37	0.24	2.38	1.29	1.88	1.48	0.74
Di(Fs)	0.52	0.52	3.36	1.84	1.27	2.82	1.28
Hy(En)	5.21	4.47	7.76	4.51	5.61	5.14	5.86
Hy(Fs)	7.23	9.56	10.98	6.44	3.78	9.80	10.10
Ol(Fo)	—	—	—	—	—	—	—
Ol(Fa)	—	—	—	—	—	—	—
Il	1.82	1.80	1.54	1.80	1.71	1.97	1.94
Mt	3.90	2.03	0.55	3.33	5.68	2.07	2.70
C	—	—	—	—	—	—	—
Total	100.19	98.36	99.46	99.82	99.95	99.44	99.24

Region	Nishinoshima-shinto					
	Sample No.	NN-10	NN-11	NN-26	NA	NB
SiO <sub>2</sub>	58.67	58.56	58.80	58.76	59.02	58.61
TiO <sub>2</sub>	1.03	1.04	1.05	1.01	1.03	1.00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.65	15.63	15.83	15.32	15.53	16.17
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.90	2.38	1.46	2.48	3.27	2.27
FeO	8.07	8.07	7.76	7.84	6.92	6.46
MnO	0.22	0.22	0.22	0.22	0.22	0.21
MgO	2.52	2.70	2.52	2.68	2.62	2.56
CaO	5.84	5.94	5.93	6.20	6.09	5.75
Na <sub>2</sub> O	4.01	3.44	3.93	4.40	4.36	4.30
K <sub>2</sub> O	1.12	1.13	1.13	1.07	1.06	1.07
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.25	0.19	0.24	0.15	0.14	0.15
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0.33	0.38	0.48	0.16	0.13	0.15
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0.21	0.13	0.11	0.15	0.04	0.06
Total	99.82	99.50	99.54	99.52	99.97	99.50
Q	11.33	13.69	11.71	9.51	11.15	11.09
Or	6.62	6.68	6.68	6.32	6.26	6.32
Ab	33.93	29.11	33.25	37.23	36.89	36.39
An	21.39	23.87	22.22	18.89	19.67	21.66
Ne	—	—	—	—	—	—
Di(Wo)	2.48	1.82	2.35	4.55	4.02	2.46
Di(En)	0.88	0.68	0.84	1.74	1.72	1.04
Di(Fs)	1.67	1.17	1.57	2.88	2.30	1.42
Hy(En)	5.40	6.04	5.44	4.94	4.80	5.34
Hy(Fs)	10.29	10.37	10.15	8.21	6.41	7.30

Table 1. (continued)

Region	Nishinoshima-shinto						
	Sample No.	NN-10	NN-11	NN-26	NA	NB	NC
Ol(Fo)	—	—	—	—	—	—	—
Ol(Fa)	—	—	—	—	—	—	—
Il	1.96	1.97	1.99	1.92	1.96	1.90	
Mt	2.75	3.45	2.12	3.60	4.74	3.29	
C	—	—	—	—	—	—	
Total	99.28	99.30	98.87	100.13	100.26	98.55	

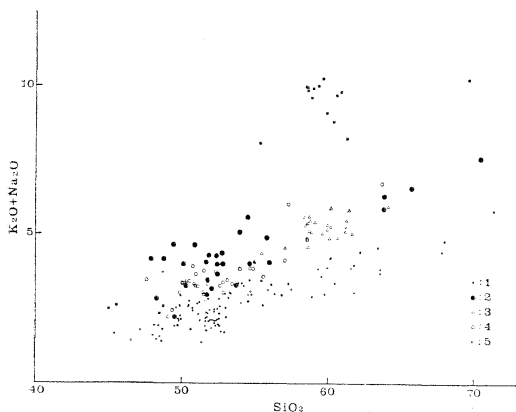


Fig. 4.  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$  diagram for volcanic rocks from the Izu-Bonin-Mariana Islands and their associated marine area in the western Pacific.

1. Rocks from the islands from Ooshima to Kita-Yuojima.
2. Rocks from the marine area associated with the islands from Ooshima to Aogashima and Bayonnaise Rock.
3. Rocks from the Nishinoshima Islands.
4. Rocks from the northern Mariana Islands.
5. Rocks from the Yuojima Islands.

Marine area associated with the Izushoto Islands (KICHINA and OSTAPENKO, 1977)

Ooshima Island (TSUBOI, 1917; IWASAKI, 1935; KANI, 1939; NAGATA, 1941; TSUYA and MORIMOTO, 1951; TSUYA *et al.*, 1952; SAWAMURA, 1952; NAGASHIMA, 1953; GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN, 1957; KATSURA and NAKAMURA, 1960; KUNO, 1962; ISSHIKI *et al.*, 1963)

Miyakejima Island (TSUYA, 1937, 1940, 1941; HAGIWARA, 1941; KAWANO and AOKI, 1959; ISSHIKI, 1960, 1964; MATSUDA and MORIMOTO, 1962)

Mikurajima Island (TSUYA, 1937; ISSHIKI,

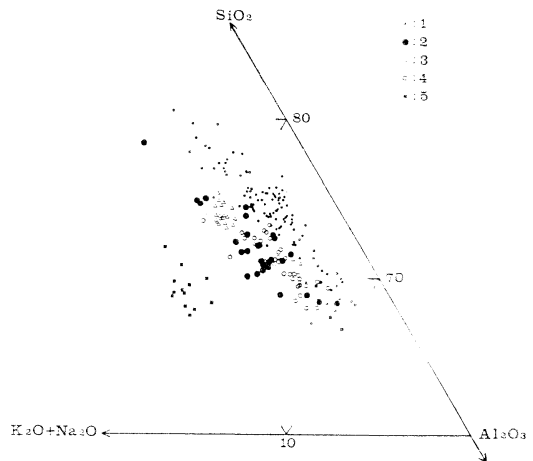


Fig. 5.  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2-\text{Al}_2\text{O}_3$  diagram for volcanic rocks from the Izu-Bonin-Mariana Islands and their associated marine area in the western Pacific. Symbols are the same as those in Fig. 4.

1980)

Hachijojima Island (TSUYA, 1937; KATSURA, 1956; KUNO, 1962; ISSHIKI, 1958, 1959, 1963)

Aogashima Island (TSUYA, 1937; ISSHIKI, 1955)

Myojinsho Reef and Bayonnaise Rocks (NIINO *et al.*, 1953; TSUYA *et al.*, 1953; HAMAGUCHI and MATSUMOTO, 1953; SUWA, 1953; MORIMOTO *et al.*, 1955; HONDA and KITANO, 1974)

Torishima Island (TSUYA, 1937; TANAKADATE, 1940b; KUNO, 1962)

Sofuiwa Rock (AOKI and OSSAKA ed., 1974)

Yuoto Islands (TSUYA, 1936; IWASAKI, 1937)

Minami-Yuojima Island (YUASA and TAMAKI, 1982)

Uracas Island (KAISER, 1903; TANAKADATE, 1940a; KUNO, 1962)

Moug Island (ISHIKAWA and EGAWA, 1977)

Agrihan Island (SCHMIDT, 1957; ISHIKAWA and EGAWA, 1977)

Pagan Island TANAKADATE, 1940a: SCHMIDT, 1957; LARSON *et al.*, 1974; ISHIKAWA and EGAWA, 1977)

Alamagan Island (SCHMIDT, 1957)

Sarigan Island (LARSON *et al.*, 1974; ISHIKAWA and EGAWA, 1977)

Anatahan Island (LARSON *et al.*, 1974; ISHIKAWA and EGAWA, 1977)

From Figs. 4 and 5, it is evident that the rocks from Yuojima Island are of alkali rock series, whereas those of Ooshima, Miyakejima, Mikurajima, Hachijojima, Aogashima, Myojinsho Reef, Torishima, Sofuiwa Rock, Kita-Yuojima Island are of low-alkali tholeiite.

Of special interest is the character of rocks dredged from the marine areas associated with the Izushoto Islands, Bayonnaise Rock and Minami-Yuojima to belong to high-alkali tholeiite and low-alkali tholeiite. Rock series of the northern Mariana Islands such as Uracas, Moug, Agrihan, Pagan, Alamagan, Sarigan and Anatahan have also been characterized by high-alkali tholeiite and low-alkali-tholeiite nare high-alkali tholeiite.

As already mentioned, the rocks of the Nishinoshima Island and their associated marine area are composed of high-alkali tholeiite and low-alkali tholeiite near high-alkali tholeiite.

#### 4. Discussion and conclusion

There have been existed so scarce mineralogical, petrological and petrochemical data available on the seamounts and ridges in the northwestern Pacific that it was impossible to discuss their problems fully. But on the basis of the petrological and petrochemical data obtained on the islands arc and oceanic ridges, one of the writers had proposed the distinct differences between rocks of Quaternary and Tertiary ages and the subdivision of the former (AOKI, 1969, 1970).

Quaternary volcanics: RKK-Type, OMM-Type and Mixture Type

Tertiary volcanics: BSG-Type

Laterly some corrections have been made on the rocks of OMM-Type (LARSON *et al.*, 1974; ISHIKAWA and EGAWA, 1977; AOKI *et al.*, 1981; YUASA and TAMAKI, 1982).

Rocks of the northern Mariana Islands from

Uracas to Anatahan are found to belong to rock series of high-alkali tholeiite distinctly different from those of low-alkali tholeiite of the Izushoto Islands (LARSON *et al.*, 1974; ISHIKAWA and EGAWA, 1977).

Based on the new data obtained from the Nishinoshima Islands and their associated marine area, the present writers had proposed the extension of high-alkali tholeiite to the Nishinoshima Islands (AOKI *et al.*, 1981). The similar conclusion is also obtained by YUASA and TAMAKI (1982).

The increase in alkalis in basaltic rocks across the Japanese arc, observed by KUNO (1959), has been related to the increasing depth to the dipping Benioff seismic zone. Hence it was expected that the difference observable in alkalis between the Izushoto Islands and the northern Mariana Islands was directly related to differences in depth to the Benioff zone beneath the two islands arcs (ISHIKAWA and EGAWA, 1977). On the contrary, LARSON *et al.*, (1974) are led to the conclusion that it presently cannot be determined whether this discrepancy in alkalis values reflects the difference in depth from the volcanic arc to the dipping seismic zone or related to other phenomena.

As far as the present knowledge is concerned, it is obvious that the rocks of marine areas associated with the Izushoto Islands are more alkalic than those of the Izushoto Islands and that the latter was emplaced on the former, in other expression, the Izushoto Islands of low-alkali tholeiite might have been formed on the basement of high-alkali tholeiite. Another explanation was expected to throw more light on the evolution of the islands arc volcanism.

Based on the above-mentioned data, the present writers have proposed the classification of volcanics in the western Pacific as follows:

- a) Seamount on the trench (ED-Type, Erimo Seamount and Daiichi-Kashima Seamount, characterized by the presence of alkali rocks and so-called "continental" rocks)
- b) Tertiary volcanics (BGS-Type, Bonin Islands, Saipan Island and Guam Island, characterized by the presence of calc-alkaline rock series)
- c) Quaternary volcanics  
Y-Type (Yuojima Island, characterized by

the presence of alkaline rocks)  
 OMM-MB-Type (Marine areas associated with the Izushoto Islands and Bayonnaise Rocks, characterized by the presence of high-alkali tholeiite and low-alkali tholeiite)  
 OMM-NMN-Type (Nishinoshima Islands, Minami-Yuojima Island and northern Mariana Islands, characterized by the presence of high-alkali tholeiite and low-alkali tholeiite near high-alkali tholeiite)  
 OMM-OK-Type (Islands from Ooshima Island to Kita-Yuojima, characterized by the presence of low-alkali tholeiite)

### Acknowledgements

The writers are greatly indebted to Mr. Tomoyoshi SHIBATA for his help in preparation of this paper.

### References

- AOKI, H. (1969): Some petrological problems on the seamounts and ridges in the western Pacific. *La mer*, **7**, 206-212.
- AOKI, H. (1970): Oceanic ridge and seamount. *Mar. Sci. Series*, **8**, 223-289.
- AOKI, H. and M. ITO (1969): Against Kuno's high-alumina basalt concept, again. *Earth Sci.*, **23**, 118-120.
- AOKI, H. and G. OSSAKA ed. (1974): Riddles of submarine volcanoes with special reference to investigation of the Nishinoshima Islands. Tokai Univ. Press, Tokyo. 250 p.
- AOKI, H., S. IZU, M. ISHIKAWA and R. EGAWA (1976): Historical review of some petrological problems in the northwestern Pacific. The 3rd Soviet-Japanese Symposium on Geodynamics and Volcanicity of the Transitional Zone from the Asian Continent to the Pacific Ocean. *Abst. Papers*, **2**, 38-39.
- AOKI, H., Y. UTSUNOMIYA, H. SUZUKI, H. HARUYAMA and Y. MISAWA (1981): Geology and petrochemistry of Nishinoshima and Nishinoshima-shinto. *Proc. Intern. Meet. on Geodynamics of Western Pacific. Abst. Papers*, **2**, 9.
- AOKI, H. and R. TSUCHI (in press): Geology of the Erimo seamount. *Proc. 27th Intern. Geol. Congr. VNU Sci. Press BV, Netherlands*.
- GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN (1957): Analysis of rock. *News of Geology*, **35**, 10-13.
- HAGIWARA, T. (1941): Viscosity of the Akabakkyo lava. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **19**, 299-303.
- HAMAGUCHI, H. and M. MATSUMOTO (1953): Chemical investigation on the sea water and the pumice stone. *Jour. Tokyo Univ. Fish.*, **40**, 20-21.
- HONDA, T. and K. KITANO (1974): Basaltic rock fragments and gabbroic ones from the north-western slope of the Bayonnaise Rocks. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **80**, 149-163.
- ISHIKAWA, M. and R. EGAWA (1977): Volcanic rocks from northern Mariana Islands. *Earth Sci.*, **31**, 55-69.
- ISSHIKI, N. (1955): Ao-ga-sima volcano. *Jap. Jour. Geol. Geogr.*, **26**, 209-218.
- ISSHIKI, N. (1958): Petrology of plutonic cognate ejecta from Nishi-yama volcano, Hachijojima, the seven Izu islands, Japan. *Jap. Jour. Geol. Geogr.*, **29**, 55-74.
- ISSHIKI, N. (1959): The Geological sheet map "Hachijojima". Scale 1:50000, and its explanatory text. *Geol. Surv. Japan*, 1-85.
- ISSHIKI, N. (1960): The geological sheet map "Miyake-jima". Scale 1:500000, and its explanatory text. *Geol. Surv. Japan*, 1-86.
- ISSHIKI, N. (1963): Petrology of Hachijojima volcano group, seven Izu islands, Japan. *Jour. Univ. Tokyo Fac. Sci.*, **15**, 91-134.
- ISSHIKI, N. (1964): Mode of eruption of Miyakejima volcano in historic times. *Bull. Volcano.*, **27**, 1-20.
- ISSHIKI, N., K. NAKAMURA, M. HAYAKAWA, K. HIRASAWA, T. YUKITAKE, Y. ARAI and B. IWASAKI (1963): Structure of caldera of Oshima volcano, Izu, as revealed by drilling. *Bull. Volcano.*, **8**, 61-106.
- ISSHIKI, N. (1980): The geological sheet map "Mikurajima, Inanbajima and Zenisu districts". Scale 1:50000, and its explanatory text. *Geol. Surv. Japan*, 1-35.
- IWASAKI, I. (1935): Chemical composition of the lava of Oshima volcano, Izu. *Bull. Chem. Soc. Japan*, **56**, 1511-1522.
- IWASAKI, I. (1937): Geochemical investigation of volcanics in Japan, (part 10). Chemical composition of Io-zima and Kita-Io-zima, volcano islands. *Bull. Chem. Soc. Japan*, **58**, 1218-1279.
- KAISER, E. (1903): Beitrage zur Petrographie und Geologie der Deutschen Sudsee-Inseln: K. Preussischen Geol. Landesanstalt und Bergakademie *Jahrbuch.*, **24**, 91-121.
- KANI, K. (1939): On the clay minerals in the rock lava. *Jour. Jap. Min. Petro. Econ. Geol.*, **14**, 8-24.
- KATSURA, K. (1956): Geochemical investigation of volcanoes in Japan, (part 33). Vanadium contents of volcanic zone. *Bull. Chem. Soc. Japan*, **77**, 358-363.
- KATSURA, K. and K. NAKAMURA (1960): Chemical composition of volcanic rocks in younger Oshima formation. *Bull. Volc. Soc. Japan*, 2 series, **5**,



- 75-98.
- KAWANO, Y. and K. AOKI (1959): Some anorthite bearing basic volcanic rocks in Japan. *Jour. Jap. Assoc. Min. Petro. Econ. Geol.*, **43**, 275-281.
- KICHINA, E. N. and V. F. OSTAPENKO (1977): Volcanoes in the northern submarine region of the Izu-Bonin Islands. *In: Marine Geology of the Far-East Sea*. O. A. MELNIKOV and I. M. SIRIK (ed). Vladivostok. p. 46-60.
- KUNO, H. (1959): Origin of Cenozoic petrographic provinces of Japan and surrounding areas. *Bull. Volcanol.*, **20**, 37-76.
- KUNO, H. (1962): Japan, Taiwan and Marianas. *Intern. Assoc. Volcano., Catalogue Active Volcanoes World, Part 11*, 1-332.
- KUNO, H. (1966): Lateral variation of basalt magma type across continental margins and island arcs. *Bull. Volcanol.*, **29**, 195-222.
- LARSON, E. E., R. L. REYNOLDS, R. MERRILL, S. LEVI, M. OZIMA, Y. AOKI, H. KINOSHITA, S. ZASSHU, N. KAWAI, T. NAKAJIMA and K. HIROOKA (1974): Major-element petrochemistry of some extrusive rocks from the volcanically active Mariana Islands. *Bull. Volcanol.*, **38**, 361-377.
- MATSUDA, T. and R. MORIMOTO (1962): Eruption of Miyakejima in August of 1962. *Sci.*, **32**, 578-585.
- MORIMOTO, R., R. L. FISHER and N. NASU (1955): Bathymetry and petrography of the Bayonnaise rocks, Japan. *Proc. Jap. Acad.*, **31**, 636-641.
- NAGASHIMA, K. (1953): Geochemical investigation on volcanics in north Izu-Hakone, volcanic rocks in Shidara and nepheline basalt in Hamada. *Jour. Tokyo Univ. Agr.*, **1**, 1-39.
- NAGATA, T. (1941): The mode of causation of thermoremanent magnetism in igneous rocks. Preliminary note. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **19**, 49-79.
- NIINO, H., H. HAMAGUCHI and M. MATSUMOTO (1953): Report on the submarine eruption of Myozin-syo. *Jour. Tokyo Univ. Fish.*, **40**, 1-32.
- PEIVE, A. V. ed. (1980): *Geology of the Philippine Sea floor*. Nauka, Moscow. 261p.
- SAWAMURA, K. (1952): On the activity of Mihara volcano, Oshima in 1950. *Bull. Geol. Surv. Japan*, **1**, 171-176.
- SCHMIDT, R.G. (1957): Geology of Saipan, Mariana Islands. Petrology of the volcanic rocks. U. S. Geol. Surv. Prof. Paper, 280-B, 127-175.
- SUWA, A. (1953): Submarine volcanism of Myojin-sho. *Chigaku-Zasshi*, **62**, 107.
- TANAKADATE, H. (1940a): Volcanoes in the Mariana Islands in the Japanese mandated south seas. *Bull. Volcanol., Ser. 2*, **6**, 199-223.
- TANAKADATE, H. (1940b): On the eruption of Torishima in 1939. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **47**, 387-403.
- TSUBOI, S. (1917): Chemical composition of the lava of old somma, Oshima, Izu. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **24**, 468-469.
- TSUYA, H. (1936): On the Yuoto volcano. *Bull. Volcanol. Assoc. Japan*, **1**, 28-52.
- TSUYA, H. (1937): On the volcanism of the Huzi volcanic zone, with special reference to the geology and petrology of Izu and the southern islands. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **15**, 215-357.
- TSUYA, H. (1940): Eruption of Miyake-sima in July, 1940. *Zisin*, **12**, 442-478.
- TSUYA, H. (1941): On the form and structure of volcanic bombs from volcano Miyake-sima. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **19**, 597-611.
- TSUYA, H. and R. MORIMOTO (1951): Petrography of the 1950-lavas of Oshima volcano, seven Izu islands, Japan. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **29**, 563-570.
- TSUYA, H., R. MORIMOTO and G. OSSAKA (1952): Chemical composition of the 1951-lavas of Oshima volcano, seven Izu islands, Japan. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **30**, 231-236.
- TSUYA, H., R. MORIMOTO and G. OSSAKA (1953): A brief note on the petrography of the pumice ejected from Myojin-syo (reef), near the Bayonnaise rock, Sept. 23, 1952. *Jour. Tokyo Univ. Fish.*, **40**, 16-18.
- YUASA, M. and K. TAMAKI (1982): Basalt from Minami-Iwojima island, volcano islands. *Bull. Geol. Surv. Japan*, **33**, 531-540.

## 西之島の岩石化学

青木 斌, 東海大学海洋火山研究グループ\*

**要旨:** 西之島 (広義) は, 西之島山体 (海面下)・西之島旧島・西之島新島からなりたつ。

西之島山体でドレッジした岩石10個, 西之島旧島で採取した2個, 西之島新島で採取した8個の岩石化学的な解析をおこない, 次の事を明らかにした。

- 1) 西之島山体・西之島旧島・西之島新島は, 高アルカリソレイト (~低アルカリソレイト) で特徴づけられ, 同一岩系に属する。
- 2) 西之島山体・西之島旧島・西之島新島の成分範囲(組成変化)は, 前者ほどいちじるしい。
- 3) 北西太平洋の島弧-海溝系の火山岩は, アルカリ玄武岩・高アルカリソレイト・低アルカリソレイト・カルクアルカリ岩系の4岩系に分類できる。
- 4) 4岩系を時代別および岩系で分類すると次のとおりである。
  - a) 海溝上の海山(ED-Type. 襟裳海山・第一鹿島海山。アルカリ岩および大陸性岩石が存在する)
  - b) 第三紀火山 (BSG-Type. 小笠原諸島・サイパン島・グアム島。カルクアルカリ岩系で特徴づけられる)
  - c) 第四紀火山
    - 硫黄島 (Y-Type. アルカリ岩系)
    - 伊豆諸島に関連した海域およびベヨネーズ列岩 (OMM-MB-Type. 高アルカリソレイト～低アルカリソレイト)
    - 西之島諸島および周辺海域・南硫黄島・北マリアナ諸島 (OMM-NMN-Type. 高アルカリソレイト～低アルカリソレイト)
    - 伊豆諸島 (OMM-OK-Type. 低アルカリソレイト)
- 5) 海域に分布する火山岩は高アルカリソレイトで特徴づけられ, これを土台にして低アルカリソレイトの伊豆諸島が発達する。この問題に対する岩石成因論的な解釈は, 今後の研究にのこされた。

---

\* 宇津宮陽一, 興津博文, 川上満彦, 中島雪代, 市川元英

## 日本周辺における漂着流石油塊の原油種別分類と 微量元素の濃縮\*

吉村 広三\*\*, 原川 保之\*\*, 柴 多喜男\*\*, 石井 操\*\*\*

### Tar balls classified by crude oil around Japan and enrichment of minor elements in them\*

Hirozo YOSHIMURA\*\*, Yasuyuki HARAKAWA\*\*,  
Takio SHIBA\*\* and Misao ISHII\*\*\*

**Abstract:** A method is proposed for identifying what sort of crude oil the tar ball collected around Japan originated in. Two chemical techniques are used; one is gel permeation chromatography (GPC) for measuring the molecular size distribution of tar ball components, and the other is an analysis of minor elements in tar balls. Tar ball profiles obtained by GPC runs are classified into six types while crude oil into seven types. The contents of minor elements in the tar balls are different from those in original crude oil, which is attributed to loss of hydrocarbons by weathering after leakage. Concentration of sulfur and vanadium is particularly pronounced in tar balls from Sumatra Light crude oil, by taking elemental sulfur from coastal mud and vanadium in organic phase from sea mud. Sumatra Light type crude oil forms tar balls so readily that half of the tar balls around Japan are those originated from Sumatra Light type crude oil, which are mostly distributed in southern and southwestern areas of the Honshu and all around Okinawa Islands.

#### 1. まえがき

石油類、とりわけ原油の海上輸送の急増に伴って、タンカーのタンク洗浄海水の放出などによる海上流出油の汚染が進行し、海中に投げ棄てられる石油の量は、1968年には $4 \times 10^6$  トンを越えたと推定される。流出した石油は、一般にタールボールと言われる石油塊になり、タンカールートから海流に乗り、時に風に流されて沿岸に大量に漂着する。漂着する石油塊の総量は、現在  $5 \sim 10 \times 10^5$  トンと推算されており、カリブ海及びメキシコ湾流、西アフリカ西岸、アラビア海、東シナ海

と黒潮などの諸海域を始めとして、極海、南大洋、南太平洋の一部を除いた世界全域に分布するようになった。

一般に海上または海岸で採取される石油塊は、ニューストーンネットの目に辛うじてひっかかる程度のもから、時に1m近い板状のものまで多種多様である。しかし、いずれも、洋上浮流のさい、あるいは、海岸に漂着後、風化変成を蒙っており、一般に流出当初に比して、かなり変質している。また、固化化により、原油とは極めて異なった物理的性状を示すようになる。従って、採集した石油塊から元の油種を探し出すには、適切な追跡手法により変質過程を復元してゆくことが必要になる。

流出した石油類が風化変成する変性過程については、いくつかの基本的事実が解明されてきた。すなわち、1) 低揮発点成分の大気中への揮散：炭素鎖20以上の炭化水素は、2~3か月を経て

\* 1984年6月25日受理 Received June 25, 1984

\*\* 海上保安試験研究センター、〒231 横浜市中区北仲通 6-64 Maritime Safety Agency Research Center, Kitanakadori 6-64, Naka-ku, Yokohama, 231 Japan

\*\*\* 海上保安庁水路部、〒104 東京都中央区築地 5-3-1 Hydrographic Department, Maritime Safety Agency, Tsukiji, Chuo-ku, Tokyo, 104 Japan

も減少しない。2) 海水中への溶解: 単環の芳香族炭化水素が溶けやすく、数 100 ppm 以上の溶解度を示すものもある。また、シクロ環を持つナフテン炭化水素類も直鎖の炭化水素類より海水に溶けやすい。3) 石油分解機能を持つバクテリア類による生分解: とりわけ、鎖式の炭化水素類が分解されやすい。4) 紫外線による酸化分解: その詳細は、なお十分解明されていない。

それゆえに、風化変成の著しい石油塊に対しては、ガスクロマトグラフィーによるパラフィン類炭化水素の測定では、石油指紋の理解、解読について、決定的な判断を欠いていた。

石油塊などについての同定識別法は、石油中の重質分、あるいは、中程度の蒸留留出分に着目した手法が似つかわしい。海洋環境で生じる諸変化に対しても、比較的良好に原型を保持すると考えられるからである。

筆者らは、その目的を満すために、ゲル浸透クロマトグラフ法 (Gel Permeation Chromatography, GPC 法と略称する) による測定を検討し、所期の目的を達成しようとした。この手法は、高速液体クロマトグラフィーの一手法であり、不揮発性成分についても分子サイズの分布を示すクロマトグラムを与える。また、GPC 法と共に、変質しないと考えられていた硫黄分、バナジウム、ニッケルについても測定資料を検討して、同定識別のための基礎的な解析を行った。

石油塊の油種識別のために GPC 法を適用するには、石油塊に付着した不純物を除去する必要がある。不純物には次のものがある。1) 流出した石油が、海上でチョコレートムースと云われる油-水エマルジョンを形成した時に混入した海水。2) 波打ち際や砂浜上で大量に包み込む砂、浮泥等。この包み込みは、直射日光によって油塊表面が溶けて、砂中にしみ込むことにより、さらに著しくなる。3) バクテリア聚落、付着性の貝、プランクトン等石油塊を中心にした海洋生物。

しかし、その中で、生物体および生物の活動で生じた有機化合物については、有機溶媒による石油分の抽出で除去できないため、得られた GPC のグラフから修正を施すことを考えた。なお、生

物起源とみられる有機化合物の補正は、2~3 試料が必要とする程度であった。

GPC 法を流出油について最切に適用したのは、DONE and REID (1970) であった。彼らは、セフエディックスカラムにより、Torrey Canyon 号の流出油とクェート原油を測定して両者の一致を立証した。また、同時に、原油の分類も試みたが、当時の GPC カラムは、高分子部分について分解能が不足していたために、得られた分類結果は、油種判定を考えるに際しては、やや不透明な結果であった。

ALTGELT and HIRSCH (1971) は、石油分析の立場から、アスファルテン等の GPC 法による分子量分画を検討し、オズモメーターによる蒸気圧測定法で得た平均分子量と GPC 溶出量との関係の解明を試みた。

筆者らは、それら研究結果を考え、石油塊採集試料 75、輸入原油約 60 種、各種の石油系炭化水素の標準試料等について測定を行い、検討結果をとりまとめた。なお、硫黄、窒素、バナジウム、ニッケルの測定は、JPI (日本石油学会) 規格の方法にしたがった。

## 2. 測定方法

### (1) 試料採取と前処理

試料の採集は、1975 年からであるが、計画的な採集は 1978~1980 年の 3 年であり、漂着石油塊は 3 年間、漂流石油塊は主としてあとの 2 年間に採取測定した。

GPC 法による測定や微量元素等の分析以外に、ガスクロマトグラフ法による測定、蛍光分光によるスペクトル測定等も他の共同研究者により実施されたため、採集された石油塊の採取量 (同一試料と見做せるものの総量) が 150 g 以上のものを選定して、75 の測定試料を得た。精製により、砂、海水等を取り除いても、なお十分に測定できる量である。

海上保安部署乃至は巡視船から送られて来た試料は、秤量のうち、50°C 程度の温水で洗い、ペンゼンを溶剤にしてソックスレー抽出した。不溶性不純物が除かれた抽出液中には残留水分がみら

れるため、無水硫酸ナトリウムにより乾燥させた。最後に、ロータリーエボレーターに移して、80°C以下でベンゼンを留去した。

## (2) GPC 法による測定

調製した試料は、GPC法の溶出液（移動相）に使用したテトラヒドロフラン（THF）に溶かして1%液を作製、比較対照用の輸入原油類も同様にして注入液を作製した。

高速液体クロマトグラフに取り付けたサンプルループの容量は0.7mlとし、連結したカラムは、TSK（東洋曹達工業）Gel G2000H6×2, G3000H6×1, G4000H6×1の4本、全長8フィートとした。このカラムの組み合わせは、ポリスチレン標準品（P. S. Standards）の測定により $4 \times 10^5$ から $1 \times 10^2$ までの測定範囲を示した。一般に原油中に含まれる高分子物質は $n \times 10^4$ までとみられるから、分子サイズの差を考慮しても分子量排除限界（ $V_0$ 、このカラムの場合はP. S. Standardsで $4 \times 10^5$ のこと）を超えることは考えられない。ベンゼン（分子量78）を最終溶出点（ $V_b$ ）とし、 $V_b - V_0$ , 34mlをこのカラムの有効溶離域とみた。実際は、 $V_0 + 4$  ml付近から石油系の高分子部分が現われた。

このGPC測定では、移動相としたTHFの溶出速度は1.0~1.2 ml/minで、カラム槽の温度は40°Cに調節した。検出器は、示差屈折計（RI）と紫外線吸収検出器（UV、使用波長は254nmの水銀灯輝線）を使用した。RI検出法の場合は、1%の注入液そのものを使用し、UV検出法の場合は0.1%に希釈して使用した。注入試料液は、注入直前に0.45 $\mu$ mのメンブランフィルターで濾過した。

検量線は、P. S. Standardsの分子量 $n \times 10^6$ から $n \times 10^2$ までのものを使用して標準線を求めた。また同時に、n-パラフィン、シクロパラフィン、アルキルベンゼン、ポリフェニール、縮合多環芳香族についてもそれぞれ測定して個別の検量線を得た。

Fig. 1は、ポリスチレン標準品に対する各種炭化水素類の溶出量の関係を1図にまとめたものである。すなわち上段の目盛 $V_r$ （比較溶出量）は、

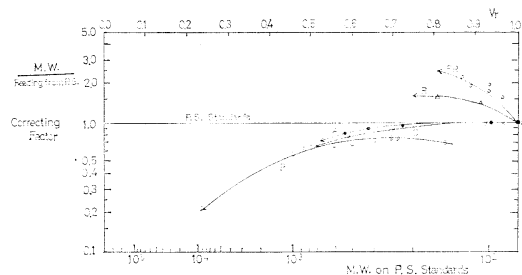


Fig. 1. Correction factors of serial petroleum hydrocarbons against the molecular weight of polystyrene standards.

P: n-paraffins, C: cycloparaffins, A: alkylbenzenes, R: polyphenyls, FR: condensed ring aromatics, M.W.: molecular weight.

それぞれの化合物の溶離位置、具体的には、 $V_r = (V_i - V_0) / (V_b - V_0)$ （ $V_i$ はそれぞれの化合物の溶出量）である。また、下段は、P. S. Standardsで目盛った分子量であり、ポリスチレンの場合は $V_r$ の読み取りで対応した分子量が決まる。それに対して、それぞれの石油系炭化水素は、縦軸の補正係数を掛けることにより分子量が求められるようにしつらえた。ポリスチレンより細長いn-パラフィン、シクロパラフィン、アルキルベンゼン（1環化合物）は、比較上、分子サイズが大きくなるため、分子量を求めるためには小さい係数を掛けることになり、多環芳香族では逆になる。

例として、ワックスのピーク $V_r = 0.44$ をとりあげてみる。P. S. Standards上の分子量は1,100と読み取れるが、石油ワックスの主体はn-パラフィン類と見ることができ、補正係数0.54を読み取り、結果的に分子量600が算出される。これは、炭素鎖にして約43ということになり、ガスクロマトグラムで得られるピーク群の中心に一致する。また、アスファルテン中の高分子ピーク $V_r = 0.22$ を検討する。これは、ALT-GELT and HIRSCH(1971)によって平均分子量 $2.5 \times 10^4$ と測定された。 $V_r = 0.22$ はP. S. Standards上で $1.0 \times 10^4$ の値を与えるから、補正係数は2.5となり、P. S. Standardsより縮合した環式化合物が主体であることを示した。実際の石油中には数環のアルキルベンゼン類も多く知られているため、図示した曲線のみでは不十分であろう。しか

し、いずれの成分も n-パラフィン類と縮合多環芳香族の間に入っていることは確かである。

以上のように、石油中の炭化水素類の分子量と GPC の溶離位置との関係は、かなり複雑であり、データの解説に際しても、常に見直しを必要とした。しかしながら、各化合物のグラフ上に表われる感度の問題は、より一段複雑な内容を持つため、結論のみを以下に述べる。

a) パラフィン類炭化水素は、紫外線吸収を持たない。また、THF 溶媒中では、炭素鎖 10 以下で RI のグラフが負ピークになる。[b] 縮合多環芳香族は、極めて強い紫外線吸収を示す。c) 等量であれば、環式化合物のほうが鎖式化合物より RI においても高感度であった。

これらの結論は、データの読み取りのさいにも活用した。

### (3) 硫黄、バナジウム、ニッケル等の測定

硫黄分は、X 線照射により発生する蛍光 X 線 (2.308 KeV) を利用した硫黄分析計により定量した。海塩や無水硫酸ナトリウムの残存は、過大値を与えるため、調製試料は再度ベンゼンに溶かし水洗した。硫黄分析計による値をチェックする目的で、燃焼管式試験法も併用した。燃焼管内で発生させた二酸化硫黄を過酸化水素水 (3%) に吸収酸化させ、アルカリ規定液で中和滴定した。両者の硫黄分析値は、ほぼ完全に一致した。

窒素は、マイクロケルダール法により分析された。この分析は、共同研究の他のメンバーにより実施された。

ニッケルおよびバナジウムについては、JPI (石油学会) で規格化した方法に準拠した。すなわち、5~6g の調製試料を等量の濃硫酸と混ぜ、赤外灯の下でカラメル状としたのち、550°C で灰化した。この灰を希硝酸に溶かした溶液を 2 分し、原子吸光分析法によりニッケルを測定したのち、クロロホルム液中における N-ベンゾイル-N-フェニルヒドロキシルアミン (N-BPNA) との反応を利用した吸光光度法でバナジウムを測定した。

## 3. 測定結果と資料解析

### (1) 輸入原油種の GPC 法による分類

Table 1. Crude oil classified by profiles of GPC run (amount imported to Japan in 1977:  $2.78 \times 10^8$  kl).

Type of GPC run (Ratio to the imported total amount)	Crude oil (in decreasing order of imported amounts)
a) Arabian heavy type (24.0%)	Iranian Heavy or Gachsaran (Iran)  Kwait (Kwait) Arabian Heavy (Saudi Arabia) Khafji (N. Z. of Arabia) Hout (N. Z. of Arabia) Hout Special (N. Z. of Arabia) Wafra (Kwait) North Rumaila (Iraq)
b) Arabian light type (34.0%)	Arabian Light (Saudi Arabia) Iranian Light (Iran) Oman (Oman) Basrah (Iraq) Arabian Medium (Saudi Arabia) Ummchaif (Abu Dhabi) Special Safania (Saudi Arabia) Dubai (Dubai) Sassan (Iraq) Es Sider (Libya)
c) Murban type (14.8%)	Murban (Abu Dhabi) Berri (Saudi Arabia) Zakum (Abu Dhabi) Qatar (Qatar) Marine Qatar (Qatar) Berri Special (Saudi Arabia)
d) Seria type (4.5%)	Seria (Burnei) Attaka (Kalimantan) Miri (North Kalimantan) Bunju (Kalimantan) North Sumatra (Sumatra)
e) Minas type (9.0%)	Sumatra Light (Sumatra) Cinta (The sea off Sumatra) Duri (Sumatra) Jatibaran (Java) Minas (Sumatra)
f) Tahchin type (2.9%)	Tahchin (North China) Shori (North China)
g) Hamdeil type (2.6%)	Hamdeil (Kalimantan) Arjuna (The sea off Java)
h) The others (8.2%)	The other crude oil: from South Eastern Asia, the Middle Eastern Regions, Mexico, etc.

輸入原油約 60 種の GPC 測定結果を比較検討した結果、主要輸入種は 7 つの型に分類できた。すなわち、中東地域産 3 種、インドネシア諸島産 3 種および中国北部地区の原油型であった。分類結果と、それぞれの代表的原油のクロマトグラムを Table 1 および Fig. 2 に示した。なお、メキシコ産重質原油のクロマトグラムが中東地域産の重質原油に類似するなど、他地域の産油のいくつかは上記 7 種に近似した。以下にそれぞれの型について述べる。

(a) a 型, アラビア重質型 (Arabian heavy type, Fig. 2a)

この型のクロマトグラムの特徴の一つは、 $V_r$  0.22 の位置にアスファルテンの高分子部分のピークが際立って表われていることである。第 2 に、 $V_r$  0.5 付近を頂上にした緩やかなピークが、RI, UV の 2 クロマトグラムに大きく表われていることであり、その構成物質には、いくつかのベンゼン核を持ったアルキルベンゼン化合物、あるいは単環のアルキルベンゼン類がパラフィン類にかなり混入している状態を類推させた。ちなみに、このピーク構成物質の主体は、ヘキサン共存下でジメチルスルホキシドに結合せず、ヘキサン相に残留した。もし、UV 吸収を示すものの主体が多環芳香族であったなら、ジメチルスルホキシドと結合した部分に著しい UV 吸収が表われねばなら

ない。第 3 の特徴は、 $V_r$  0.9 付近にみられる低分子の環式炭化水素のピークが、UV 吸収から判断して低いという点である。RI のクロマトグラムからは、この付近にマイナスピークが明瞭である。ノナン ( $C_9H_{20}$ ) 以下の低分子パラフィンがかなり含まれているものと推定された。核磁気共鳴装置による  $C^{13}$  シフトの測定により、アラビアンヘビー原油の平均的な炭素鎖結合数は、微分曲線のピーク高比によって約 15 個と計算された。

含有微量重金属、硫黄は、7 種の分類型の中でもっとも多く、イラニアンヘビー原油が重金属の最高値 (ニッケル 30.4 ppm, バナジウム 91.5 ppm) を示し、カフジ原油が硫黄分の最高値 (2.92%) を示している。なお、カリブ海沿岸の重質油 (メキシコ産重質油等) では、なお数倍のニッケル、バナジウム含量を示す。

中東地域産、カリブ海沿岸域産の原油の全体的特徴は、 $V/N_1$  値がすべて 1.0 を上廻ることであり、重質原油では 3~5 の値を示す。

(b) b 型, アラビア軽質型 (Arabian light type, Fig. 2b)

この型のクロマトグラムの特徴は、 $V_r$  0.22 のピークが重質型と比較して低いことである。また逆に、 $V_r$  0.9 付近の UV のピークが非常にはっきりしている点であり、UV 吸収は、より分子サイズの大きいほうに向けて緩やかな平坦部を描き

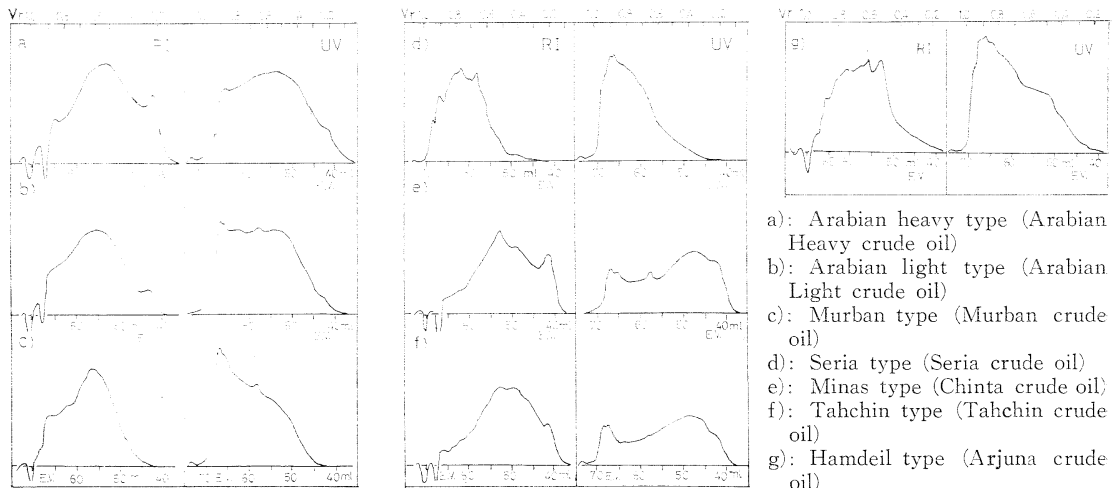


Fig. 2. Typical patterns sorted by GPC runs on crude oil imported to Japan.

出す。V<sub>r</sub> 0.9から V<sub>r</sub> 0.4付近にまで達する UV 吸収の主体は、ヘキサンの共存下でジメチルスルホキシドと結合する多環芳香族である点が重質型との著しい差異である。V<sub>r</sub> 0.9付近には、キシレン、エチルベンゼン、ピフェニール、アントラセン、フェナントレン、クリセン、ピレン等が存在し、アントラセン以下はジメチルスルホキシドと容易に結合する。

この型の原油のニッケルおよびバナジウムは重質型より低濃度であり、イラニアンライト原油の場合、バナジウム 37.5 ppm, ニッケル 8.6 ppm であった。他の代表的銘柄のアラビアンライト原油では、バナジウム 12.5 ppm, ニッケル 5.0 ppm であった。

(c) c型, マーバン型 (Murban type, Fig. 2c)

この型の原油の特徴は、V<sub>r</sub> 0.22におけるアスファルテン高分子部分のピークを欠くことである。UV 吸収は軽質部ほど著しくなり、軽質の環式化合物の多いことを示唆する。RI のクロマトグラムのピークは V<sub>r</sub> 0.65 に表われており、鎖式炭化水素として換算すると、分子量は 200~220 になり、炭素鎖で 15 程度になる。炭素鎖が 20 以下の鎖式炭化水素類は、バクテリアによる分解を受けやすく、また揮発、溶解も進行しやすいたことが知られてきた。すなわち、風化変成は著しく進行するものとみられ、他の共同研究者達が海水タンクを使用して行った風化実験によっても、そのことは立証された。

硫黄の含量は 1%前後。バナジウム、ニッケルは共に 1~3 ppm であるが、V/Ni 値は 1 以上であった。

(d) d型 セリア型 (Seria type, Fig. 2d)

UV 吸収のクロマトグラムは C 型に似る。RI のクロマトグラムは C 型よりも軽質であることを示しており、パラフィン類低分子の負ピークの表われないことから、油質の主体がパラフィン類でないことを推測させる。石油塊の生成条件には、固型化の助けになるワックス分やアスファルテンの存在が不可欠であった。パラフィン分に富む石油では、パラフィン自体による固型化も生じた。しかし、d 型原油では、それらの固型分がほとん

どなく、調査期間を通じて、この型を起源とする石油塊は発見できなかった。硫黄の含量は 0.1% 以下。バナジウム、ニッケル共低濃度で C 型程度であった。しかし、V/Ni 値は大半が 1 以下であった。

(e) e型, ミナス型 (Minas type, Fig. 2e)

スマトラライト原油の初期の産油地になみミナス型とした。代表種はスマトラライト原油であるが、類似のシンタ原油、共通した特徴があるジャチバラ、デュリーの両原油を加えた。

この型の原油は、中国産輸入原油と共にパラフィン分が非常に優越していることを大きな特徴とする。そのために、UV 吸収で検出されるクロマトグラムは低い。中国産輸入原油と異なる点は、RI のクロマトグラムで判断される最多量の部分が、V<sub>r</sub> 0.5, パラフィン類に換算して分子量約 400, 炭素鎖で 27 付近に表われていることである。ジャチバラ、デュリー原油のクロマトグラムの型は異なるが、V<sub>r</sub> 0.5 のピークを持つこと、UV 吸収の少ないことで一致する。スマトラライト原油の炭素鎖の平均結合数を C<sup>13</sup> シフトの核磁気共鳴法で測定した。結果は、22 個であった。ガスクロマトグラフィーによる n-パラフィンの測定では、炭素数 13 から 30 までのピークが優越して表われ、炭素数 27 を中心にした高分子側のピークがやや高く現われていた。

低硫黄分 (0.1%前後)、バナジウムの低濃度も特徴であり、V/Ni 値は 0.1 前後と低い。なお、ニッケルは 10 ppm 前後含まれている。

(f) f型, 大慶型 (Tahchin type, Fig. 2f)

中国産大慶、勝利両原油のクロマトグラムを f 型とした。e 型に類似するものの、パラフィンの炭素鎖結合数はより長く、平均値として 24 を与えた。この型にあつては、V<sub>r</sub> 0.44 付近に RI 検出法における極大があり、ほぼワックス分に相当した。硫黄、バナジウムも共に低濃度であり、e 型に類似する。

e 型と同様に、流動点は常温以上である。

(g) g型, ハンデル型 (Hamdeil type, Fig. 2g)

インドネシア産のハンデル、アルジュナの 2 原油の型である。d のセリア型と e のミナス型を混



合したような特徴もあり、低分子の芳香族炭化水素とパラフィン類との混合物が主体である。従って、油質そのものは C 型の マーバン原油に近いが、RI のクロマトグラムにおいて  $V_r$  0.5 に e 型と同様のピークがあり、 $V/Ni$  値も 1 以下であるなど、インドネシア産の特徴が見られた。

## (2) 石油塊の対応原油種への同定識別

石油塊を対応した原油に対して同定識別する手法は、まず、石油塊の GPC によるクロマトグラムに対し、原油種のクロマトグラム中から類似した型のものを探し出して、双方のクロマトグラムの間にみられる差違が、海または海浜での変成作用によって起こり得るかどうかを検討する。検討結果が十分な可能性を示せば、採り上げた石油塊は対比した原油起源と判定した。

判断の材料としていくつかの基準を考えた。

1)  $V_r$  0.44 の石油ワックスおよび  $V_r$  0.22 で代表されるアスファルテンピークは、海水に溶けることなく、バクテリアによっても容易に分解されることはない。

2) 1～3 環の芳香族炭化水素は、容易に揮散する。また、海水にも僅かずつ溶けて、徐々に消失する。

3) 短鎖の鎖式炭化水素は、石油分解菌によって容易に分解される。また、揮散、溶解によっても消失してゆく。

同定識別した例を、Fig. 3 a, b によって示した。

Fig. 3 a は、沖縄本島南部海岸で採集された石油塊を e 型のスマトラライト原油起源と同定したものである。実線は、石油塊試料から得られたクロマトグラム、点線はスマトラライト原油からのものである。すなわち、図より読み取れるように、主要な相違点は 3 箇所に表示されている。

第 1 は、UV 吸収の  $V_r$  0.90 を中心とする軽質分のカットであり、これは、低分子の芳香族炭化水素の減少と読み取れる。また RI における減少は、多分短鎖の炭化水素の減少であろう。第 2 は、RI のみにみられる  $V_r$  0.44 のワックス分の付加である。この原因は、いま一つはっきりしないが、タンカーのバラスタタンクに残存しているスロップオイル中に、アスファルテンと共に濃縮

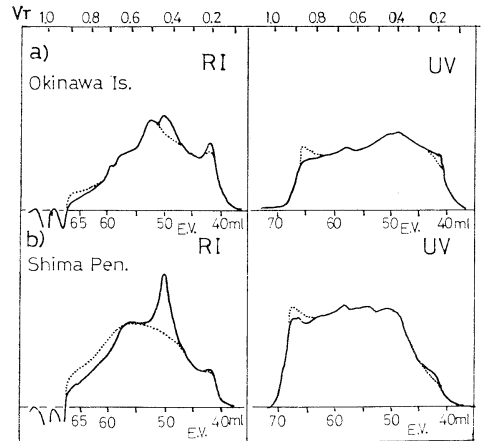


Fig. 3. Tar ball examples identified for the corresponding original crude oil by GPC runs.

a): Tar balls collected on the beach of Itooman City in Okinawa Is.

b): Tar balls collected on the beach of Shima Peninsula in Mie Prefecture

化される傾向があった。流動点の低い原油類では、チョコレートムースに塊化してゆくさいに選択的に残存するのもかも知れない。同様に、 $V_r$  0.22 のアスファルテン高分子部分も石油塊のほうが多い。

Fig. 3 b は、三重県志摩半島で採集された試料を中東地域産アラビア軽質型起源と同定したものである。

すなわち、Fig. 3 a の場合と同様に考え復元した。中東地域原油は、流動点が常温以下のため、油塊の形成に際しては、それだけ軽質分の損耗が生じよう。RI のクロマトグラムより、その現象が読み取れる。また、 $V_r$  0.44 のワックスピークの付加は、中東地域産軽質油 (b 型, c 型) に共通してみられる顕著な特徴であり、例外がなかった。

海浜で採取した試料では、とりわけ軽質分の損耗が烈しくて、油種の識別ができないものもあった。

## (3) 石油塊の起源油別分類

上記の同定識別法により、選定した 75 試料を起源油別に分類した。分類結果を Table 2, その分布を Fig. 4 に示した。Table 2 から読み取れるように、起原油は e 型原油のものが非常に多く、1979 年を除いては、半数もしくは、それ以上が e

Table 2. Number of tar ball samples classified into each type by profiles of GPC run since 1975. Number of drifting balls in parentheses.

Type	until 1977	1978	1979	1980	Total
a)	0	1(1)	2	1(1)	4(2)
b)	1	6	6(2)	3(1)	16(3)
c)	0	0	3	1	4
d)	0	0	0	0	0
e)	6(1)	9(1)	8(2)	15(8)	38(12)
f)	1	0	0	0	1
g)	0	0	2(1)	0	2(1)
r)	0	1	1(1)	1	3(1)
X) (no resolution)	0	2	5	0	7
Total	8(1)	19(2)	27(6)	21(10)	75(19)

r): Tar balls from refined oil and asphaltene.

型であった。e型原油の全輸入量に占める比率は9%程度であるから、石油塊の形成率は相対的に極めて高い。原因としては、

1) この種の原油は、流動点が高く、海水温度程度では固型化する。すなわち、タンク洗浄海水に混り放流されたさいに、拡散せずに結合し、塊状になる。

2) 原油産地との距離が短いために、洗浄海水との間の油水分離の効率が悪く、油水分離槽による処理がゆきとどかない。

3) 就航タンカーに数万トンの旧式のものが多く、最新鋭の油水分離施設に乏しい。

などが考えられる。

Table 2 の中で 2 番目に重要な油種は、全輸入

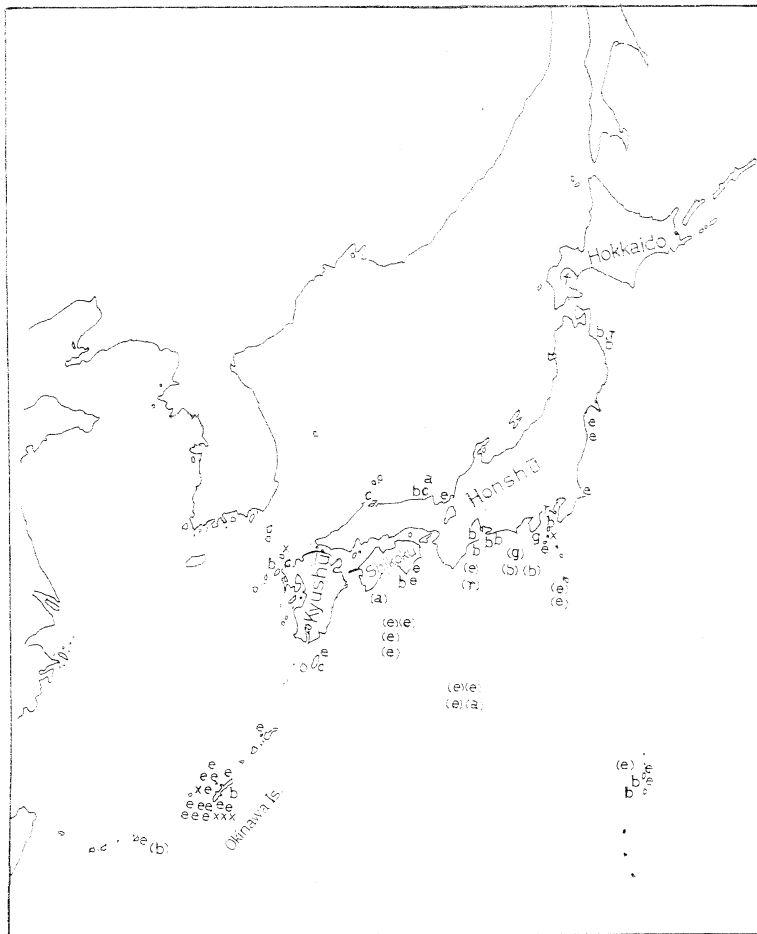


Fig. 4. Distribution of each tar ball type collected around Japan. Drifting tar balls in parentheses.

量の34%を占めるb型原油で、16試料が同定された。識別例の箇所ですべて述べたように、この中東地域産b型軽質原油は、c型の軽質原油と共に、ワックス分を多量に含む石油塊を形成する。同定識別試料数16は、出現率にして21%に当る。

a型原油は、輸入比率が24%であるのに対して、僅かに4試料が識別されたのみであった。得られたGPCのクロマトグラムは、原油に比して軽質分が多少消失している程度であり、ワックス、アスファルテンの付加も少なかった。

この種の石油塊は、比較的に新しいもののみが漂流し、古いものは速やかに沈下すると推測できる。

分類上r型としたものは、石油精製で得られた製品によるものであり、重質燃料油2試料、アスファルテン1試料を示す。

Fig. 4の分布図から判断されるように、b型は紀伊半島以東に多く、e型は黒潮域、とりわけ南西の沖縄周辺に多い。油種不明のXのうち、なおかなりはe型原油起源と推測される。

(4) 石油塊中の硫黄、窒素、バナジウム、ニッケル

石油塊は流出油よりも体積が減少しているから、微量成分がアスファルテンのような不変化物質中にあれば、濃度が高くなる。

分離した石油塊を対応原油と対比させ、標記元素の平均濃度を求めたものがTable 3である。表中、石油塊は単なる算術平均値、対応の原油は原油それぞれの輸入量を基にした加重平均値であ

る。

表からまず読み取れることは、油塊の形成にさいして、窒素は変化がなく、ニッケルはやや濃度を高め、硫黄とバナジウムは時に非常に高濃度になるということである。

まず硫黄について考察する。

海上保安大学校において海水タンクを使用した50日間の変性実験では、硫黄の濃縮は、a型1.1、b型1.2と1.3、e型1.5倍であった。Table 3の結果では、a型1.1程度、b型とc型1.3程度の濃縮率に対して、e型とg型では顕著な増加がみられた。このことから炎光光度検出器(FPD)を使用したガスクロマトグラフ法によって硫黄化合物を測定したところ、単体硫黄の明瞭なピークがみられた。特にe型石油塊では、硫黄化合物が微量のことも手伝って顕著なピークが表われた。

単体硫黄の混入の可能性は2つある。

(1) 硫酸還元細菌による硫化物の生成とその固定(原油タンクスラッジにみられる高濃度の単体硫黄は、洗浄海水起源と考えられる)。

(2) 海浜の底質中にみられる単体硫黄(遊離硫黄)の取り込みである。

e型の漂流油塊であるFig. 5中のT印の値は、海水タンク実験の場合と同様に、硫黄分の増加が少ない。従って、主たる原因は、海浜での取り込みと推定される。JEFFREY *et al.* (1973)は、カリブ海沿岸の石油塊の硫黄等を調査し、海浜のものが海上のものより高い硫黄分を持つことを示している。

Table 3. Contents of S, N, Ni and V in tar balls and the corresponding crude oil.  
T. B.: Tar ball samples. C. C. O.: Corresponding crude oil.

Region	Indonesia Islands				The Middle Eastern Region					
	e) Minas type		g) Hamdeil type		a) Arabian Heavy type		b) Arabian Light type		c) Murban type	
	T.B.	C.C.O.	T.B.	C.C.O.	T.B.	C.C.O.	T.B.	C.C.O.	T.B.	C.C.O.
Number of samples	24	5	2	2	3	7	11	10	4	5
Contents										
S (%)	0.93	0.13	1.55	0.10	2.45	2.18	2.17	1.46	1.32	1.04
N (%)	0.17	0.11	0.14	0.00	0.20	0.22	0.14	0.13	0.06	0.06
Ni (ppm)	13.5	11.2	12.0	1.2	15.7	14.7	13.5	6.4	5.0	1.4
V (ppm)	14.1	1.6	24.5	0.6	60.3	49.8	41.8	18.8	10.3	1.8
Ratio V to Ni	1.04	0.14	2.04	0.50	3.85	3.39	3.10	2.94	2.06	1.29

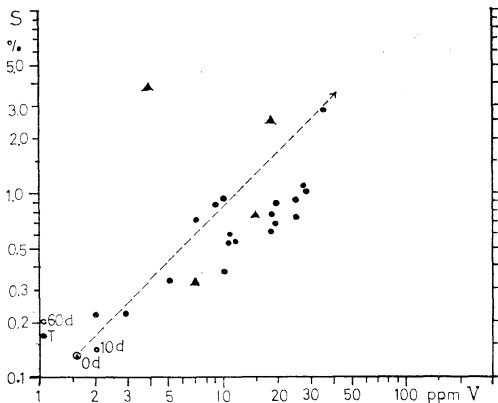


Fig. 5. Sulfur and vanadium contents in tar balls from Sumatra Light crude oil.

- : Collected samples from the southwestern coast of Japan Islands.
- ▲: Other collected samples.
- : Experimental weathered samples (d: days).
- T: Drifting tar balls on the sea at Tango (135°E, 29°N).

窒素については、ALBAUGH *et al.* (1971) が分子量分画で測定を試みた結果から証明したように、軽質分と高分子部分との間に濃度差がない。従って、外部との交換が生じない限りは、測定値が変化しない。

ニッケルは、ポルフィリン核の中にあるため、重質分中にあると考えられる。外部からの供給がなければ、体積の減少から生じる濃縮度を示す指標になる。仮りにニッケルにより濃縮率を計算すると、a型の石油塊は1.07, b型2.11, c型3.57, e型1.21, g型10(?)となる。GPCのクロマトグラムの変化から考えて、これらの数値は傾向的にうなずける。

バナジウムは、海水タンクによる実験では、ニッケルに並行した濃縮度であった。採集した石油塊では、むしろ硫黄の場合のような著しい濃縮を見た。a型, b型では、元の濃度が高いため、ニッケルよりも多少増加している程度だが、低バナジウム濃度の油種では著しく増加している。従って、V/Ni値も顕著に変わる。

OSTROUMOV and VOLKOV (1957)は、黒海の海底堆積物中の有機物質の調査によって、バナジ

ウムの有機化合物が底質中の有機物層で生成濃縮するとの見解を示した。石油塊が海底土と接し、硫黄を取り込んでいるなら、バナジウム誘導体もまた取り込まれよう。硫黄、バナジウム濃度の低いe型原油を起源とする石油塊試料について、2成分関係を取り上げて、Fig. 5を作成した。2成分の間には、ほぼ正の相関が見られる。

#### 4. 結論

日本周辺に漂着流している石油塊を採集し、量的にはっきりした75種について、GPC法による分子サイズの分布の測定、硫黄、微量金属の測定等を実施した。得られた結果は、

1) 漂着流石油塊の半数以上は、インドネシア諸島産のミナス型原油(スマトラライト原油を主とする)起源と識別された。

2) 中東地域産原油起源の石油塊は、軽質原油からのものが多く、多量のワックス分が含まれていた。

3) 中東地域産重質原油起源の石油塊は、原油に近いものであったが、稀に発見されるに過ぎなかった。また、インドネシア諸島産の芳香族系軽質原油は、石油塊を生成しないようであった。

4) 原油中の硫黄、窒素、バナジウム、ニッケルは、石油塊の生成やその後の変成の中で、それぞれ特異の挙動を示した。窒素は濃縮が見られず、硫黄、バナジウムは、低含有値のものほど顕著に濃縮した。

5) 硫黄、バナジウムに、流出後の体積の減少を上回る濃度増加が見られたため、原因を追跡した。硫黄については底質中の単体硫黄の取り込みが大きく作用していることが分かった。バナジウムについても、硫黄の増加との間に正相関が見られることから、底質中の有機物層からの取り込みではないかと推定された。

#### 謝辞

本研究は、海上保安庁の企画した「油の長期的変性過程の解明」研究の一環として、おもに筆者らが従事した仕事をとりまとめたものである。従って、事象を解釈するための多くの補助資料を上

記標題の研究専門委員会から頂いた。専門委員会のメンバーに厚く御礼申し上げる。

また、硫黄および硫黄化合物のガスクロマトグラフ測定については、海上保安試験研究センターの小泉敏章氏の手を煩わした。n-パラフィン炭化水素について資料を参照させて頂いた奥野正彦氏に対しても、共に御礼申し上げる。

#### 文 献

- ALBAUGH, E. W. and P. C. TALARICO (1972): Identification and characterization of petroleum and petroleum products by gel permeation chromatography with multiple detectors. *J. Chromatogr.*, **74**, 233-253.
- ALBAUGH, E. W., P. C. TALARICO, B. E. DAVIS and R. A. WIRKKALA (1971): Fractionation of residuals by gel permeation chromatography. *In: Gel Permeation Chromatography*. Marcel Dekker Inc., New York, 569-578.
- ALTGELT, K. H. and E. HIRSCH (1971): GPC separation and integrated structural analysis of petroleum heavy ends. *ibid*, 623-630.
- ASTM, D 3327-74T (1974): Tentative methods of analysis for selected elements in waterborne oils. ASTM Standards, 566.
- BENZHITSKY, A. G. (1980): Petroleum contaminations in the hypo-neuston layers of sea and oceans. *Naukova Dumka, Kiev*. (in Russian)
- COLEMAN, H. J., D. E. HIRCH and J. E. DOOLEY (1969): Separation of crude oil fractions by gel permeation chromatography. *Anal. Chem.*, No. 6, 800-804.
- DONE, J. N. and W. K. REID (1970): A rapid method of identification and assessment of total crude oils and crude oil fractions by gel permeation chromatography. *Separation Science*, **5**, 825-842.
- JEFFREY, L. M., D. J. FRANK, N. POWELL, A. VOS and L. MAY (1973): Progress report on pelagic, beach and bottom tars of the Gulf of Mexico and controlled weathering experiments. *Dept. Oceanogr. -S. 1, Texas A & M Univ.*, 86.
- JIS, K 2286-1978 (1978). 日本工業規格. 石油製品放射線励起式硫黄分試験方法. 日本規格協会.
- JPI-5S-10-73 (1973). 石油学会規格. 重油中のニッケル分試験方法. 石油学会.
- JPI-5S-11-74T (1974). 石油学会規格, 重油中のバナジウム分試験方法, 石油学会.
- 海上保安試験研究センター (1978, 1979 及び 1980): 廃油ボール等による海洋汚染の防止, 除去に関する研究報告書 — 油の長期変性過程の解明 —, 昭和54年度報告書, 昭和55年度報告書, 昭和56年度報告書.
- OSTROUMOV, E. A. and I. I. VOLKOV (1957): On the interconnection of phosphorus, vanadium and organic matter in the Black Sea sediments. *Geokhimiya*, No. 6, 518-528.

## Euphausiids of the continental shelf and slope of the Pacific coast of Canada\*

John FULTON\*\* and Robin LEBRASSEUR\*\*

**Abstract:** Ichthyoplankton tows made along the west coast of Canada during January through April 1980 were examined for euphausiids. Twelve species were identified. The 3 most abundant species, *Euphausia pacifica*, *Thysanoessa longipes* and *T. spinifera*, were measured and their regional distribution determined. Among these 3 species, *E. pacifica* was the most common along Vancouver Island, whereas *T. longipes* was the most common at the northernmost stations. However, each of the 3 species were found periodically along the whole coast. An estimate of the average daily production of euphausiids (130 mg/m<sup>2</sup>) was obtained from estimates of growth for *E. pacifica* and the total euphausiid biomass data for night tows. The difference between estimated production and observed biomass ranged from 6% to 35% over the sampling period. Catches of euphausiids greater than 3 g/m<sup>2</sup> (the amount estimated to be required to support commercial harvesting) occurred at approximately 20% of the sampling locations. These stations tended to be located towards the south end of the Queen Charlotte Islands and near the inshore end of submarine canyons.

### 1. Introduction

Euphausiids have been fished commercially in the Strait of Georgia section of the Canadian west coast since 1972. Annual landings have not exceeded 200 tonnes. The low catch is mainly because of a limited market and shipboard freezing capacity. Catching vessels operate after darkness from December through March. They tow nets at the surface where euphausiids tend to concentrate. Usually the catch is flash-frozen in 5 to 10 kg blocks on board. Nightly fishing continues until the freezer capacity is reached, 4-8 hours, at which time the vessel returns to port and off-loads the catch. Sometimes one vessel does the fishing and another, the freezing and storage of frozen catch. Most of the catch is used as a supplementary diet in fish farms and aquariums to rejuvenate the fish feeding behavior and to add pigment to their flesh before being marketed. Some catch is freeze dried and sold as a specialty item in pet stores in competition with Brine Shrimp or *Daphnia*. Recently, as a result of the decline in wild

stocks of salmon and the need for extensive fish culture, there are indications that the market for euphausiids could be increased fifty fold (PEARSE, 1982). For this to occur the fishery would have to relocate to where larger euphausiids stocks could be found and the fishing season could be extended.

Exploratory ichthyoplankton surveys were made along the Canadian West Coast in 1980. During these surveys samples were collected from the shelf break to the 50 m isobath during the period late winter-early spring. This report presents a preliminary assessment of the euphausiid stocks along the west coast made from these samples.

### 2. Methods

The ichthyoplankton survey was conducted by staff of the Groundfish Program at the Pacific Biological Station, Nanaimo.

The entire length of the British Columbia outer coast was surveyed including Dixon Entrance, Hecate Strait, and Queen Charlotte Sound. A total of 77 stations on 18 transect lines were occupied sequentially without regard to time of day (Fig. 1). The stations are listed by number, time, and depth in Table 1. The survey involv-

\* Received August 24, 1984

\*\* Department of Fisheries and Oceans, Fisheries Research Branch, Pacific Biological Station, Nanaimo, British Columbia V9R 5K6, Canada

Table 1. Euphausiid wet weight data from four cruises January to April 1980.

Station	Time	Cruise W1		Cruise W2		Cruise W3		Cruise W4						
		Date	Depth (m)	Date	Depth (m)	Date	Depth (m)	Date	Depth (m)					
01	N	09/01	79	N	13/02	53	N	12/03	82	N	15/04	91	33.69	
02	N	09/01	183	N	13/02	160	N	12/03	199	N	15/04	200	15.17	
03	N	10/01	156	D	13/02	136	N	12/03	139	N	16/04	183	800.28	
04	N	15/01	165	D	13/02	109	D	12/03	146	N	16/04	141	235.57	
05				D	13/02	46	D	12/03	95	D	16/04	91	0.17	
06	N	10/01	139	D	13/02	155	D	12/03	183	D	16/04	153	0.75	
07	D	15/01	518	D	13/02	537	D	12/03	1097	D	16/04	1170	2.04	
08	D	15/01	476	N	13/02	524	N	12/03	548	D	16/04	768	48.28	
09	D	15/01	130	N	13/02	119	N	12/03	155	D	16/04	161	0.36	
10	N	15/01	59	TSW	N	14/02	74	N	12/03	91	D	16/04	95	1.53
11	N	15/01	45	TSW	N	14/02	37	N	13/03	55	D	16/04	55	7.04
12	N	15/01	27	TSW	N	14/02	20	N	13/03	46	N	17/04	49	0.00
13	N	16/01	64	TSW	N	14/02	65	D	13/03	100	N	17/04	101	18.48
14	N	16/01	152	D	14/02	137	D	13/03	173	N	17/04	192	45.85	
15	N	16/01	418	D	14/02	453	D	13/03	1280	N	17/04	1002	15.10	
16	D	16/01	335	D	14/02	525	D	13/03	732	D	17/04	914	4.09	
17	D	16/01	70	TSW	D	14/02	147	D	13/03	274	D	17/04	192	1.94
18	D	16/01	72	TSW	D	14/02	54	D	13/03	56	D	17/04	57	0.00
19	D	16/01	47	TSW	D	14/02	34	D	13/03	62	D	17/04	64	0.00
20	D	16/01	34	TSW	N	14/02	22	N	13/03	40	D	17/04	42	0.02
21	N	16/01	95	N	14/02	49	N	13/03	124	N	17/04	117	0.00	
22	N	16/01	152	N	14/02	131	N	13/03	153	D	17/04	153	20.43	
23	N	16/01	316	N	15/02	523	N	14/03	1061	D	17/04	1006	23.83	
24	D	17/01	375	D	15/02	553	D	14/03	914	N	18/04	1079	43.57	
25	D	17/01	150	D	15/02	139	D	14/03	173	N	18/04	167	35.75	
26	N	17/01	53	N	15/02	48	N	14/03	77	N	17/04	91	0.00	
27	N	17/01	58	N	15/02	55	N	14/03	86	N	17/04	91	0.00	
28	N	17/01	53	D	15/02	120	N	19/03	91	D	23/04	151	0.00	
29	N	22/01	170	N	20/02	192	D	19/03	194	D	23/04	183	23.15	
30	N	22/01	39	N	20/02	45	D	19/03	53	N	23/04	42	0.00	
31	N	22/01	54	N	20/02	55	D	19/03	55	N	23/04	55	0.02	
32	D	22/01	144	D	15/02	142	D	14/03	153	N	23/04	153	122.59	
33	N	17/01	477	D	15/02	445	D	14/03	914	N	22/04	914	10.32	
34	N	17/01	119	N	15/02	30	N	14/03	81	N	18/04	101	0.13	
35	N	17/01	168	N	15/02	135	N	14/03	275	N	18/04	153	91.43	
36	N	18/01	450	N	15/02	505	N	14/03	1250	N	18/04	914	223.53	
37	N	18/01	443	N	16/02	475	N	15/03	914	N	19/04	914	245.14	
38	N	18/01	154	N	15/02	152	N	15/03	199	N	19/04	202	216.07	
39	D	18/01	117	D	15/02	63	D	15/03	128	D	19/04	91	2.07	
40	D	18/01	173	D	16/02	155	D	15/03	457	D	19/04	153	67.98	
41				D	16/02	439	D	15/03	578	D	19/04	914	123.19	
42				N	16/02	548	N	15/03	578	D	19/04	1207	22.39	
43	N	18/01	168	D	16/02	152	D	15/03	265	D	19/04	256	239.14	
43A	N	18/01	113	N	16/02	174	D	15/03	256	D	19/04	210	2.05	
43B				N	16/02	350	N	15/03	594	D	19/04	577	9.66	
44	D	18/01	123	TSW	D	18/02	96	D	15/03	139	D	19/04	138	0.95
45	N	18/01	52	TSW	N	17/02	31	N	16/03	55	N	19/04	55	0.00
46	N	19/01	75	TSW	N	17/02	64	D	16/03	91	N	19/04	91	4.87
47				N	17/02	177	D	16/03	204	N	19/04	183	53.90	
48				N	17/02	494	D	16/03	1140	N	20/04	896	401.96	
49				D	17/02	430	N	16/03	1204	N	20/04	1463	5.25	
50				D	17/02	251	N	16/03	256	D	20/04	220	4.51	
51				N	17/02	247	N	16/03	256	D	20/04	274	7.62	
52	D	19/01	307	D	17/02	278	N	17/03	334	D	20/04	390	56.72	
53	D	19/01	350	N	17/02	304	N	17/03	375	D	20/04	373	12.75	
54	D	19/01	183	N	17/02	152	D	17/03	256	D	20/04	256	14.24	
55	D	20/01	234	N	17/02	234	D	17/03	275	D	20/04	284	29.44	
56	D	20/01	96	N	18/02	147	D	17/03	143	N	20/04	137	5.87	
57	D	20/01	21	TSW	N	18/02	13	D	17/03	24	N	20/04	18	0.00
58	D	20/01	29	N	18/02	15	D	17/03	36	N	21/04	37	0.00	
59	D	20/01	69	TSW	D	18/02	51	D	17/03	64	N	21/04	70	0.10
60	N	20/01	129	D	18/02	101	N	17/03	110	N	21/04	136	2.68	
61	N	20/01	34	D	18/02	26	N	17/03	37	D	21/04	37	0.00	
62	N	20/01	18	D	18/02	18	N	18/03	24	D	21/04	22	0.00	
63	N	21/01	34	N	18/02	16	N	18/03	31	D	21/04	24	5.35	
64	N	21/01	116	N	18/02	106	D	18/03	92	D	21/04	55	0.00	
65	D	21/01	169	N	18/02	170	D	18/03	220	D	21/04	187	4.80	
66	D	21/01	190	N	19/02	168	D	18/03	256	D	21/04	220	4.07	
67	D	21/01	151	N	19/02	176	D	18/03	200	N	21/04	183	417.05	
68	N	21/01	219	N	19/02	238	D	18/03	310	N	21/04	311	137.23	
69	N	21/01	78	TSW	D	19/02	62	N	18/03	99	N	22/04	192	0.00
70	N	21/01	119	D	19/02	97	N	18/03	137	N	22/04	145	0.00	
71	N	22/01	194	D	19/02	97	N	18/03	245	D	22/04	229	19.73	
72	N	22/01	202	D	19/02	190	N	19/03	284	D	22/04	253	19.85	
73	D	22/01	78	N	19/02	208	N	19/03	117	D	22/04	110	0.00	
74	D	22/01	155	N	19/02	100	N	19/03	201	D	22/04	192	12.70	
75	D	22/01	84	TSW	N	19/02	119	D	19/03	117	D	22/04	113	0.05

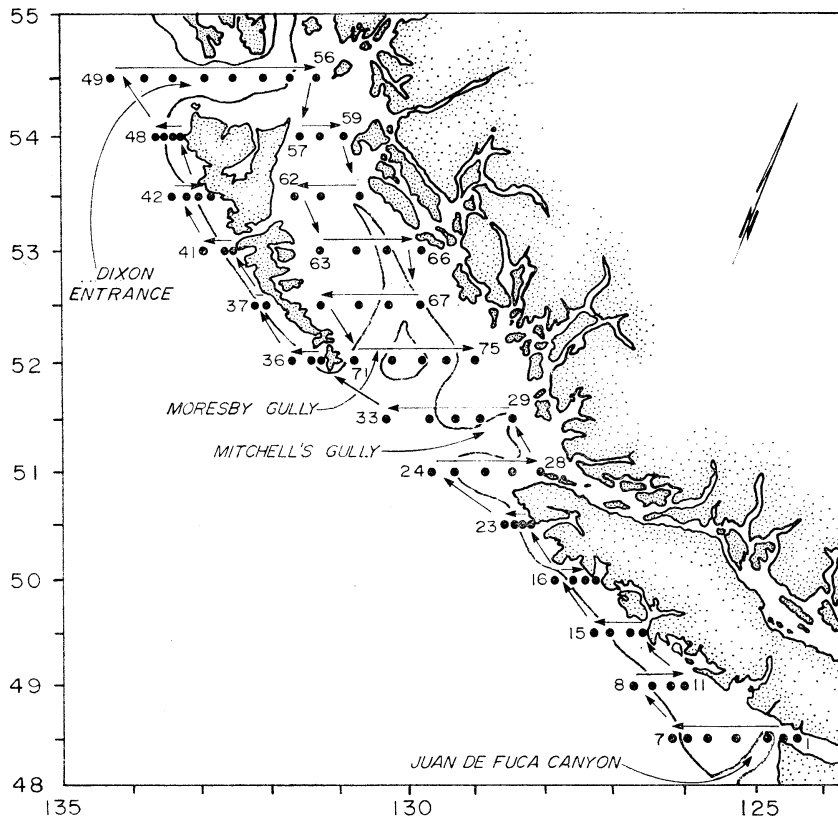


Fig. 1. Cruise track and stations sampled. The 200 m isobath is sketched in.

ed four cruises of 8-9 days duration each, made on the G.B. REED (January 15-22, February 13-20, March 12-20, and April 15-23).

On station, following oblique tows for ichthyoplankton, an STD cast (Bisset Berman) was made, supplemented irregularly by XBT casts, and by Nansen casts, with salinometry done ashore. The physical-chemical data base is presented in processed form in three parts (MASON *et al.*, 1981a, b, c). No light meter readings were taken, consequently "day" and "night" were determined by referring to a nautical almanac. None of the night tows was made under a full moon.

The oblique tows were made using 0.25 m<sup>2</sup> Bongos equipped with 351  $\mu$ m Nitex nets of modified SCOR design, and General Oceanics center-mounted flow-meters. All sampling gear was colored black to minimize potential avoidance and resulting catch bias (LEBRASSEUR *et al.*, 1967).

The tow procedure generally followed that established by CALCOFI (e.g., SMITH 1971): vessel speed 2 kts, gear descent at a cable payout rate of 50 m/min, and gear ascent at a cable recovery rate of 20 m/min. Tows were made within 20 m of the sea floor on shelf stations, or from a maximum depth of 1,280 m on slope stations to the surface.

The recovered nets were thoroughly washed with a high-pressure deck hose. The catches were preserved in 5% buffered seawater-formaldehyde. In the laboratory, fish, fish eggs and larvae, euphausiids, decapods, medusae, and ctenophores were extracted from left-net catches. Detailed examination of the selected faunal groups was undertaken. Euphausiids from all stations were drained and spread on blotting paper to remove interstitial water and weighed (wet weight biomass); from stations deeper than 180 m all euphausiids were identified to species; from selected stations body length (base of eye



to junction of abdomen and telson) measurements were made. Medusae and ctenophores were counted for all stations and identified to species except where specimens were badly damaged. Decapod crustaceans were removed and stored for future study. Fish, fish eggs and larvae were the subject of other reports (MASON *et al.*, 1981d, e, f, g). Dominant species among the remainder of the zooplankton were identified and drained wet weight measurements were made to the nearest 0.01 g (FULTON *et al.*, 1982). Right-net catches were retained as a raw reference collection for future use.

### Sampling

In this report, no correction has been applied to samples because much of the sampling was not directed for euphausiids. To minimize sampling variation we made seasonal biomass estimates only from night samples.

## 3. Results and discussion

### Species

Twelve species of euphausiids were identified

Table 2. Species of euphausiid identified from the west coast of Canada.

A) Dominant species usually accounting for 90% of euphausiid biomass.	<i>Thysanoessa spinifera</i>
	<i>Thysanoessa longipes</i>
	<i>Euphausia pacifica</i>
B) Common species occurring in more than 10% of sample containing euphausiids.	<i>Thysanoessa inspinata</i>
	<i>Thysanoessa longipes</i> (spineless form)
	<i>Thysanoessa inermis</i>
	<i>Thysanoessa raschii</i>
	<i>Tessarabrachion oculatum</i>
	<i>Nematoscelis difficilis</i>
C) Rare species usually in samples from more than 200 m depth.	<i>Thysanopoda acutifrons</i>
	<i>Nematobrachion flexipes</i>
	<i>Stylocheiron longicorne</i>
	<i>Stylocheiron maximum</i>
D) Species reported in samples from deeper than 500 m in the area sampled but not found.	<i>Bentheuphausia amblyops</i>
	<i>Thysanopoda cornuta</i>
	<i>Thysanopoda egregia</i>
	<i>Thysanopoda cristata</i>

from the samples (Table 2), most were previously reported from the Strait of Georgia (FULTON, 1968) and from the west coast of British Columbia (BANNER, 1949; BRINTON, 1962; MAUCHLINE, 1980). Four bathypelagic species known from northeastern Pacific (BRINTON, 1962) were not found. *Thysanoessa inspinata* was identified for the first time from British Columbia coastal waters but because it is easily confused with *T. longipes* (spineless form) and *T. gregaria* it has been most likely overlooked in the past. BANNER (1949) considered all records of *T. gregaria* north of 45°N as belonging to *T. longipes* and NEMOTO (1963) notes that the illustration reported as *T. longipes* (BODEN *et al.*, 1955) is *T. inspinata*.

The percentage biomass of the 3 most abundant euphausiid species sampled off the west coast is shown for 3 stations chosen to represent southern, middle and northern areas of the survey (Table 3). The biomass estimates showed a trend both seasonally and from south to north. *E. pacifica* occurred at all stations throughout the 4 cruises. Whereas *T. longipes* was abundant

Table 3. Euphausiid species composition by percent biomass at three stations.

	% <i>E. pac.</i>	% <i>T. spin.</i>	% <i>T. long.</i>	% Other	Estimated wet weight g/10 m <sup>2</sup>
Station 3					
Cruise					
1N	68	31	0	tr	35.7
2	93	0	0	8a	5.62
3N	56	44	0	0	61.4
4N	93	7	0	0	800.3
Station 36					
Cruise					
1N	19	67	0	14b	19.6
2N	38	62	0	tr	103.4
3N	49	51	tr	tr	214.6
4N	18	77	1	tr	228.5
Station 55					
Cruise					
1	19	0	81	tr	31.2
2N	28	52	17	3	108.5
3	16	0	83	tr	9.1
4	77	tr	22	0	29.4

N=samples taken during darkness.

a *Nematoscelis difficilis*.

b *Tessarabrachion oculatum*.

only at Station 55. The estimates for *T. spinifera*, the largest of the 3 abundant species, are more difficult to interpret because they were present only in tows made during darkness. Like *E. pacifica*, however, they were present at each of the 3 stations. *Tessarabrachion oculatum* made up 14% of the euphausiid biomass at Station 36 in January and *Nematoscelis difficilis* made up 8% of the biomass at Station 3 in February.

#### Horizontal distribution and abundance

During the day euphausiid stocks were most abundant in water deeper than 200 m; at night they were found in shallower water (Table 4). The four submarine canyons, Juan de Fuca

canyon, Mitchell's Gully, Moresby Gully, and Dixon Entrance, cutting through the continental shelf, all contained concentrations of euphausiids (Fig. 1). MAUCHLINE (1980) lists the average

Table 4. Euphausiid biomass distribution with depth during day and night.

Depth (m)	No. tows	Percentage			
		<30 g/10 m <sup>2</sup>		>30 g/10 m <sup>2</sup>	
		Day	Night	Day	Night
<100	103	41.7	54.4	0	3.9
100-200	100	43	27	3	27
200-400	48	50	12.5	8.3	29.2
>400	48	43.7	18.7	6.2	31.2

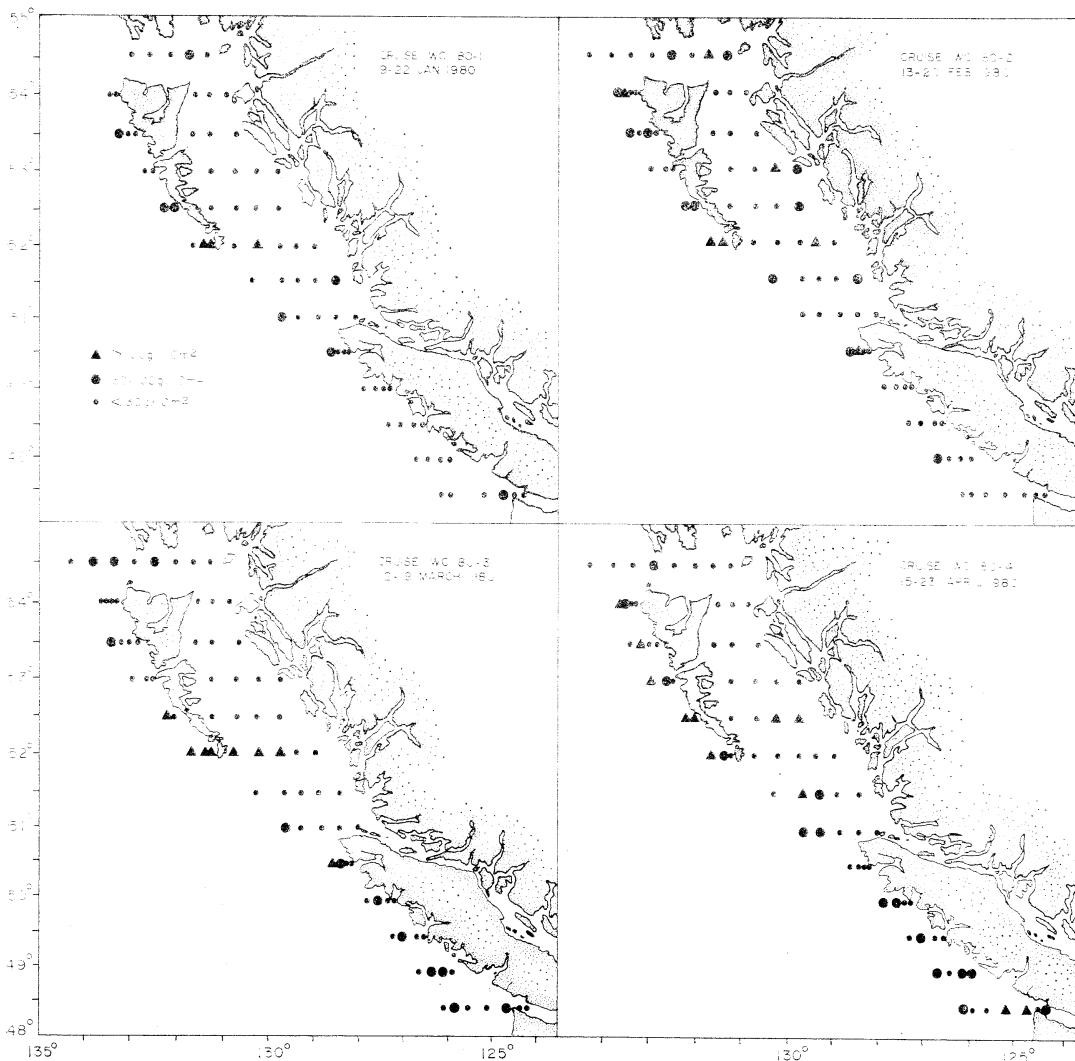


Fig. 2. Distribution of euphausiid biomass January-April 1980.

day depth of the dominant euphausiids:

<i>Euphausia pacifica</i>	400-150 m
<i>Thysanoessa spinifera</i>	100- 0 m
<i>T. longipes</i>	250- 50 m

and notes that light is probably the dominant factor influencing vertical migration. ROGER (1974) found that the depth of distribution of euphausiids in the upper 200 m at night was directly proportional to the intensity of the moonlight.

#### Growth estimates

Length measurements were transformed to weight estimates using the conversion factor arrived at for *E. pacifica* from the Strait of Georgia by HEATH (1977) after adjusting for differences in measuring technique:

$$\ln W = -4.7 + 2.29 (\ln L), \quad (1)$$

where  $W$  = wet weight in mg and  $L$  = length in mm.

Mean growth (% wt. change/day) estimates were also calculated:

$$\Delta W = 100\% [10^{1/t} (\log W_2 - \log W_1) - 1], \quad (2)$$

where  $W_1$  is the wet weight (mg) at the time of first observation,  $W_2$  is the weight (mg) at the time of second observation, and  $t$  is the interval (days) between observations.

Mean growth length increments (mm/day) (Table 5) estimates were calculated from the following equation:

$$\Delta L = (L_2 - L_1) / t, \quad (3)$$

where  $L_1$  is length (mm) at first observation,  $L_2$  is length (mm) at last observation, and  $t$  is

Table 5. Mean daily growth rate (January-April) of dominant euphausiid species from three selected stations.

Station	<i>E. pacifica</i>		<i>T. longipes</i>		<i>T. spinifera</i>	
	Length (mm)	Weight %	Length (mm)	Weight %	Length (mm)	Weight %
3	0.075	1.46	—	—	—	—
36	0.082	1.67	—	—	0.065	1.21
55	0.047	0.79	0.015	0.28	—	—
Mean	0.068	1.31	0.015	0.28	0.065	1.21

the interval (days) between observations, using modal analysis.

Mean daily growth estimates based on changes in length for *E. pacifica* (0.047-0.082 mm) were close to the range (0.063-0.083 mm) established by SMILES and PEARCY (1971) during a five year study of populations off the coast of Oregon.

The low growth rate calculated for *E. pacifica* and *T. longipes* at Station 55 in Table 6 may be due to size selection during day sampling. BRINTON and TOWNSEND (1981) found similar problems with day/night comparisons of euphausiid catches off the California coast.

Length-frequency plots (Fig. 3) show little or no change in length during the January to February interval and in all cases best growth in the March and April interval. *T. spinifera* growth was mainly limited to the last 34 day period. *T. longipes* exhibited negative growth during January but since only the February sample was taken at night, the results are inconclusive. *E. pacifica* at all three stations appeared to grow in the first month but grew best in the last month. Other euphausiid populations as reviewed by SMILES and PEARCY (1971) show greatly reduced growth during winter.

#### Biomass estimation

The mean biomass for each monthly cruise was calculated using data from stations deeper than 200 m sampled at night. The range of 3.9 to 13.2 g/m<sup>2</sup> (Table 6) is comparable to the estimate of 12 g/m<sup>2</sup> reported by CHUCKUKALO

Table 6. Biomass, growth, and production estimates of euphausiids January to April 1980.

Time	Mean monthly* biomass (g/m <sup>2</sup> )	Mean daily* growth (% wt)	Mean daily production	Estimated net production for 30 day intervals
			Wet wt. (mg/m <sup>2</sup> )	(g/m <sup>2</sup> )
Jan.	3.9	1.31	51.1	6.3
Feb.	5.6	—	73.4	13.0
March	12.2	—	159.8	20.1
April	13.2	—	172.9	—
4 month mean	8.7	—	130.1	—

\*Biomass from mean of all night stations in water deeper than 200 m for all species of euphausiid.

\*Growth estimate is 4 month mean for *E. pacifica*.

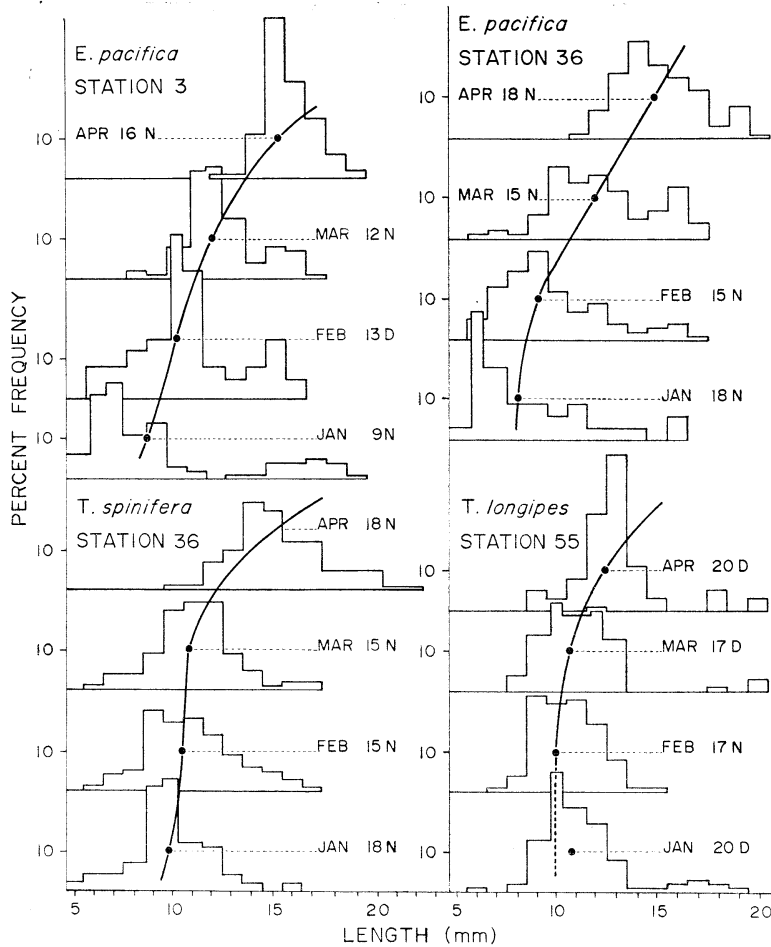


Fig. 3. Length/frequency distribution plots for 3 species of euphausiids at selected stations. Samples taken in daylight (D) and during night (N) are indicated.

(1973) for sampling with a larger net during the spring of 1970. The estimated mean daily growth rate for *E. pacifica* for the entire January–April sampling period (Table 6) was used to calculate total euphausiid production for the west coast: i.e. mean growth rate  $\times$  mean biomass. Assuming a conversion factor of 0.05 for wet wt to carbon wt the estimated daily production increased from 4.7 mg C/m<sup>2</sup> in January to 15.7 mg C/m<sup>2</sup> in April. This is lower than the annual range calculated for *E. pacifica* in Georgia Strait (6–27 cm C/m<sup>2</sup>) by HEATH (1977). However, this comparison could be misleading because the sampling programs differed significantly.

Net production between sampling intervals was calculated using the mean daily growth rate for

*E. pacifica*. The difference between the net production curve and the biomass curve in Fig. 4 provides an estimate of mortality. During the January–March interval, mortality amounted to 6% of net production and increased to about 35% in March–April period. This six-fold increase in total mortality is possibly due to increased predation, to loss of mature animals following spawning, or to emigration.

#### Commercial euphausiid fishery

A commercial euphausiid surface trawl (3.4 m deep and 7.3 m wide, 24.8 m<sup>2</sup>) towed at 1 m/sec (2 knots) filters about 1,500 m<sup>3</sup>/min. According to fishermen (pers. comm.) catches must exceed 450 g/min (1 lb/min) for profitable fishing. From this information critical concentrations of

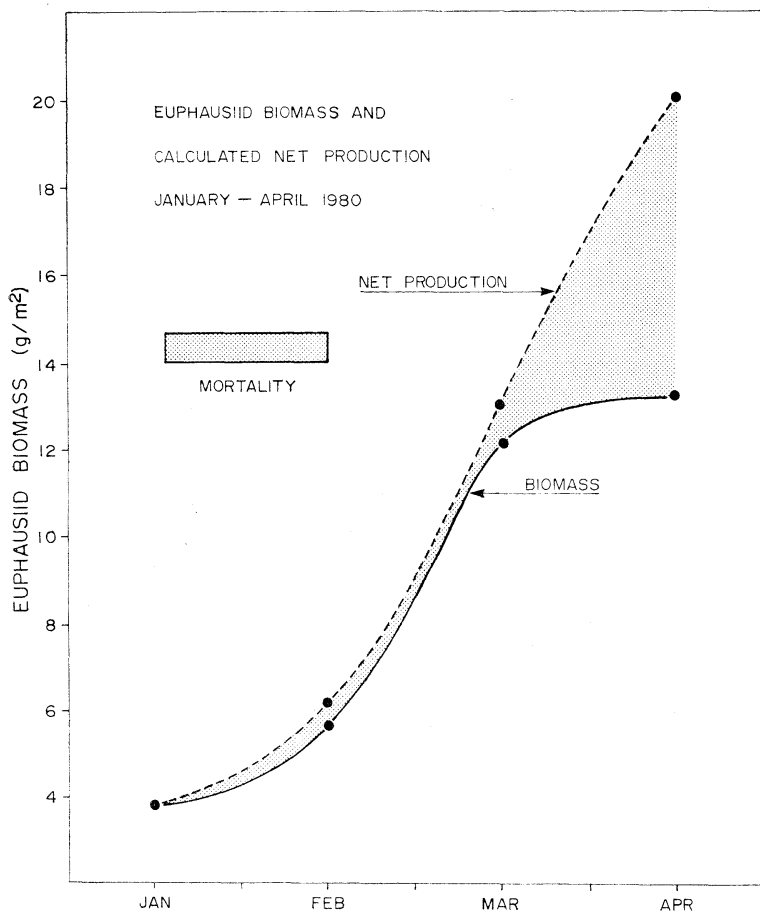


Fig. 4. Euphausiid biomass, estimated net production and mortality during January to April 1980 for shelf waters deeper than 200 m.

euphausiids can be calculated:

$$\frac{450 \text{ g/min}}{1,500 \text{ m}^3/\text{min}} = 0.30 \text{ g/m}^3.$$

Potential commercial fishing areas could occur where the euphausiid biomass was greater than  $30 \text{ g}/10 \text{ m}^2$  and in a 10 m thick layer near the surface (see Fig. 2). The largest catch of  $800 \text{ g}/100 \text{ m}^2$  was made at night at Station 3 in April. At this site commercial gear could, in theory, have caught  $115.2 \text{ kg}/\text{min}$  ( $254 \text{ lb}/\text{min}$ ). Ten stations, in the first cruise, and more than 19 stations, in the last three cruises, had euphausiid concentrations which exceeded the hypothetical lower limit of  $30 \text{ g}/10 \text{ m}^2$  necessary for profitable fishing (Table 7). It should be noted that the only region which consistently had

Table 7. Number of west coast stations where euphausiids reach commercial concentrations.

Cruise	Number of stations where biomass of euphausiids exceeded	
	$30 \text{ g}/10 \text{ m}^2$	$100 \text{ g}/10 \text{ m}^2$
WC-1	10	5
WC-2	19	8
WC-3	19	11
WC-4	20	14

catches in excess of  $30 \text{ g}/10 \text{ m}^2$  throughout the 4 months was on a line at the south end of the Queen Charlotte Islands.

It seems evident that there are west coast stocks of euphausiids which could support a fishery assuming other problems can be resolved.

### Acknowledgments

We wish to thank Dr. J. C. MASON, Mr. A. C. PHILLIPS, Mr. W. CAROLSFELD, and Ms. T. MULLIN for providing the samples, analysed in this work. The captain and crew of the fishing vessel "G. B. REED" provided assistance during the field collections. Dr. D. HAY and Mr. D. HERITAGE made many useful comments which greatly improved the manuscript.

### References

- BANNER, A.H. (1949): A taxonomic study of the Mysidacea and Euphausiacea (Crustacea) of the North Pacific. Part III. Euphausiacea. *Trans. Roy. Soc. Canadian Inst.*, **28**(58), 2-49.
- BODEN, B.P., M.W. JOHNSON and E. BRINTON (1955): The Euphausiacea (Crustacea) of the North Pacific. *Bull. Scripps Inst. Oceanogr.*, **6**, 287-400.
- BRINTON, E. (1962): The distribution of Pacific euphausiids. *Bull. Scripps Inst. Oceanogr.* **6**(8), 287-400.
- BRINTON, E. and A.W. TOWNSEND (1981): A comparison of euphausiid abundances from Bongo and I-M Cal COFI nets. *Calif. Coop. Oceanic Fish. Invest. Rep.*, **22**, 111-125.
- CHUCKUKALO, V.I. (1973): On specific composition and distribution of macroplankton on the shelf and continental slope in the Vancouver-Oregon region in the spring of 1970. *TINRO*, **87**(8), 110-119. (*Trans. Fish. and Mar. Serv. No. 3279*).
- FULTON, J. (1968): A laboratory manual for the identification of British Columbia marine zooplankton. *Fish. Res. Board Can. Tech. Rep.*, **55**, 141 pp.
- FULTON, J., M.N. ARAI and J.C. MASON (1982): Euphausiids, coelenterates, ctenophores and other zooplankton from the Canadian Pacific Coast Ichthyoplankton Survey, 1980. *Can. Tech. Rep. Fish. Aquat. Sci.*, **1125**, 75 pp.
- HEATH, W.A. (1977): The ecology and harvesting of euphausiids in the Strait of Georgia. Ph. D. thesis, Univ. British Columbia., Vancouver, B.C. 187 pp.
- LEBRASSEUR, R.J., C.D. MCALLISTER, J.D. FULTON and O.D. KENNEDY (1967): Selection of a zooplankton net for coastal observations. *Fish. Res. Board Can. Tech. Rep.*, **37**, 13 pp.
- MASON, J.C., O.D. KENNEDY and T.C. MULLIN (1981a): Canadian Pacific ichthyoplankton survey 1980. Hydrography. Part One. Horizontal contours of temperature, salinity and sigma-T, at selected depths, by monthly cruise. *Can. Data Rep. Fish. Aquat. Sci. No. 279*, 110 pp.
- MASON, J.C., O.D. KENNEDY and T.C. MULLIN (1981b): Canadian Pacific ichthyoplankton survey. 1980. Hydrography. Part Two. Vertical contours of temperature, salinity and sigma-T on transect lines, by monthly cruise. *Can. Data Rep. Fish. Aquat. Sci. No. 280*, 77 pp.
- MASON, J.C., O.D. KENNEDY and T.C. MULLIN (1981c): Canadian Pacific ichthyoplankton survey. 1980. Hydrography. Part Three. Vertical profiles of temperature, salinity and sigma-T by station. *Can. Data Rep. Fish. Aquat. Sci. No. 281*, 114 pp.
- MASON, J.C., O.D. KENNEDY and A.C. PHILLIPS (1981d): Canadian Pacific coast ichthyoplankton survey. 1980. Ichthyoplankton. Cruise one (January 15-22). *Can. Data Rep. Fish. Aquat. Sci. No. 275*.
- MASON, J.C., O.D. KENNEDY and A.C. PHILLIPS (1981e): Canadian Pacific coast ichthyoplankton survey. 1980. Ichthyoplankton. Cruise two (February 13-20). *Can. Data Rep. Fish. Aquat. Sci. No. 276*.
- MASON, J.C., O.D. KENNEDY and A.C. PHILLIPS (1981f): Canadian Pacific coast ichthyoplankton survey. 1980. Ichthyoplankton. Cruise three (March 12-20). *Can. Data Rep. Fish. Aquat. Sci. No. 277*.
- MASON, J.C., O.D. KENNEDY and A.C. PHILLIPS (1981g): Canadian Pacific coast ichthyoplankton survey. 1980. Ichthyoplankton. Cruise four (April 15-23). *Can. Data Rep. Fish. Aquat. Sci. No. 278*.
- MAUCLINE, J. (1980): The biology of euphausiids. *Advances in Marine Biology*, **18**, 373-681.
- NEMOTO, T. (1963): A new species of Euphausiacea, *Thysanoessa inspinata* from the North Pacific. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, **19**, 41-47.
- PEARSE, P.H. (1982): Turning the tide: a new policy for Canada's Pacific fisheries. The Commission on Pacific Fisheries Policy, Final Report. 292 pp.
- ROGER, C. (1974): Influence de la phase et de l'éclaircissement lunaire sur les répartitions verticales nocturnes superficielles de crustacés macroplanctonique (Euphausiacea). *Cahiers ORSTOM-Océanographie*, **12**, 159-171.
- SMILES, M.C. and W.G. PEARCY (1971): Size structure and growth rate of *Euphausia pacifica* off the Oregon coast. *Fish. Bull., U.S.*, **69**, 79-86.
- SMITH, P.E. (1971): Distributional atlas of zooplankton volume in the California current region, 1951 through 1966. *Cal. COFI atlas*, **13**, 144 pp.

## The zooplankton community and its abundance in Tokyo Bay\*

Sachiko NAGASAWA\*\* and Ryuzo MARUMO\*\*\*

**Abstract:** The abundance of each taxonomic group of the zooplankton community in Tokyo Bay was investigated using samples obtained from three stations with three different mesh sizes: a 330- $\mu\text{m}$  mesh net (Series A), a 100- $\mu\text{m}$  mesh net (Series B) and a 20- $\mu\text{m}$  mesh filter (Series C). The taxonomic composition and abundance of the zooplankton community in the inner portion (Stns. T2 and T4) and at the mouth (Stn. T8) of the bay reflect the different properties of inshore and oceanic water masses. The number of taxonomic groups collected was 20, 8 and 6 in Series A, B and C, respectively. Six groups which occurred abundantly in all three series were *Noctiluca scintillans*, bivalve larvae, polychaete larvae, copepods, chaetognaths and appendicularians. The first five groups were usually abundant in the inshore waters, whereas the last occurred commonly in oceanic waters. The abundance of the six groups was 1 to 10 times higher in Series C than in Series B and 1 to 1,000 times greater in Series C than in Series A. Therefore, the number of organisms in the six groups is underestimated when they are obtained from samples collected with either a 100- $\mu\text{m}$  or 330- $\mu\text{m}$  mesh net. The thirteen groups which occurred only in Series A provided only qualitative data because the low density of these plankters was inadequate to allow meaningful estimates of their abundance. The collections which were obtained from near-bottom to surface tows included large numbers of adults and copepodites of *Pseudodiaptomus marinus*, suggesting an epibenthic distribution of this copepod. Males of *P. marinus* were more abundant than females, whereas females of *Oithona aruensis* were more numerous than males.

### 1. Introduction

MURANO (1980) listed many taxonomic groups of zooplankton occurring in Tokyo Bay in recent years on the basis of eight sources (II, 1964; KUWABARA *et al.*, 1969; YAMAZI, 1973; MARUMO and MURANO, 1973, 1974; MURANO *et al.*, 1977; NISHIDA *et al.*, 1977; MARUMO *et al.*, 1979). This list includes taxonomic groups of zooplankton reported by YAMAZI (1955). Analyses of the horizontal distribution of plankton in Tokyo Bay in July 1948 revealed the existence of four major copepod communities: an *Oithona-Acartia* community, an *Oithona* community, an *Oithona-Microsetella* community and an *Oithona-Microsetella-Paracalanus-O. similis* community (YAMAZI, 1955). Since the abundance reported

by YAMAZI (1955) is expressed as per meter of haul rather than water column filtered, it is impossible to compare directly values reported by him with the data of TAKAHASHI and FUROTA (1977), FUROTA (1979) and MURANO (1980).

Estimates of the number and biomass of a heterogeneous zooplankton community require the use of various types of nets to collect efficiently organisms which have different properties such as size, shape, distribution, concentration, habits and behaviour. However, in practice, one method is usually chosen because the sorting of plankton samples into even major taxonomic groups is time-consuming and requires trained personnel. Therefore, data obtained by any one method include both accurate estimates and underestimated values depending on the different characteristics of the organisms. Planktonologists know this fact from experience, but so far few reports on this problem are available. In addition, variation in actual biomass may be great due to uneven distribution of plankton.

\* Received June 12, 1984

\*\* Ocean Research Institute, University of Tokyo, Minamidai 1-15-1, Nakano-ku, Tokyo, 164 Japan

\*\*\* NODAI Research Institute, Tokyo University of Agriculture, Sakuragaoka 1-1-1, Setagaya-ku, Tokyo, 156 Japan

We present here numerical data obtained from samples taken with three different meshes in order to compare them and also to describe the characteristics of the zooplankton community in the inner and outer parts of Tokyo Bay. The distribution of two dominant copepods, *Oithona aruensis* and *Pseudodiaptomus marinus*, is also discussed.

## 2. Materials and methods

Zooplankton samples were obtained from three stations, T2, T4 and T8, in Tokyo Bay (Fig. 1) on 13 through 14 July, 1979 with a Norpac-twin net: one is a 330  $\mu\text{m}$  mesh net (Series A) and the other is a 100- $\mu\text{m}$  mesh net (Series B). Vertical tows in Series A and B were carried out 12-0 m at Stn. T2, 10-0 m and 30-0 m at Stn. T4, 10-0 m and 100-0 m at Stn. T8. Therefore, Series A and B each contain five samples. Water samples (Series C) of 10 l were collected from depths of 0, 5, 10, 15 (14 m at Stn. T2), 20, 30, 50, 75 and 100 m at the same three stations in Tokyo Bay and filtered through a filter of 20- $\mu\text{m}$  mesh. The samples of Series C consist of four collections from Stn. T2, six from Stn. T4 and seven from Stn. T8. The specimens retained on the filter are considered to be more than 20  $\mu\text{m}$  in size (Series C).

The zooplankton samples of Series A, B and C were taken during daylight hours and preserved immediately in 5% buffered seawater formalin on shipboard. Measurements of water temperature and salinity were also made at all three stations.

In the laboratory, measurements of settling volume were made on the 10 samples of Series A and B. These samples were also used for quantitative taxonomic studies. Samples of Series A were all sorted except one sample obtained from 100-0 m at Stn. T8. Due to the exceptional nature of this sample only 1/8 of original sample was counted. Preparing the material for taxonomic analyses of Series B was basically a three-stage procedure. Initially each of five samples was subsampled (1/8) using a plankton splitter. The larger forms were removed from this sample split since it has been found desirable to measure the larger forms separately so that a more accurate determination of the smaller organisms can be made (BEERS,

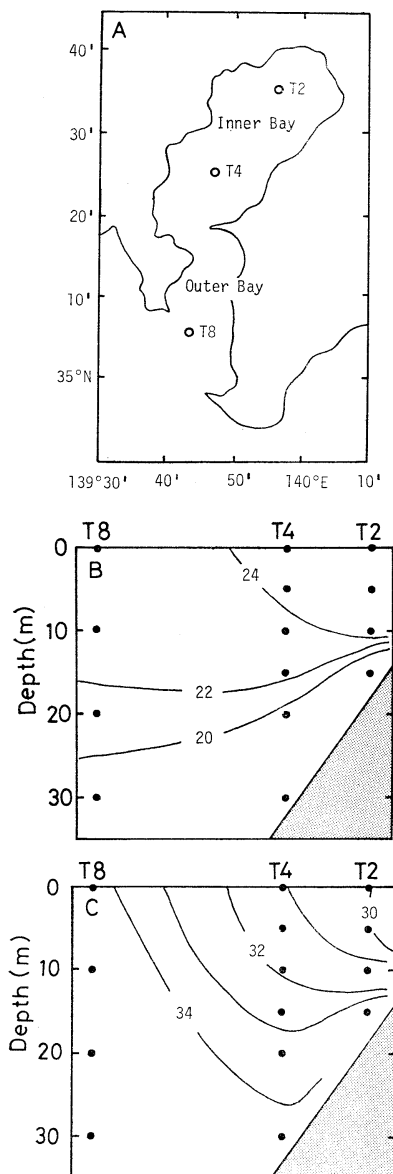


Fig. 1. Sampling stations on 13 through 14 July, 1979 in Tokyo Bay (A) and vertical profiles of water temperature (B) and salinity (C).

1976). In this study the larger forms included polychaetes, copepods exclusive of *Oithona aruensis* (NISHIDA and FERRARI, 1983), euphausiid larvae, chaetognaths, appendicularians, thaliaceans, fish larvae and fish eggs. Copepods were identified to generic level and generic composition was investigated in the four samples. Secondly, the split from which the larger forms



had been removed, was adjusted to 100 ml with 5% buffered seawater formalin. Lastly, an aliquot (1 ml) of this sample was introduced into the cell counting chamber and counts of each remaining taxonomic group were made. This latter procedure was repeated 10 times with each split and a mean value was obtained. The total numbers of each taxonomic group were obtained by multiplying the mean by 800.

Materials for quantitative analyses of Series C were prepared as follows. The volume of the four collections from Stn. T2 was respectively adjusted to 100 ml. The entire volume of each of the four samples was carefully searched and enumerated concerning bivalve larvae, polychaete larvae, chaetognaths and appendicularians. *Noctiluca scintillans* and *Oithona aruensis* including nauplii and copepodites were then counted in 1 ml aliquots. This procedure was carried out 10 times and values were averaged. The volume of the 13 collections from Stns. T4 and T8 was adjusted to 10 ml. The abundance of each taxonomic group was examined using whole samples.

### 3. Results

Stns. T2 and T4 which are in the inner part of Tokyo Bay had oceanographic properties typical of inshore waters, namely low salinity and high temperature in the upper 10 m. Stn. T8 at the mouth of the bay vertically showed almost uniform salinity which is characteristic of oceanic water (Fig. 1). Due to these differences the composition and abundance of the zooplankton communities in the two areas were different.

A settling volume of 7.3 ml/m<sup>3</sup> in the 10-0 m haul was the largest observed at Stn. T8 in Series A. This was due to the presence of many large organisms such as copepods, cladocerans, thaliaceans, coelenterates and fish eggs. The high value (13.8 ml/m<sup>3</sup>) in the 10-0 m sample at Stn. T8 in Series B is due to the presence of large copepods and foraminifera. Stn. T2 had the greatest settling volume in Series B, 18.3 ml/m<sup>3</sup>, reflecting large numbers of each taxonomic group.

Samples in Series A included a great variety of taxonomic groups, being composed of 20 taxa, although numerical data for only the predomi-

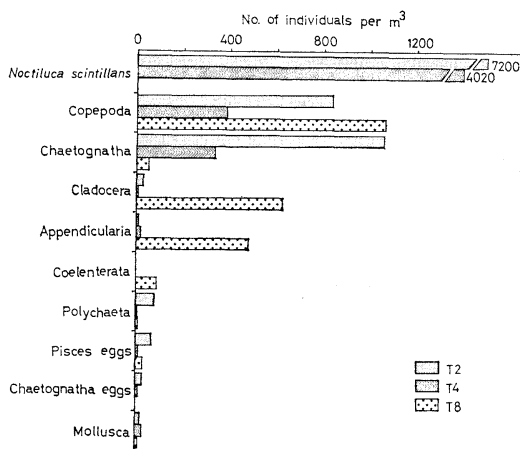


Fig. 2. Numerical data for the predominant groups collected by vertical hauls of a Norpac net (330- $\mu$ m mesh) at Stns. T2 (12-0 m), T4 (10-0 m) and T8 (10-0 m) in Tokyo Bay on 13 through 14 July, 1979 (Series A).

nant groups are shown in Fig. 2. Samples in Series B contained 8 taxonomic groups: foraminifera, fish larvae and eggs and the six taxonomic groups are shown in Fig. 3. The primary six taxonomic groups were retained on the 20- $\mu$ m mesh filter in Series C and their vertical distribution is shown in Fig. 4. In addition to the six groups, cladocerans, chaetognath eggs, tintinnids and *Ceratium* were also present.

#### (1) Plankton community in the inner bay

In Series A from the inner bay *Noctiluca scintillans* and chaetognaths were abundant (Fig. 2), and stomatopod larvae, echinoderm larvae and chaetognath eggs were recorded in small numbers, indicating their preference for inshore waters. However, the distribution pattern of mollusks, polychaetes, ostracods, cirriped nauplii, euphausiid larvae, decapod larvae, fish larvae and fish eggs was obscure because of the low density of these plankters. This is due to the capture method which was inadequate to allow meaningful estimates of their abundance. Accordingly, efficient types of net are needed to obtain quantitative data for these groups enough to be compared as accurately as possible.

In Series B a small-sized copepod *Oithona aruensis*, including copepodites and nauplii, dominated, although it decreased in number at Stn. T8 (Fig. 3). This suggests that *O. aruensis*

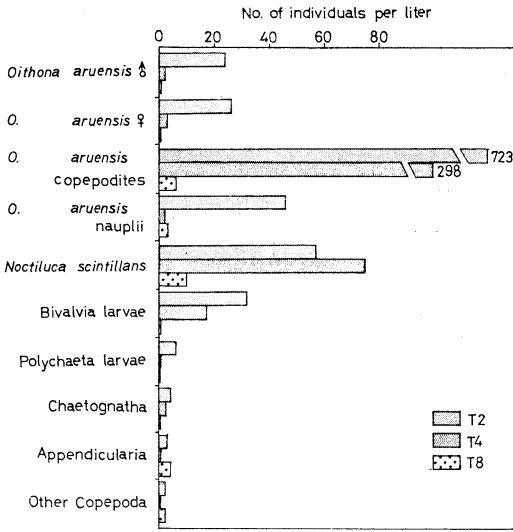


Fig. 3. Numerical data for the predominant taxa collected by vertical hauls of a Norpac net (100- $\mu$ m mesh) at Stns. T2 (12-0 m), T4 (10-0 m) and T8 (10-0 m) on 13 through 14 July, 1979 (Series B).

preferably inhabits inshore waters. A similar distribution was observed with *N. scintillans*, bivalve larvae, polychaete larvae and chaetognaths (Fig. 3). Appendicularians, other copepods and fish eggs showed no large differences in abundance between stations (Fig. 3). A small number of these plankters were obtained from every haul, indicating their widespread distribution. The occurrence of chaetognath eggs (*S. crassa*) was restricted to Stn. T2 due to the high reproductive activity of this species in summer in the inner part of Tokyo Bay (NAGASAWA and MARUMO, 1984).

In Series C *O. aruensis* including copepodites and adults dominated in the inshore waters and *N. scintillans* was next in abundance. Polychaete larvae were abundant in the inner bay, whereas appendicularians were numerous in the outer bay (Fig. 4). *N. scintillans* inhabited the upper 30 m and its concentration was markedly high in the upper 10 m. Bivalve larvae were abundant between 10 and 20 m. Most *O. aruensis* inhabited the upper 10 m. *Sagitta crassa* was abundant in the upper 15 m.

The water sample collected at a depth of 14 m at Stn. T2 included a large number of fecal

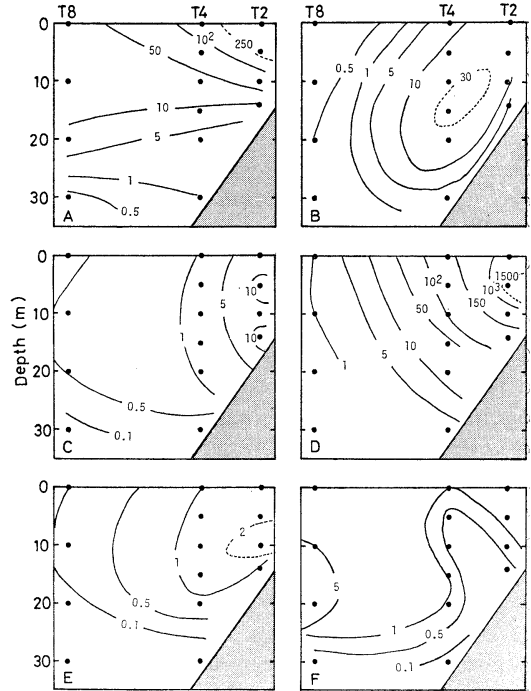


Fig. 4. Vertical profiles of six taxa (individuals per liter) retained on a 20- $\mu$ m mesh when water samples of 10 l were filtered through the mesh in Tokyo Bay on 13 through 14 July, 1979 (Series C). A, *Noctiluca scintillans*; B, Bivalvia larvae; C, Polychaeta; D, *Oithona aruensis* ( $\delta$ ,  $\eta$  and copepodites); E, Chaetognatha (*S. crassa*); F, Appendicularia.

pellets, molts of copepods and unknown fragments. Fecal pellets and centric diatom frustules along with the six taxonomic groups listed in Fig. 4 constituted the sample from a depth of 20 m at Stn. T4. Frustules and fragments of centric diatoms were abundant in the sample from a depth of 30 m at Stn. T4. Thus, it is apparent that water samples obtained from the near bottom are rich in fecal pellets, crustacean molts, broken pieces of dead plankton, centric diatom frustules and detritus, suggesting a high production of plankton in the inner part of the bay. These samples provide evidence of fecal pellets and dead plankton sinking rapidly and accumulating near or on the sea bottom.

(2) Plankton community in the outer bay

In Series A in the outer bay copepods, cladocerans and appendicularians occurred abundantly

and radiolarians, foraminifera, amphipods, euphausiid eggs and thaliaceans occurred in small numbers (Fig. 2), indicating that these plankters prefer oceanic waters to inshore ones.

In Series B foraminifera occurred in small numbers only at Stn. T8; no groups dominated in the outer bay (Fig. 3). The fact that foraminifera were found only in the oceanic water is consistent with the occurrence only at Stn. T8 of *S. enflata* which is a representative chaetognath of Kuroshio waters (MARUMO and NAGASAWA, 1973). Oceanic water influences only the outer part of bay.

In Series C oceanic samples contained a small number of *N. scintillans*, *O. aruensis*, bivalve larvae, polychaete larvae and chaetognaths, but appendicularians were a little more abundant in the outer bay water than in the inner bay water

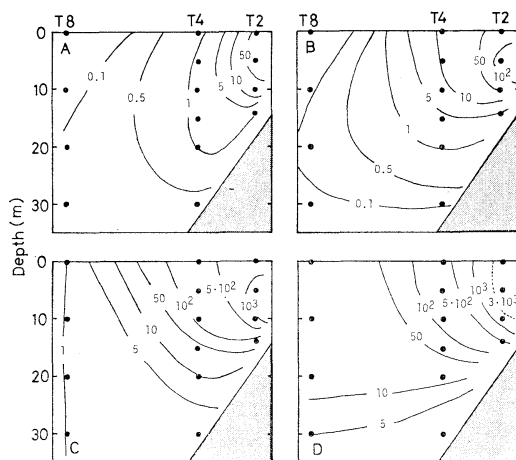


Fig. 5. Detailed vertical profiles of *O. aruensis* in Series C (individuals per liter). A, males; B, females; C, copepodites; D, nauplii.

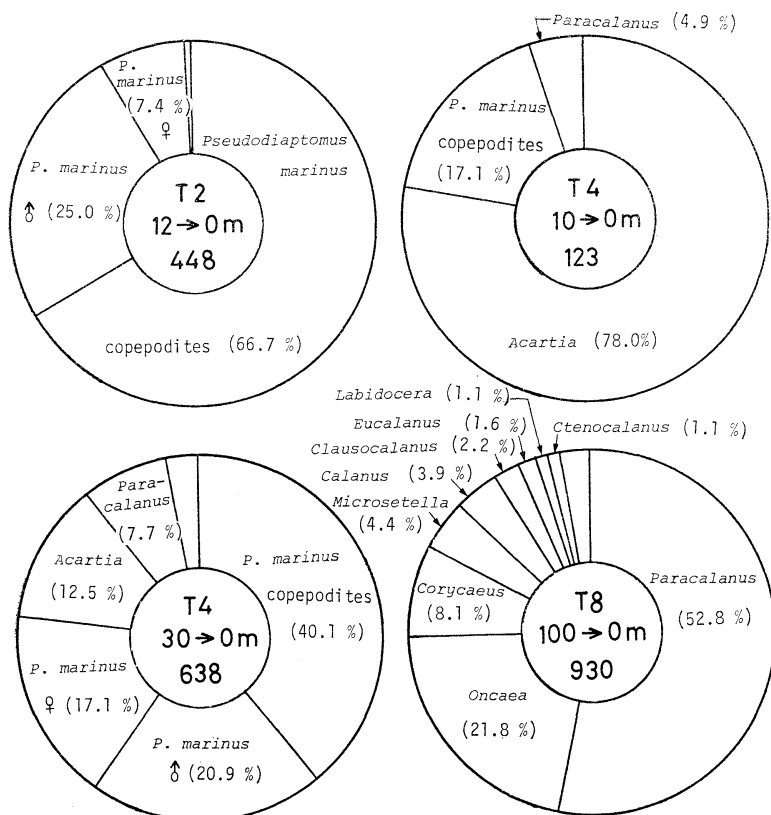


Fig. 6. Percentage composition of copepods exclusive of *O. aruensis* in Series B. Specimens of each 1/8 split sample were identified mostly to generic level. Numbers in each inner circle represent the station, hauling depth and number of copepods examined.

as indicated in Series A (Fig. 2). Major constituents of samples collected at depths of 50, 75 and 100 m at Stn. T8 were detrital or inanimate materials rather than the animate materials which were abundant close to the bottom in the inner part of the bay.

(3) Distribution of *O. aruensis* and *P. marinus*

The number of copepod genera identified at Stns. T2, T4 and T8 was 3, 6 and 13, respectively. Since *O. aruensis* and *P. marinus* were dominant in the inshore waters, it was important to examine their distribution. Samples of Series B (Fig. 3) had more abundant copepodites than nauplii of *O. aruensis* because the mesh was too large. The number of females was almost identical to that of males in the 12-0 m sample at Stn. T2 and the 10-0 m sample at Stn. T4 (Fig. 3). On the contrary, in most of Series C there

were more nauplii than copepodites and females were far more numerous than males (Fig. 5). Since females of *Oithona* are larger than males, the difference in sex ratios in the samples of Series B (Fig. 3) and C (Fig. 5) is considered to be due to the behaviour peculiar to females rather than the difference in mesh size in the two methods.

*Pseudodiaptomus marinus* was second in abundance to *O. aruensis* in the inshore waters, accounting for 99 and 78% of copepods exclusive of *O. aruensis* in Series B (Fig. 6). The collection at Stn. T2 which was hauled from the depth close to the bottom to the surface included large numbers of adults and copepodites of *P. marinus* (Fig. 6). Comparison of the two samples from Stn. T4 also revealed that *P. marinus* preferably lives near the bottom; adults and

Table 1. Maximum numbers of individuals obtained in the present study and those reported by MURANO (1980).

Location: Tokyo Bay; —, not collected; \*, no data.

Taxonomic group	Maximum number of individuals per liter			MURANO (1980)
	A	Series B	C	
<i>Oithona aruensis</i>	—	$8 \times 10^2$	$5 \times 10^3$	$10^3$
<i>Noctiluca scintillans</i>	$7 \times 10^0$	$7 \times 10^1$	$3 \times 10^2$	$2 \times 10^2$
Appendicularia	$5 \times 10^{-1}$	$3 \times 10^1$	$6 \times 10^1$	$10^2$
Mollusca <sup>1)</sup>	$7 \times 10^{-2}$	$3 \times 10^1$	$4 \times 10^1$	$7 \times 10^1$
Chaetognatha	$1 \times 10^1$	$4 \times 10^1$	$3 \times 10^1$	$2 \times 10^{-1}$
Polychaeta <sup>2)</sup>	$7 \times 10^{-2}$	$6 \times 10^0$	$1 \times 10^1$	$10^2$
Chaetognatha eggs	—	$3 \times 10^1$	$3 \times 10^1$	*
<i>Pseudodiaptomus marinus</i>	*	$10^1$	—	*
Cladocera	$6 \times 10^{-1}$	—	$9 \times 10^{-1}$	*
Thaliacea	$1 \times 10^{-1}$	—	—	*
Foraminifera	$6 \times 10^{-3}$	$3 \times 10^{-1}$	—	*
Pisces larvae	$2 \times 10^{-3}$	$1 \times 10^{-3}$	—	*
Pisces eggs	$6 \times 10^{-2}$	$6 \times 10^{-3}$	—	*
Coelentelata	$10^{-2}$	—	—	*
Cirripedia nauplii	$10^{-2}$	—	—	*
Euphausiacea larvae	$10^{-2}$	—	—	*
Decapoda larvae	$10^{-2}$	—	—	*
Ostracoda	$4 \times 10^{-3}$	—	—	*
Radiolaria	$10^{-3}$	—	—	*
Amphipoda	$10^{-3}$	—	—	*
Euphausiacea eggs	$10^{-3}$	—	—	*
Stomatopoda larvae	$10^{-3}$	—	—	*
Echinodermata larvae	$10^{-3}$	—	—	*
Phoronidea larvae	$10^{-4}$	—	—	*

1) Series A includes Gastropoda, Pteropoda, Heteropoda and Bivalvia larvae, whereas Series B and C include only Bivalvia larvae.

2) Series A does not include larvae, whereas Series B and C consist of only larvae.

copepodites of this copepod were more numerous in the collection hauled from 30 m to the surface (depth of Stn. T4 is about 30 m) than in the collection hauled from 10 m to the surface (Fig. 6). Such epibenthic distribution of *P. marinus* has been reported (IWASAKI and KAMIYA, 1977; UYE *et al.*, 1982). Since it is an inshore species *P. marinus* did not occur at Stn. T8 which is under the influence of oceanic water. Males of *P. marinus* were more abundant than females in Tokyo Bay, which is unlike the results obtained from cultivation of this copepod by IWASAKI and KAMIYA (1977). They reported that females were a little more abundant than males at 10 to 25°C in the laboratory and that the number of females in the culture increased relative to the quantity of *Skeletonema* added to the mixed algal food. In addition, the data of UYE *et al.* (1982) indicate a seasonal change in the sex ratio of *P. marinus* in the Inland Sea. In most of their collections from the Inland Sea females exceeded males, although in some cases males accounted for more than 50%. There are no data to determine if the seasonal variation in the sex ratio of *P. marinus* occurs in Tokyo Bay. *P. marinus* along with *O. aruensis* is occasionally the prey of *S. crassa*, a dominant chaetognath in Tokyo Bay (NAGASAWA and MARUMO, 1984). *Acartia* was dominant in the 10-0 m sample from Stn. T4. *Paracalanus* dominated in the 100-0 m sample from Stn. T8 and *Oncaea* was second in abundance. In addition, at Stn. T8 the copepod population was composed of many species.

(4) Comparison of numerical data in the three series

Table 1 summarizes the quantitative data obtained in the present study. Six taxonomic groups were common in all the three series. Abundance of these six common groups was greatest in Series C, and lowest in Series A. The abundance of the six groups was 1 to 10 times higher in Series C than in Series B and 1 to 1,000 times greater in Series C than in Series A (Table 1). It is evident that a fine mesh can retain greater numbers of these six groups than a coarse mesh. In other words, the abundance of these groups is usually underestimated when they are sampled with either a 100- $\mu$ m or a 330- $\mu$ m mesh net. However,

detailed analysis revealed no large differences in the abundance between bivalve larvae, chaetognaths and appendicularians in Series B and C, although *N. scintillans*, polychaete larvae and *O. aruensis* had much higher counts in Series C than in Series B. Foraminifera, fish larvae and fish eggs were common in Series A and B. Series B had more foraminifera than Series A due to the fine mesh used. Series A had more abundant fish larvae and eggs than Series B. This supports the use of a larval net as more desirable for the efficient collection of fish larvae and eggs than a Norpac net with a fine mesh.

#### 4. Discussion

A natural community of zooplankton is usually a heterogeneous mixture of taxa of various sizes, shapes, water content, etc. which does not represent any one trophic level or other meaningful characteristic with regard to the multiple interactions that occur within the pelagic community. Due to dissimilarities between different taxa, various sizes, uneven distribution in the water column, and in some cases peculiar behaviour, the constituents of samples and the quantity of each constituent vary with the collecting method as shown in Table 1. Therefore, a method which provides an abundance close to that actually occurring in the sea should be selected according to the properties of each taxon.

Biomass determinations for Tokyo Bay have been made on total plankton catches, or on partial samples following splitting or subsampling procedures, or on individuals or groups of individuals at various taxonomic levels (II, 1964; KUWABARA *et al.*, 1969; YAMAZI, 1973; MARUMO and MURANO, 1973, 1974; MURANO *et al.*, 1977; TAKAHASHI and FURUTA, 1977; FURUTA, 1979; MARUMO *et al.*, 1979; MURANO, 1980). The methods used by these workers are not the same in all cases but all provide measures of the instantaneous standing stock of zooplankton. Since some methods actually measure different properties of the organisms, it is not always possible to compare directly biomass data obtained by different methods.

This study is an attempt to present and compare quantitative zooplankton data obtained by nets of three different mesh sizes. In addition to taxonomic data, we also obtained settling

volume, although the determination of plankton volume by settling is not generally recommended (SCOR, 1968). Despite this negative recommendation the use of settling volume as an index of plankton biomass is still highly attractive to us because of its simple requirements and the fact that at least an approximate measure of the sample can be obtained without affecting the usefulness of the material for further studies.

Quantitative data analyzed by MURANO (1980) are presented in Table 1 along with our numerical data for comparison. MURANO (1980) used the collections obtained on 18 through 19 August, 1971 (Survey A), on 28 November through 1 December, 1971 (Survey B) and on 12 through 16 June, 1972 (Survey C). The abundance of *O. aruensis* was more than 200, 200 to 800 and 100 to 500 per liter, in Surveys A, B and C, respectively (MURANO, 1980). The maximum number of *O. aruensis* was 1,000 per liter and the density usually ranged from 200 to 300 per liter (MURANO, 1980). In addition, NISHIDA (1981) examined the collections obtained from Tokyo Bay in April and September 1975. These collections (MURANO, 1980; NISHIDA, 1981) were specimens retained after water samples of 20 l were filtered through a 100- $\mu$ m mesh. *Oithona* sp. 1, which corresponds to *O. aruensis*, was concentrated in the innermost part of Tokyo Bay with densities of more than 10 individuals and about 150 individuals per liter (inclusive of adults and copepodites) in April and September 1975, respectively (NISHIDA, 1981).

The maximum density of copepodites and adults of *O. aruensis* in Series B of the present study was about 800 individuals per liter (Fig. 3) and in Series C about 1,600 per liter (Fig. 5). The value in Series B is similar to that obtained by MURANO (1980) due to almost the same method having been used, but the density obtained by NISHIDA (1981) is far less than those in Series B and the samples of MURANO (1980), which suggests the seasonal change in abundance. The maximum density in Series C is greater than that obtained by MURANO (1980) due to the fine mesh used.

In MURANO's Survey B *Noctiluca scintillans* exceeded 200 cells per liter in the inner part of the bay, while in his Survey C 100-150 cells per liter of this species occurred in Uruga Strait.

These values exceeded those in Series B of our study and were close to those in Series C. This suggests that cells of *N. scintillans* were more concentrated in MURANO's Surveys B and C than in our Series B.

Numerical data on appendicularians, bivalve larvae and polychaete larvae were 100, 0 to 75 and 10 to 100 per liter, respectively, in Survey C (MURANO, 1980). The maximum values for these three taxa were higher than ours. In contrast, MURANO's (1980) value of chaetognaths is low compared with our data. Copepod nauplii were 50 to 240, 500 to 1,200 and 50 to 270 per liter in Surveys A, B and C, respectively (MURANO, 1980). Data on copepod nauplii in Series B of our study are not available. However, the values would be far smaller than those in Series C due to the larger mesh size. On the whole, there are no significant numerical differences between our data and records of MURANO (1980). Therefore, the abundance of at least the six common groups found in samples collected by different methods are in agreement.

#### Acknowledgements

We express our sincere thanks to Prof. T. NEMOTO, Ocean Research Institute, University of Tokyo, for his interest in this study. Thanks are also due to the captain, crew members and scientists on board the R/V Tansei Maru for their cooperation at sea. This study formed a part of the project "Investigation of the Development of Severe Red Tides and the Prevention of Damage" which was supported by a grant from the Fisheries Agency of Japan.

#### References

- BEERS, J.R. (1976): Selecting a biomass measure and the use of 'equivalents'. p. 39-41. *In* Zooplankton Fixation and Preservation (ed. H. F. STEEDMAN). Unesco Press, Paris.
- FURUTA, T. (1979): Occurrence of zooplankton and its seasonal change in Shinhamako after opening of a sluice gate. Report of Biological Investigations in Sanctuary for Natatorial Birds in Shinhama, Chiba Prefecture, IV, 24-31. Shinhama Kenkyukai, Chiba.
- II, N. (1964): Fauna Japonica Mysidae (Crustacea). Biogeogr. Soc. Japan, Tokyo, 610 pp.
- IWASAKI, H. and S. KAMIYA (1977): Cultivation of marine copepod, *Pseudodiaptomus marinus* SATO.

- Bull. Plankton Soc. Japan, **24**, 44-54.
- KUWABARA, R., S. SATO and N. NOGUCHI (1969): Ecological studies on the medusa, *Aurelia aurita* Lamarck I. Distribution of *Aurelia* patches in the northeast region of Tokyo Bay in summer 1966 and 1967. Bull. Japan. Soc. Sci. Fish., **35**, 156-162.
- MARUMO, R. and M. MURANO (1973): Succession of plankton diatoms in Tokyo Bay. La mer, **11**, 70-82.
- MARUMO, R. and S. NAGASAWA (1973): Pelagic chaetognaths in Sagami Bay and Suruga Bay, Central Japan. J. Oceanogr. Soc. Japan, **29**, 267-275.
- MARUMO, R. and M. MURANO (1974): Plankton in Tokyo Bay (KT-71-12, KT-71-19, KT-72-7). p. 35-46. In Studies on the Effects of Pollutant upon the Organisms in Bay, Especially in Tokyo Bay (ed. K. HOGETSU).
- MARUMO, R., K. KAWAGUCHI, T. KAJIHARA, M. HORIKOSHI and N. TAGA (1979): Biological indicator and ecological characteristics. p. 253-306. In Environmental Marine Science II (ed. Y. HORIBE). Univ. Tokyo Press, Tokyo.
- MURANO, M. (1980): Plankton in Tokyo Bay. Marine Sciences, **12**, 761-777.
- MURANO, M., R. MARUMO, A. SANO and S. SUZUKI (1977): A study of Tintinnida in Tokyo Bay. p. 168-178. In Environment and Human Survival 4 (ed. M. SASA *et al.*). Univ. Tokyo Press, Tokyo.
- NAGASAWA, S. and R. MARUMO (1984): Feeding habits and copulation of the chaetognath *Sagitta crassa*. La mer, **22**, 8-14.
- NISHIDA, S. (1981): Taxonomic and ecological studies on the copepod family Oithonidae in the Pacific and Indian Oceans. Ph. D. thesis, Univ. Tokyo. 346 pp.
- NISHIDA, S. and F. D. FERRARI (1983): Redescription of *Oithona brevicornis* GIESBRECHT, and *O. aruensis* FRÜCHTL, new rank, with notes on the status of *O. spinulosa* LINDBERG. Bull. Plankton Soc. Japan, **30**, 71-90.
- NISHIDA, S., O. TANAKA and M. OMORI (1977): Cyclopoid copepods of the family Oithonidae in Suruga Bay and adjacent waters. Bull. Plankton Soc. Japan, **24**, 119-158.
- SCOR (1968): Proceedings of the Scientific Committee on Oceanic Research, 4.
- TAKAHASHI, T. and T. FUROTA (1977): Water quality and plankton in Shinhamako. Report of Biological Investigations in Sanctuary for Natorial Birds in Shinhama, Chiba Prefecture, II, 132-141. Shinhama Kenkyukai, Chiba.
- UYE, S., Y. IWAI and S. KASAHARA (1982): Reproductive biology of *Pseudodiaptomus marinus* (Copepoda: Calanoida) in the Inland Sea of Japan. Bull. Plankton Soc. Japan, **29**, 25-35.
- YAMAZI, I. (1955): Plankton investigation in inlet waters along the coast of Japan. XVI. The plankton of Tokyo Bay in relation to the water movement. Publ. Seto Mar. Biol. Lab., **4**, 285-309.
- YAMAZI, I. (1973): Oceanographic description of the coast of Japan VI. Plankton in Tokyo Bay. Bull. Coast. Oceanogr., **10**, 105-112.

## 東京湾の動物プランクトン群集とその個体数

永 沢 祥 子, 丸 茂 隆 三

要旨: 網目の異なる3種類のネット, すなわち 330  $\mu\text{m}$  (シリーズ A), 100  $\mu\text{m}$  (シリーズ B) および 20  $\mu\text{m}$  (シリーズ C) を用いて, 東京湾の3点からプランクトンを採集し, 動物プランクトンの各分類群の個体数を調査した。内湾部(測点 T2 と T4)と外湾部(測点 T8)における動物プランクトン群集の分類群組成とその個体数はそれぞれ内湾と外洋の水塊の特徴を反映していた。採集された分類群数はシリーズ A, B, C においてそれぞれ 20, 8, 6 であった。3シリーズを通して *Noctiluca scintillans*, 二枚貝幼生, 多毛類幼生, 橈脚類, 毛顎類および尾虫類の6群が多く出現した。最初の5群は内湾部で多かったが, 最後の1群は主として外湾部に出現した。6群の個体数については, シリーズ C はシリーズ B または A のそれぞれ 1~10 倍または 1~1,000 倍であった。したがって, これら6群の生物の個体数は網目 100  $\mu\text{m}$  か 330  $\mu\text{m}$  のネットで採集すると過少評価することになる。シリーズ A のみに出現した13群は分布密度が小さかったため得られた結果は定性的な考察のみにとどめた。海底近くから表面までの曳網で得られた試料には *Pseudodiaptomus marinus* の成体とコペポダイトが多数存在した。これはこの橈脚類が近底層に分布することを示唆している。*P. marinus* の雄は雌より多く, *Oithona aruensis* の雌は雄より多かった。



## Influence combinée des facteurs température et salinité sur la croissance larvaire de *Palaemon pacificus* (Stimpson) (Palaemonidés, Décapodes, Crustacés)\*

Yasumasa IGARASHI\*\*, Hiroki YAGI\*\*\* et Yutaka UNO†

**Résumé:** On a mesuré le taux de métamorphose des larves, la durée du stade larvaire et la longueur de carapace des postlarves de *Palaemon pacificus* élevées dans 30 combinaisons différentes de température et de salinité. La température varie de 20,0 à 35,0 °C et la salinité (en chrolinité) de 1,9 à 19,2 ‰ Cl. Cette espèce peut se métamorphoser dans les conditions suivantes: lorsque le niveau de salinité est de 9,6 ‰ Cl, la température de l'eau varie de 23,1 °C à 31,8 °C; pour une salinité de 14,4 ‰ Cl, de 23,5 à 31,9 °C; et pour 19,2 ‰ Cl, de 23,2 à 31,6 °C. L'équation de Van't Hoff est applicable au calcul de la relation entre la durée du stade larvaire et la température absolue de l'eau. Les valeurs de  $Q_{10}$  sont de 1,156 à 1,164 pour des salinités de 9,6 à 19,2 ‰ Cl. Sur la longueur de carapace des postlarves métamorphosées, l'influence de la salinité est significative à 1 % de risque, tandis que celle de la température ne l'est pas même à 5 % de risque. Les courbes du taux de survie ont été estimées par la méthode de BOX et YOLE (1955) d'après la métamorphose observée dans cette expérience.

### 1. Introduction

Le *Palaemon pacificus* est une espèce marine de la famille des Palaemonidés. Il peuple communément les rivages Pacifiques du Japon. Vivant essentiellement près des côtes, on peut également le trouver plus en profondeur sur le plateau continental. De plus, il pénètre parfois dans les milieux saumâtres.

Si de nombreux travaux sur la physiologie larvaire de *Palaemon serratus* (RICHARD, 1974, 1978a, b; VAN WORMHOUDT, 1977) ou d'autres palaemonidés (UNO et YAGI, 1980; YAGI et UNO, 1981, 1983) ont été publiés ces dernières

années, les seules données sur *P. pacificus* sont de récentes études morphologiques (KURATA, 1968).

Les organismes marins vivant à faible profondeur ont à subir d'importantes variations des caractéristiques physiques et chimiques de l'eau. Il est important de connaître leurs réponses physiologiques à de tels changements de milieu. Alors que notre intérêt est purement scientifique, de telles études peuvent servir à la compréhension de phénomènes écologiques ou éthologiques aussi bien qu'à l'application pratique à l'aquaculture marine. Nous montrons, dans cet article, l'influence des facteurs combinés température-salinité sur la croissance larvaire de *P. pacificus*.

### 2. Matériel et Méthodes

Les femelles gravides de *P. pacificus*, dont les larves sont utilisées pour cette expérience, sont pêchées à Kominato dans la Préfecture de Chiba (sur la côte Pacifique du Japon) et immédiatement transportées au laboratoire où elles sont placées dans un bac de 30 l avec une chlorinité de 8-12 ‰ Cl. L'expérience commence immédiatement après l'éclosion qui, pour cette espèce, se produit au stade zoé.

\* Manuscrit reçu le 1<sup>er</sup> août 1984

\*\* Laboratoire d'Ecologie Animale, Université des Pêches de Tokyo  
Adresse actuelle: Station Expérimentale des Pêches de Shizuoka, Maisakacho, Shizuoka, 431-02 Japon

\*\*\* Laboratoire d'Ecologie Animale, Université des Pêches de Tokyo  
Adresse actuelle: Ecole Pratique des Hautes Etudes, Station Marine d'Endoume, Rue Batterie-des-Lions, 13007 Marseille, France

† Laboratoire d'Ecologie Animale, Université des Pêches de Tokyo, Konan 4, Minato-ku, Tokyo, 108 Japon

Différents élevages des larves sont simultanément réalisés dans les mêmes types de bassin. Ce sont des aquariums en verre de 50 l munis d'un système de double fond et d'un exhausteur à air. Ils fonctionnent en circuit fermé avec un débit d'eau d'environ 200 ml par minute.

Les filets d'élevage, de 0,0095 mm de vide maille, sont suspendus dans l'eau au milieu de l'aquarium.

Le volume d'eau circulant dans chaque bac est de 45 l. La température et la salinité y sont contrôlées très précisément et régulièrement. Cinquante larves, prélevées au hasard dès éclosion, sont placées dans les filets.

Des nauplius juste éclos du Brachiopode *Artemia salina* sont distribués comme nourriture tous les matins à 10 heures.

Les œufs d'*Artemia* proviennent de San Francisco, cette souche ayant été sélectionnée pour sa haute valeur de calibrage. La chair de palourde *Tapes philippinarum* est utilisée comme nourriture adjuvante à partir du 3<sup>ème</sup> stade larvaire jusqu'au stade postlarvaire.

Afin de préciser l'influence de la température et de la salinité sur les stades larvaires, nous avons réalisé 30 combinaisons de ces paramètres et calculé les taux de métamorphose et de survie pour chaque combinaison. Les différentes valeurs de salinité sont obtenues par dilution d'eau douce filtrée sur de charbon.

La température est maintenue constante grâce à des résistances et des thermomètres à contact. La salinité est vérifiée chaque jour et rectifiée par ajout d'eau douce.

La durée larvaire en jour est également prise en compte. La longueur de carapace des postlarves est mesurée immédiatement après la métamorphose, sans les tuer, à l'aide d'un microscope binoculaire. La longueur de carapace est prise de la base des pédoncules oculaires à l'extrémité postérieure du céphalothorax. Après la mesure, les postlarves sont conservées dans une solution à 8 % de formol neutre.

### 3. Résultats

Les valeurs intermédiaires des deux facteurs étudiés sont répertoriées dans le Tableau 1. La température varie de 20,1°C à 35,1°C et la salinité de 1,9 ‰ Cl à 19,2 ‰ Cl. En outre, le Tableau 1 et la Fig. 1 indiquent le taux de

métamorphose. Les conditions viables sont les suivantes; lorsque la salinité est de 9,6 ‰ Cl, la température de l'eau peut varier de 23,2°C à 31,8°C; pour 14,4 ‰ Cl de salinité, de 23,5°C à 31,7°C; et pour 19,2 ‰ Cl de salinité, l'intervalle de température est de 23,2°C à 31,6°C.

Par contre, pour 1,9 ‰ Cl et 4,8 ‰ Cl de salinité, aucune larve ne peut vivre quelle que soit la température. Pour des salinités égales à 9,6 ‰ Cl, 14,4 ‰ Cl et 19,2 ‰ Cl, il n'y a pas de survie en dessous de 20°C et au dessus de 35°C.

On remarque que pour une salinité de 14,4 ‰ Cl, la tolérance des variations de température est la plus grande.

Le Tableau 2 représente la durée (en jours) des stades larvaires de l'éclosion à la métamorphose; une hausse de température n'induit pas une diminution sensible de la durée moyenne des stades. Le nombre de métamorphoses quotidiennes est indiqué sur la Fig. 2.

Tableau 1. Influence combinée de la température (T, °C) et de la salinité (S, ‰Cl) sur le taux (%) de métamorphose chez les larves de *P. pacificus*.

T	S				
	1.9	4.8	9.6	14.4	19.2
20	0	0	0	0	0
23	0	0	26	86	32
26	0	0	72	90	76
29	0	0	62	76	64
32	0	0	32	52	46
35	0	0	0	0	0

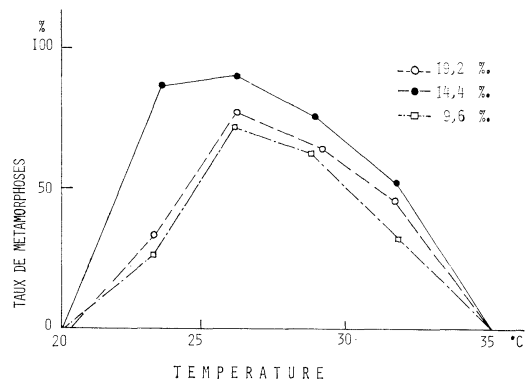


Fig. 1. Influence combinée de la température et de la salinité sur le taux de métamorphose chez les larves de *P. pacificus*.

L'équation de Van't Hoff est applicable au calcul de la relation entre la durée (T en jours) du stade larvaire et la température (H en degré Kelvin) de l'eau. Nous avons calculé la relation entre T et H en utilisant les valeurs prises dans le Tableau 2:

pour une salinité de 9,6 ‰ Cl,

$$\log 1/T = 3,71 - 0,94 H \times 10^{-3}$$

pour une salinité de 14,4 ‰ Cl,

$$\log 1/T = 1,92 - 0,40 H \times 10^{-3}$$

pour une salinité de 19,2 ‰ Cl,

$$\log 1/T = 1,62 - 0,31 H \times 10^{-3}$$

Cette relation permet de calculer la valeur de  $Q_{10}$  entre 20°C et 30°C (Tableau 3); chez *P. pacificus*, la valeur de  $Q_{10}$  est maximale pour une salinité de 14,4 ‰ Cl et presque constante pour des salinités supérieures.

Les combinaisons de température et de salinité pour lesquelles la survie dépasse 50 % sont indiquées dans le Tableau 4; pour une salinité de 9,6 ‰ Cl, la température minimale est de 24,6°C et la température maximale est de 29,9°C; de même pour une salinité de 14,4 ‰ Cl, on a un minimum de 22,1°C et un maximum de

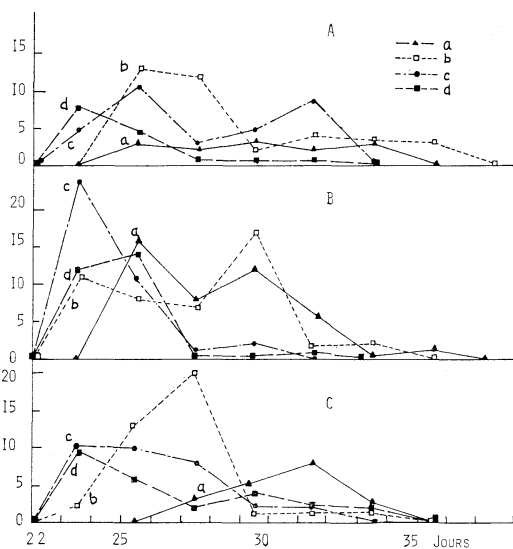


Fig. 2. Nombre des postlarves métamorphosées de *P. pacificus* dans 30 différentes combinaisons de température (°C, a-d) et de salinité (‰ Cl, A-C) en fonction de la durée en jours du stade larvaire. A, 9,6; B, 14,4; C, 19,2; a, 23; b, 26; c, 29; d, 32.

Tableau 2. Nombre de larves métamorphosées de *P. pacificus* élevées dans 12 combinaisons de température (°C, a-d) et de salinité (‰ Cl). Jours, jours après éclosion; Taux, taux (%) de métamorphose; Période, durée en jours du stade larvaire (v. le texte); a, 23; b, 26; c, 29; d, 32.

Jours	Salinité											
	9,6				14,4				19,2			
	a	b	c	d	a	b	c	d	a	b	c	d
23				5	1	15	9				2	5
24			5	3		10	9	2		2	9	5
25		4	4	4	2	3	5	12		8	4	4
26	3	9	7	1	14	5	6	2		5	6	2
27	1	4	3	1	5	5	1	0	2	3	6	2
28	1	6	0	0	3	2	0	0	1	17	2	0
29	0	0	0	1	8	15	0	0	5	1	0	2
30	3	2	5	0	4	2	2	0	0	0	2	2
31	2	2	5	1	2	1		1	6	1	0	0
32	0	2	4		4	0			0	0	1	0
33	3	3			0	1			1	1		1
34		0			0				1			
35		3			0							
36					1							
Total	13	36	31	16	43	45	38	26	16	38	32	23
Taux	26	72	62	32	86	90	76	52	32	76	64	46
Période	29,5	27,8	27,1	25,0	28,2	27,0	24,5	24,5	30,0	27,1	25,9	25,7

31,9°C; et pour 19,2‰ Cl de salinité, on 24,4°C et 31,0°C. Comme montré sur le même tableau, les régions dépassant 80% de métamorphose sont extrêmement restreintes. En revanche, la marge de température permettant d'obtenir le même pourcentage de métamorphose augmente d'abord, puis diminue au fur et à mesure de l'augmentation de la salinité.

On peut calculer des courbes représentant chaque pourcentage de survie d'après la métamorphose observée avec l'hypothèse de BOX et YOLE (1955) à l'aide d'un ordinateur. Les

différentes zones sont montrées sur la Fig. 3. Elles prennent nettement la forme d'ellipses.

Pour chaque combinaison de la température et de la salinité permettant la métamorphose des larves, les longueurs de carapace des postlarves juste après la métamorphose sont mesurées et données dans le Tableau 5. Les valeurs ont fait l'objet d'une analyse de variance à deux facteurs (Tableau 6). On en déduit que l'influence de la salinité est significative à 1% de risque mais celle de la température ne l'est pas même à 5% de risque.

Tableau 3. Valeurs de  $Q_{10}$  selon l'équation de Van't Hoff aux trois stades de salinité (‰ Cl) chez *P. pacificus*.

Salinité	$Q_{10}$
9,6	1,158
14,4	1,164
19,2	1,156

Tableau 4. Estimation des intervalles de température (°C) correspondant à différents taux (%) de métamorphose des larves de *P. pacificus* en fonction de la salinité (‰ Cl). Max., température maximale; Min., température minimale.

Taux	Salinité					
	9,6		14,4		19,2	
	Max.	Min.	Max.	Min.	Max.	Min.
20	33,0	22,6	33,8	20,9	33,5	22,2
30	32,0	23,4	33,1	21,3	32,8	23,0
40	31,0	24,1	32,5	21,7	32,1	23,7
50	29,9	24,6	31,9	22,1	31,0	24,4
60	28,9	25,2	30,7	22,4	29,7	25,0
70	26,5	25,8	29,5	22,8	27,6	25,7
80	—	—	28,0	23,2	—	—
90	—	—	26,1	—	—	—

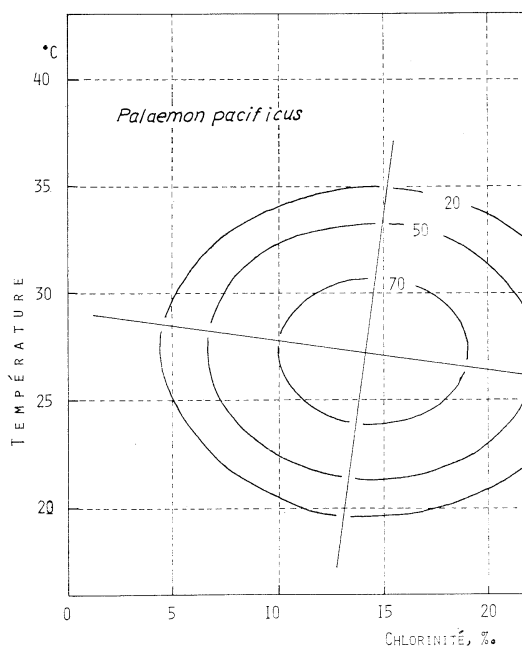


Fig. 3. Estimation de taux de survie de *P. pacificus* par la méthode "surface de réponse ajustée" d'après les résultats observés dans 30 combinaisons de température et de salinité.

Tableau 5. Longueur (mm) de carapace des postlarves métamorphosées de *P. pacificus* élevées dans 12 combinaisons différentes de température (T, °C) et de salinité (S, ‰ Cl). m, longueur moyenne; e.t., écart type; N, nombre des échantillons.

T	S								
	9,0			14,4			19,2		
	m	e.t.	N	m	e.t.	N	m	e.t.	N
23	1,85	0,28	13	1,71	0,21	43	1,71	0,23	16
26	1,72	0,20	36	1,58	0,23	45	1,52	0,19	38
29	1,92	0,26	31	1,76	0,26	38	1,55	0,20	32
32	1,70	0,18	16	1,66	0,18	26	1,47	0,18	23

Tableau 6. Résultats d'analyse de la variance sur la longueur de carapace chez les postlarves de *P. pacificus* selon le Tableau 5. S.C., somme des carrés; d.l., degré de liberté; V, variance; F, F rapport observé.

	S.C.	d.l.	V	F
Température	0,05	3	0,017	3,33
Salinité	0,11	2	0,055	11,00
Erreur	0,03	6	0,005	—
Total	0,19	11	—	—

#### 4. Discussion

Plusieurs études ont porté sur l'influence des combinaisons température-salinité sur la croissance et la survie de crustacés: e. g., chez *Sasarma cinereum* par COSTLOW *et al.* (1960), chez *Penaeus aztecus* par ZEIN-ELDIN *et al.* (1965). Plus récemment, UNO et YAGI (1980) et YAGI et UNO (1981, 1983) ont obtenu des résultats intéressants sur la croissance des larves chez *Macrobrachium rosenbergi*, *M. nipponense* et *M. japonicum*. Compte tenu du seuil de 50 % de métamorphose pour critère, la comparaison des présents résultats avec les travaux cités, conduit à:

- 1° *P. pacificus* préfère des salinités plus élevées que *M. nipponense*, mais ne supporte pas d'aussi hautes températures.
- 2° Les limites de tolérance aux salinités sont pratiquement semblables à celles de *M. rosenbergi*, mais *P. pacificus* peut s'acclimater à de plus basses températures.
- 3° Enfin la superficie du seuil en question du *P. pacificus* se révèle beaucoup plus grande que celle de *M. japonicum*.

En ce qui concerne les valeurs de  $Q_{10}$ , des différences sont également remarquables entre les deux espèces de *Macrobrachium*. On a montré que leurs variations deviennent grandes dans ce domaine comme suit: de 1,393 à 2,468 pour des salinité de 7,7 à 18,4‰ Cl chez *M. rosenbergi* (UNO et YAGI, 1980), et de 1,633 à 2,838 pour des salinités de 4,1 à 19,5‰ Cl chez *M. nipponense* (YAGI et UNO, 1981). Chez *P. pacificus* elles sont très faibles; de 1,156 à 1,164 quelle que soit la salinité. Ce résultat est à rapprocher de celui obtenu pour *M. japonicum* (YAGI et UNO, 1983), dont  $Q_{10}$  varie de 1,115 à 1,474 pour des salinités allant de 7,7 à 19,0

‰ Cl.

L'analyse de variance à deux facteurs effectuée sur la longueur de carapace des postlarves métamorphosées révèle une action significative de la salinité. La température ne semble pas agir sur ce paramètre. Dans ce cas, les chiffres pour *P. pacificus* sont nouveaux par rapport à ceux des trois espèces précitées de *Macrobrachium*.

Il convient de noter que, lors de ce travail, les animaux sont issus d'un même lot et élevés en même temps jusqu'à l'obtention des derniers résultats de postlarve dans chacune des combinaisons température-salinité. La méthodologie est donc différente de celle appliquée par COSTLOW *et al.* (1960) où chaque stade larvaire fait l'objet d'un élevage différent.

#### 5. Conclusion

- 1° Les larves de *Palaemon pacificus* ont été élevées dans 30 combinaisons différentes de température et de salinité. Le taux de métamorphose, la durée du stade larvaire et la longueur de carapace pour chacune des combinaisons ont été mesurés.
- 2° Une zone permettant le taux de métamorphose supérieur à 50 % est définie pour *P. pacificus* pour des salinités entre 9,6‰ Cl et 19,2‰ Cl et des températures entre 24,6-29,9°C et 24,4-31,0°C.
- 3° Les valeurs de  $Q_{10}$  en fonction de la salinité sont de 1,158 pour une salinité de 9,6‰ Cl, de 1,164 pour 14,4‰ Cl et de 1,156 pour 19,2‰ Cl.
- 4° La longueur de carapace des postlarves métamorphosées subit une influence significative de la salinité à 1 % de risque, mais la température n'agit pas sur ce paramètre même à un risque de 5 %.

#### Bibliographie

- BOX, G.P.E. et P.V. YOULE (1955): The exploration and exploitation of response surfaces: an example of the link between the fitted surface and the basic mechanism of the system. *Biometrics*, **11**, 287-323.
- COSTLOW, J.D., Jr. et R. MONROE (1960): The effect of salinity and temperature on larval development of *Sesarma cinereum* (BOSC) reared in the laboratory. *Biol. Bull. Mar. Biol. Lab., Woods Hole*, **118**, 183-202.
- KURATA, H. (1968): Larvae of Decapoda Natantia

- of Arasaki, Sagami Bay-IV. Palaemoninae. Bull. Tokai Reg. Fish. Res. Lab., **56**, 143-159.
- RICHARD, P. (1974): Influence de la température sur la croissance et la mue de *Palaemon serratus* en fonction de leur taille. *Aquaculture*, **14**, 13-22.
- RICHARD, P. (1978a): Contribution à l'étude du développement larvaire et l'organogenèse chez *Palaemon serratus* et du métabolisme des acides aminés libres chez cette espèce et *Penaeus kerathurus*. Thèse 3ème Cycle, Univ. Aix-Marseille II. 139 p.
- RICHARD, P. (1978b): Tolérance aux températures extrêmes de *Palaemon serratus* (PENNANT): Influence de la taille et de l'acclimatation. *J. Exp. Mar. Biol. Ecol.*, **35**, 137-146.
- UNO, Y. et H. YAGI (1980): Influence de la combinaison des facteurs température et salinité sur la croissance larvaire de *Macrobrachium rosenbergi* (DE MAN) (Palaemonidae, Decapodes Crustacés). *La mer*, **18**, 171-178.
- VAN WORMHOUDT, A. (1977): Activités enzymatiques digestives chez *Palaemon serratus*: variations annuelles de l'acrophase des rythmes circadiens. *Biochem. System. Ecol.*, **5**, 301-307.
- YAGI, H. et Y. UNO (1981): Influence de la combinaison des facteurs température et salinité sur la croissance larvaire de *Macrobrachium nipponense* (DE MAN) (Palaemonidae, Décapodes Crustacés). *La mer*, **19**, 93-99.
- YAGI, H. et Y. UNO (1983): Influence combinée de température et de salinité sur la croissance larvaire de *Macrobrachium japonicum* (DE HAAN) (Crustacés, Décapodes, Palaemonidés). *La mer*, **21**, 211-217.
- ZEIN-ELDIN, Z.P. et D.V. ALDRICH (1965): Growth and survival of postlarval *Penaeus aztecus* under controlled conditions of temperature and salinity. *Biol. Bull. Mar. Biol. Lab., Woods Hole*, **129**, 199-216.

## イソスジエビ幼生の変態に及ぼす温度及び塩分の影響

五十嵐 保正, 八木 宏樹, 宇野 寛

要旨: ふ化直後のイソスジエビ *Palaemon pacificus* 幼生を温度 20.0~35.0°C, 塩分 1.9~19.2‰ Cl の範囲で 30 組の温度-塩分条件下で飼育し, ポストラーバへの変態率, 変態に要する日数, ポストラーバの大きさ(頭胸甲長)を求めた。本種幼生は塩分 9.6‰ Cl レベル, 14.4‰ Cl レベル, 19.2‰ Cl レベルで, とともに 23~32°C の条件下で変態が可能である。50%以上の変態率を示すのは, 9.6‰ Cl レベルで 24.6~29.9°C, 14.4‰ Cl レベルで 22.1~30.7°C, 19.2‰ Cl レベルでは, 24.4~31.0°C である。適温域は 14.4‰ Cl レベルで最も広い。

幼生の変態に要する日数と絶対温度との関係は Van't Hoff の式にあてはまり,  $Q_{10}$  値は塩分 9.6~19.2‰ Cl の条件下で 1.156~1.164 である。変態したポストラーバの頭胸甲長は温度の相違には影響されないが, 塩分の相違により有意な差が見られる。

得られた結果を BOX and YOULE (1955) の方法により計算し, 温度-塩分の組み合わせ条件下における等生残率曲線を求めた。

## Diving operations for setnet fishery in Sagami Bay\*

Yoshihiro INOUE\*\* and Nestor Hugo HERNANDEZ\*\*\*

**Abstract:** The diving works for the setnet fisheries in Sagami Bay are reported. The main diving activity in the construction of a setnet gear and its daily maintenance for the fishing operation comprises: 1) diving work for the construction and dismantling of the net; mainly works for attaching wire, rope and net to buoys and anchors; 2) diving works for the daily fishing routine, mainly underwater inspections and repairs of the net and the handling of fish retained in the bag net. For performing these works, some problems should be resolved in the near future related to the diver's health control and the underwater communication equipments.

Approximately 1,500 large and medium scale setnets and 16,000 small scale setnets (setnets which are, in most cases, set at a water depth shallower than 27 m) are presently in operation<sup>1)</sup> along the Japanese coastline (Fig. 1). These large and medium scale setnets are extensively on use in Sagami Bay (Fig. 1).

### The setnet and its construction

The function of setnet operation is rather passive for catching a school of fish, i. e. the school of fish takes the active role in entering the playground of the impounding net, after having had their route interested by the leader net. Setnets of various types and scales have been employed<sup>2)</sup> in Sagami Bay. There the fishing operation by larger scale setnets such as Otoshi-ami (trap net type, shown in Fig. 2) requires greater diving operations not only for the construction and maintenance of the setnet gear, but also for the daily fishing activities. Setnet fisherman usually remove their catch from the bag nets twice a day in the early morning and in the afternoon. This daily activity requires 3-5 vessels (10-20 tons) with

30-50 fishermen including divers.

The first step of the construction of a large scale setnet (trap net) is to build a frame underwater. The materials comprising the frame are buoys, rope, wire, anchors and concrete blocks (Table 1). The frame is constructed at a depth of 10-100 meters. The second step is to attach the nets to the frame. These nets are made of synthetic fibers (nylon, polyesters, vinylon, etc.).

The setnet is composed of two main parts; one is an impounding net which prevents fish from escaping, and another is a leader net for leading fish into the impounding net's playground. The former includes: 1) the playground areas, 2) funnel nets that lead fish into the bags and act as a labyrinth so as to pocket them in the impounding net, and 3) bag nets that retain the fish. The dimensions of the impounding net are 50 m in width, 300 m in length and 60-80 m in height.

The leader net is a panel of the net spread from the water surface to the bottom. At one end is located the entrance (also known as the "exit" or "doorway") of the impounding net. Another end extends towards the coastline to a distance of 500-1,000 m. A school of fish taking its course towards the leader net has to get into the impounding net by the leader net.

### Divers

The diving work is conducted by professional divers who are, in the case of the large scale

\* Received June 18, 1984. This study was presented at a meeting of U. J. N. R. (United-Japan Cooperative Program in Natural Resources) held in Tokyo, Oct. 27 - Nov. 5, 1983.

\*\* National Research Institute of Fisheries Engineering, Kachidoki 5-5-1, Chuo-ku, Tokyo, 104 Japan

\*\*\* Tokyo University of Fisheries, Konan 4-5-7, Minato-ku, Tokyo, 108 Japan

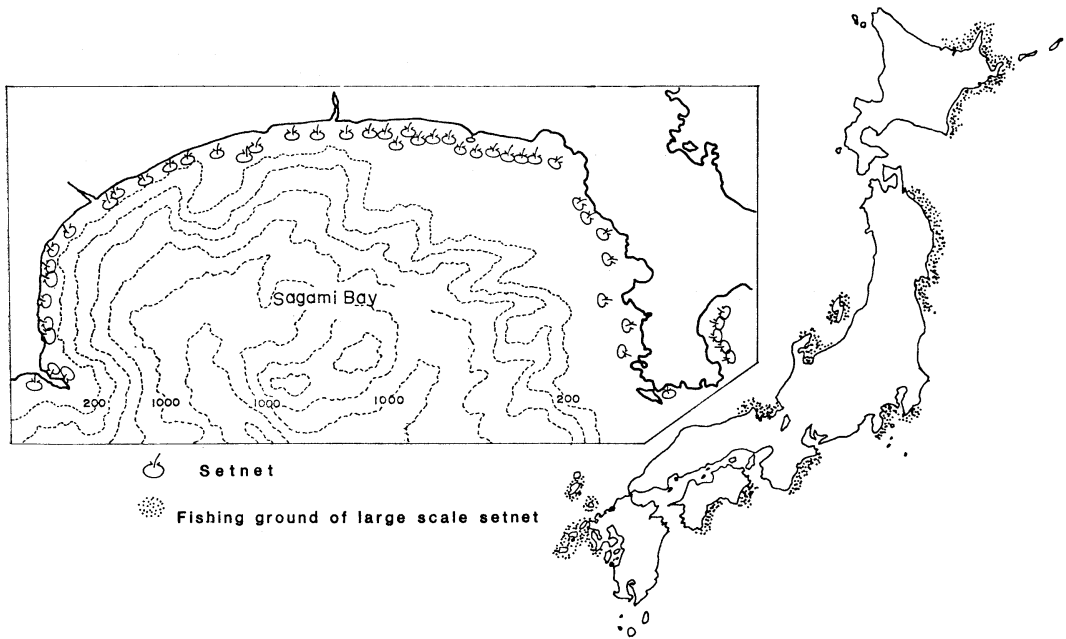


Fig. 1. Distribution of setnets along the Japanese coast and in Sagami Bay.

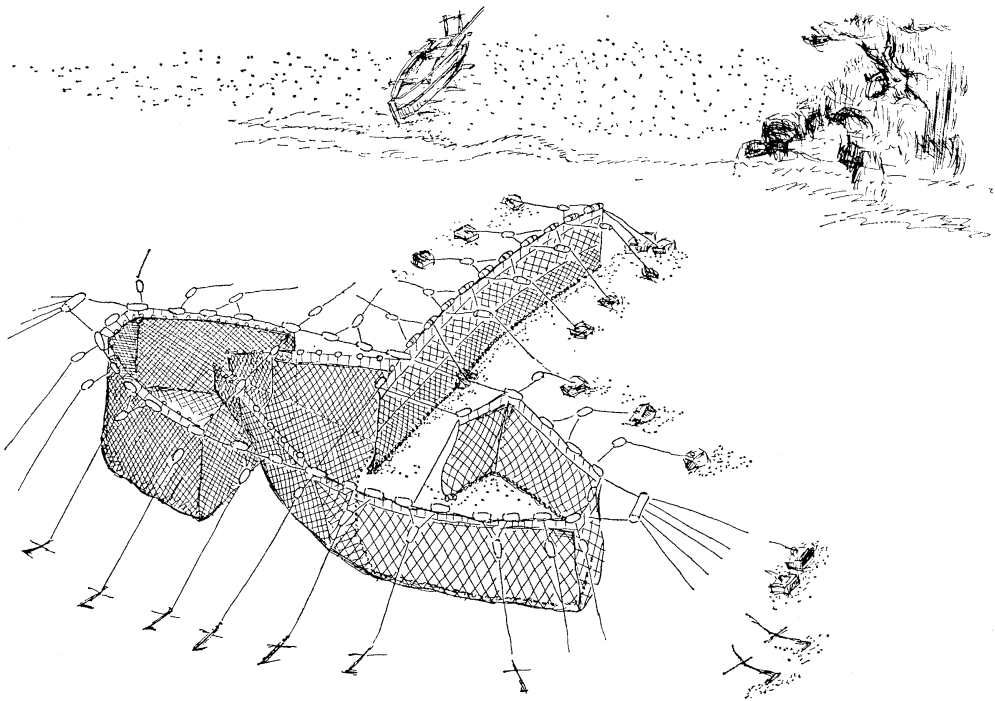


Fig. 2. A sketch of a large scale setnet (trap net).



Table 1. Materials for the frame of a large scale setnet.

Materials	Size	Quantity
Anchor (iron)	(Weight) 200-300 kg	30-40
Concrete anchor block	(Weight) 1-10 tons	40-60
Sand bag	(Weight) 30-40 kg	1,000-1,500
Anchor ropes:		
Rope	(Diameter×length) 12-30 mm×200 m	100-150
Wire rope	(Diameter×length) 18-24 mm×200 m	100-150
Frame ropes:		
Rope	(Diameter×length) 12-30 mm×2 km	2
Wire rope	(Diameter×length) 18-24 mm×2 km	2
Float (iron buoy and synthetic buoy):		
Large	(Buoyancy) 3-6 tons	2
Medium	(Buoyancy) 80-200 kg	200
Small	(Buoyancy) 15-30 kg	100-120

Table 2. Number of divers affiliated with seven setnet fisheries organizations at the western coast of Sagami Bay.

Year	Fukuura	Manazuru	Iwa	Komekami	Koyahata	Itsutsuura	Oiso
1960	0	0	5	5	1	4	0
1961	0	0	5	7	2	2	1
1962	0	1	7	7	2	2	2
1963	1	1	7	7	3	2	2
1964	1	1	8	7	3	2	2
1965	1	1	8	7	2	2	1
1966	1	1	5	5	2	2	1
1967	1	2	4	3	3	2	1
1968	0	2	5	3	3	2	1
1969	0	2	5	3	3	2	1
1970	0	2	5	3	3	2	1
1971	0	2	5	3	3	2	1
1972	0	2	5	3	3	2	2
1973	0	2	5	3	3	2	2
1974	0	2	5	3	3	2	2
1975	0	2	5	3	3	2	2
1976	0	1	5	3	3	2	2
1977	0	1	5	3	3	2	2
1978	0	1	5	3	3	2	2
1979	0	1	5	3	3	2	4
1980	0	1	5	3	3	2	4
1981	0	2	6	3	3	3	4
1982	0	2	6	3	3	3	4
1983	0	2	6	3	3	3	4
Number of nets by size*							
L:	0	1	2	3	1	0	1
M:	1	0	0	0	0	3	1
S:	0	1	1	0	1	0	0

\* L: large scale setnet, M: medium scale setnet, S: small scale setnet.

setnet, members of the fishing crew, while the divers are hired from a private sector or a large scale setnet fisheries organization in the case of the small scale setnet.

The Divers' Organization (Sensuishi-kai) is organized by all professional divers who are engaged in the setnet fisheries in Sagami Bay. Over last twenty-five years, this organization has contributed to the improvement of diving techniques, and actively participated in medical research for understanding the health-related matters that most divers experience. Table 2 shows the names of the setnet fisheries organizations at the western coast of Sagami Bay and the yearly fluctuation in the number of divers affiliated with each organization from 1960 until 1983. The age of the numbers of the Divers' Organization<sup>3)</sup> ranged from thirties to fifties. Seventy percent of the divers were over forty years old in 1978 (Fig. 3).

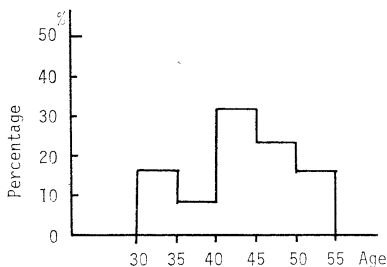


Fig. 3. Age composition of divers.

Two to five divers work together for the net lifting and net treatment activity as well. Setnet diving operations are usually conducted by responsible persons (usually older individuals) because a great deal of knowledge on the structure of the net and its materials is required. Actually, the effectiveness of a setnet greatly depends on how well the underwater work is performed.

Diving equipments generally include a wet-suit, flippers and a single (or double) air contained tank. The operations are handled by 1-3 divers and one watchman (a fisherman on board the vessel or motorboat) work together as a team.

### Diving work

The setnet diving operations are divided into two phases: one is the construction of the im-

pounding net, and the other daily duties for the maintenance. The construction occurs twice a year to change the gear type of setnet, because fish species migrating in this coastal area vary depending on the season; one is for warm seasons (Natsu-ami) and the other for cold seasons (Fuyu-ami). The construction requires extensive diving operations (Tables 3 and 4):

#### 1) Construction and dismantling of the net

a) Many anchors and concrete blocks are used to fix the setnet in position. The framework of the setnet is conducted by means of joining the surface buoys to the anchors with rope and wire. Shackles are generally used to join concrete blocks to wire. Iron anchors and concrete blocks are driven or placed underwater with the crane. After that, the installations, replacements and repairs of the rope and wire are handled by divers.

b) The following operations are handled by the divers during the dismantling: Separation of the net from the wire or rope that are attached to the frame. Dismantling of the net by separating the rope or wire from the concrete anchors. Removal of the damaged fiber net from the leader net.

#### 2) Diving work done with the fishing operation

When ropes and nets of the setnet are damaged by wave action, fouling organisms and fishing activity itself, they must be replaced, or the damaged portions are repaired by divers.

A setnet having many floating parts may be distorted if subject to severe hydrographic meteorological condition, which turns out to poor catch. When the catch is poor, divers check the net, if the net is properly installed without tangling and/or folding.

If a large amount of fish are retained in the bag net, lifting the net becomes difficult. In this occasion, it is necessary to open the cod-end of the bag net to let the fish of low market value go. On the other hand, when a large amount of fish of high market value are caught and not sold immediately, the fish are transferred to an area of the net (Ikesu-ami) to keep alive until they marketed. In this case, some of the fish become unhealthy and others die because of captivity, if not removed from the bottom of the net. Hence, the divers must open the cod-end to remove these fish from the hold-

Table 3. Routine setnet diving operations (in warm seasons).

Month when operation is done	Diving operation			Diving range (depth)	Number of divers	Duration (in days)	Number of tanks used
	Net-related activities	Damage caused by weather	Fishing-related activities				
May or June	Construction			50 m	3	2	8
May or June	Rearrangement			50 m	2	1	2
June	Check shape of net			50 m	2	1	2
August & September		After typhoon or storm		40 m	2	2	4
July to December			Transfer of fish to holding pen, removal of dead and unwanted fish.	10 to 20 m	2	1	1
July to December	Change leader net and Nobori-Ami (2 / YR.)			40 m	2	1	1
July to December	Change playground (3 / YR.)			40 m	2	1	1
December	Dismantling of leader net & Nobori-Ami			50 m	3	1	5
December	Dismantling of playground			50 m	3	1	6

Table 4. Routine setnet diving operations (in cold seasons).

Month when operation is done	Diving operation			Diving range (depth)	Number of divers	Duration (in days)	Number of tanks used
	Net-related activities	Damage caused by weather	Fishing-related activities				
December	Construction			50 m	3	2	8
December	Rearrangement			50 m	2	1	2
December	Check shape of net			40 m	2	1	2
April to May			Transfer of fish to holding pen, removal of dead and unwanted fish.	15 m	2	30	2
May	Dismantling of leader net & Nobori-Ami			50 m	3	1	5
May	Dismantling of playground			50 m	3	1	6

ing pen.

### Some other problems

All of the drivers for the setnet fisheries have to deal with unexpected problems at times. The present diving system is neither the most suitable for setnet fisheries, nor developed exclusively

for this purpose. As it was not too long ago when diving operations were introduced to the setnet fisheries, the present system cannot be applied successfully for all problems involved. The most common problems that we are now facing and to be resolved in the future are the followings:

1) The fishing activity using setnets is carried out in both warm and cold seasons. In winter, underwater temperatures can reach as low as 12°C in Sagami Bay. A better diving suit and equipments to the human body need to be developed in order to prevent hypothermia. Thus, the divers can perform their underwater activity safely and easily at any time.

2) For the construction, dismantling or repair of net in stormy weather, the diving operations must be performed in a short period of time, so that diving is done repeatedly within a few hours. This requires, for the diver's safety, a simple apparatus which enables the driver to measure, on site, the gaseous pressure of his blood and other medical parameters to monitor the degree of fatigue.

3) The coastal marine environment where the setnets are located is not stable. Certain physical factors such as the tides and the underwater transparency affect the diver's visibility. Devices for sensing the objects around him as well as for communication between divers or between

divers and the supporting ship are to be developed.

#### Acknowledgments

The authors are grateful to S. MATSUMOTO, T. ARIMOTO, S. HERNANDEZ, S. YAJIMA and S. MITSUGI for their help during the course of this study. Data were kindly provided by the Divers' Organization of Setnet Fisheries in Kanagawa Prefecture.

#### References

- 1) Statistics and Information Department, Ministry of Agriculture, Forestry and Fisheries (1983): Fisheries Statistics of Japan — 1983. Norin-Toukei-Kyokai, Tokyo. 292 pp.
- 2) TANG, Y., A. KOIKE and T. HIRAMOTO (1982): Changes in catch with different constructions in large type of set-net. Bull. Japan. Soc. Sci. Fish., 48, 895-902.
- 3) Research Association of Setnet Fisheries in Kanagawa Prefecture (1979): Results from self-reporting survey on the dental conditions of divers. Kanagawa-Teichi, 53, 20-21.

## 相模湾における定置網の潜水作業

井上喜洋, ネストール ウーゴ エルナンデス

要旨: 相模湾北西海域の大型定置網では潜水士による多くの作業が必要である。各漁場で養成された潜水士は高齢化が進む中で、潜水士会を結成し、お互いの技術交流を図っている。ここでは、これらの定置網の潜水士を対象に聞き取り調査を行い、作業内容、問題点等について幾つかの知見を得たので報告する。

主な潜水作業としては、網の張建・撤去に際して浮子、アンカー等へのロープ、ワイヤーの脱着、および操業に際しての網成り調査、修理、漁獲魚の処理等がある。これらは短期間に多くの潜水作業を必要とする過酷な労働であり、とくに冬期、時化および濁水等の悪環境下において安全に作業を行う為に将来解決すべき幾つかの問題点——潜水士の体力の消耗度を測定する検査器、作業性の高いスーツ、器具および水中における通信器、探査機等——を含んでいる。

## Tetrodotoxin — a review with special reference to its distribution in nature\*

Junichi MARUYAMA\*\* and Tamao NOGUCHI\*\*

**Abstract:** Tetrodotoxin is one of the most potent, naturally-occurring neurotoxins. Its distribution had been believed to be limited to the pufferfish. During the last decades, however, this toxin was also detected in some other vertebrates as well as a variety of invertebrates. These findings may afford a clue to elucidate the origin, biosynthetic pathway, and physiological significance of this toxin.

### 1. Introduction

In recent years, marine organisms have proved to produce various kinds of bioactives. Among these, tetrodotoxin (TTX) or pufferfish toxin, along with paralytic shellfish poison (PSP), has furnished a rich stock of topics to biologists, chemists and pharmacologists. TTX is one of the most potent neurotoxins. The lethal potency is comparable to that of saxitoxin, a representative member of PSP, and is about one-thousand times as high as that of sodium cyanide (MOSHER *et al.*, 1964).

It was TAHARA (1909) who first undertook chemical studies on TTX. The purity of his preparation was, however, as low as 0.2%. In 1950, YOKOO isolated and crystallized TTX from pufferfish ovaries. In 1964, the structure of TTX was elucidated simultaneously by three groups headed by TSUDA, WOODWARD and HIRATA (TSUDA *et al.*, 1964; WOODWARD, 1964; GOTO *et al.*, 1965). It was a highlighted topic at the International Symposium on the Chemistry of Natural Products, held in Kyoto in that year. Total synthesis of TTX was accomplished by GOTO, KISHI and co-workers in 1972 (KISHI *et al.*, 1972). The structure of TTX is characterized by the presence of one guanido and six hydroxy groups, along with a hemilactal functional group, which has never been found in any other natural products (Fig. 1). In the pharma-

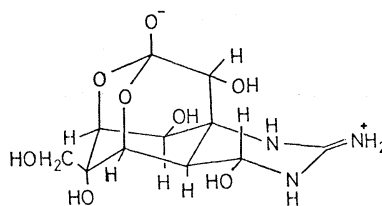


Fig. 1.

cological aspect, TTX is known to inhibit the formation of action potential by blocking the sodium ion influx into excitable cells selectively. TTX has been appreciated as a useful pharmacological agent (KAO, 1966; NARAHASHI *et al.*, 1967; NARAHASHI, 1972, 1974).

At the Kyoto Symposium, another important paper was presented: Tarichatoxin, a toxin isolated from the California newt *Taricha torosa*, was identified as TTX (MOSHER *et al.*, 1964). This finding negated the belief that TTX is distributed exclusively in the family *Tetraodontidae*. Since then, TTX has been detected also in various vertebrates and invertebrates as described below.

### 2. Distribution of tetrodotoxin in nature

As TTX-containing animals are known pufferfish, goby, newts, frogs, octopus, gastropod mollusks, starfish and crabs. There is no phylogenetic relationship among these TTX-containing animals which makes, in turn, search of the biogenic origin of TTX extremely intriguing (Table 1).

#### 2-1. Pufferfish

TTX has not been detected in any other fishes

\* Received August 31, 1984

\*\* Laboratory of Marine Biochemistry, Faculty of Agriculture, The University of Tokyo, Bunkyo-ku, Tokyo, 113 Japan

Table 1. Distribution of tetrodotoxin in nature.

Animals	Tissues containing tetrodotoxin
Vertebrates	
<i>Fish</i>	
Pufferfish (family <i>Tetraodontidae</i> )	viscera, skin, muscle, <i>etc.</i>
Goby ( <i>Gobius criniger</i> )	viscera, skin, muscle, <i>etc.</i>
<i>Amphibian</i>	
Newts (genus <i>Taricha</i> )	viscera, skin, muscle, egg, <i>etc.</i>
Frog (genus <i>Atelopus</i> )	skin, ovary, egg, <i>etc.</i>
Invertebrates	
<i>Mollusk</i>	
Octopus ( <i>Octopus maculosus</i> )	posterior salivary gland
Gastropods ( <i>Charonia sauliae</i> , <i>Babylonia japonica</i> , <i>etc.</i> )	digestive gland
<i>Echinoderm</i>	
Starfish (genus <i>Astropecten</i> )	whole body
<i>Crustacean</i>	
Crabs (family <i>Xanthidae</i> )	whole body

than pufferfish except for a tropical and sub-tropical goby *Gobius criniger* (HASHIMOTO, 1979). More than ten people have been killed by ingesting pufferfish per year in Japan.

During the World War II, TANI (1945) surveyed toxicity of various tissues from 19 species of pufferfish caught from around the northern Kyushu Island. He reported that the pufferfishes were mostly toxic, and that the toxic potency widely differed even among specimens of the same species caught by a net.

His findings, however, seem not to be true for some pufferfish from other regions. In 1959, several persons were killed by ingestion of the flesh of a pufferfish caught off Vietnam. The fish was later identified as "dokusabafugu" *Lagocephalus lunaris lunaris*, which morphologically resembles non-toxic "sabafugu" *L. lunaris spadiceus* very well (HASHIMOTO, 1979). It has recently been found that the muscle of several pufferfishes inhabiting the Sanriku coasts is often toxified up to a level of several hundreds mouse units (MU)\* per gram (KANO *et al.*, 1984; KODAMA *et al.*, 1984), i. e. the flesh less than 100 g can kill a man. On the other hand, a high toxicity was detected in tissues of "shiro-

\* One mouse unit (MU) is defined as an amount of TTX which kills a 20-g male mouse (ddY strain) in 30 min. The lethal dose of TTX in human is assumed to be about 10,000 MU (*ca.* 2 mg).

amifugu" *Tetraodon alboreticulatus* collected from Sagami Bay: e. g. 2,870 MU/g ovary and 31 MU/g liver (KANO *et al.*, 1982). Under these situations, a new manual for utilization of pufferfish was issued by the Ministry of Health and Welfare in December 1983.

#### 2-2. *Newts*

TTX has been identified in three groups of vertebrates other than pufferfish. It was observed about a half century ago that when the eye vesicles of the California newt *Taricha torosa* were transplanted into an embryo of the tiger salamander *Ambystoma tigrinum*, the host was paralyzed (MOSHER *et al.*, 1964). Causative agent isolated from the ovaries was named tarichatoxin (MOSHER *et al.*, 1964) which is identical with TTX. WAKELY *et al.* (1966) detected this toxin, TTX, also in the skin, muscle and blood of the California newt as well as other species than the genus *Taricha*.

#### 2-3. *Goby*

People have never eaten some goby (*Gobius criniger*) in Ryukyu and Amami Islands because of the fear of poisoning. Toxic gobies were also reported in Philippines and Taiwan (HASHIMOTO, 1979). NOGUCHI and HASHIMOTO (1973) demonstrated that the toxin is TTX, and that TTX<sub>1</sub> is distributed in all tissues of the goby. The toxicity is generally high in the skin, intermediate in the viscera and low in the

muscle. Subsequent research revealed that all specimens from Amami-Oshima Island, Ishigaki Island, Iriomote Island and Formosa were toxic. As is the case with puffer, the goby showed a clear regionality in toxicity (HASHIMOTO, 1979).

#### 2-4. Frogs

Costa Rican had prepared an arrow poison from the frogs of the genus *Atelopus*. Toxicity was detected in the skin, ovary and egg, but not in the viscera, muscle and bone. KIM *et al.* (1975) demonstrated the presence of TTX in the skin of *A. varius varius* and *A. varius ambulatus*. The toxin extracted from the skin of *A. chiriquiensis* proved to be a mixture of ca. 30% of TTX and a second major component designated chiriquitoxin (KIM *et al.*, 1975; PAVELKA *et al.*, 1977). From the Panamanian atelopid frog *A. zeteki*, on the other hand, the only toxin named zetekitoxin was detected from the skin extract but neither TTX nor chiriquitoxin was contained (SHILDERMAN and MOSHER, 1969; KIM *et al.*, 1975).

#### 2-5. Octopus

The blue-ringed octopus *Octopus maculosus* is small-sized and often seen in shallow waters of Australia, especially in summer season. This octopus has a brown or yellow body with blue rings. When stimulated, the body color turns black, while blue gleaming spots appear as with a peacock feather. This phenomenon is so attractive as one might be unaware of bites by the octopus placed on his hand or arm. Paralysis or even death may occur. The toxin secreted from the posterior salivary glands was first named maculotoxin (FREEMAN and TURNER, 1970). The structure of maculotoxin had long been a matter of debate because of difficulty in collecting enough starting materials. SHEUMACK *et al.* (1978) isolated 1.8 mg of the toxin from ca. 500 posterior salivary glands and identified it as TTX. It was the first reporting the occurrence of TTX in invertebrates.

#### 2-6. Gastropod Mollusks

In December 1979, a food poisoning occurred due to the ingestion of a trumpet shell, "boshubora" *Charonia sauliae* which was caught off Shimizu, Shizuoka Prefecture (NARITA *et al.*, 1981). The causative agent for this incidence was identified as TTX. In December 1982, the second poisoning associated with this shell occur-

red at Mihama, Wakayama Prefecture (MARUYAMA *et al.*, 1983). Toxicity was detected exclusively in the digestive gland in both cases. Most of the trumpet shell specimens collected from the adjacent waters of Shimizu were toxic, the highest toxicity score being 1,950 MU/g digestive gland. Toxicity survey of organisms inhabiting Suruga Bay revealed that the digestive gland of the following gastropod mollusks also showed a paralytic toxicity: "onarutobora" *Tutufa lissostoma*, "kakobora" *Monoplex echo*, "tengunishi" *Pugilina ternatana*, "hanamushirogai" *Zeuxis siquijorensis* and "araregai" *Niotha clathrata* (NARITA *et al.*, 1982). Among these, the toxins from *T. lissostoma* (NOGUCHI *et al.*, 1984) and *N. clathrata* (JEON *et al.*, 1984) were identified as TTX, whereas that from *Z. siquijorensis* was not TTX (NARITA *et al.*, 1984a). The structure of the latter toxin is not clear, though it gives rise to C<sub>9</sub>-base as does TTX. Recently, the same substance has been detected also in the trumpet shell and pufferfish at our laboratory. This suggests its probable involvement in the toxification of TTX-containing organisms.

On the other hand, a paralytic toxicity was detected in the Japanese ivory shell, "bai" *Babylonia japonica*, which was collected from Sakajiri Bay, Fukui Prefecture. This toxin was also identified as TTX (NOGUCHI *et al.*, 1981; YASUMOTO *et al.*, 1981).

#### 2-7. Starfish

During our survey of benthic organisms in Suruga Bay, two starfishes of the genus *Astropecten*, "togemomijigai" *A. polyacanthus* (NOGUCHI *et al.*, 1982) and "momijigai" *A. scoparius* were found to contain TTX at significant levels at our laboratory. Since these starfishes are often detected in the digestive canal of the trumpet shell *C. sauliae*, the latter is supposed to be toxified by the food chain including those starfishes. TTX was also found in the starfish, "hiramomijigai" *A. latespinosus* from Sakajiri Bay (MARUYAMA *et al.*, 1984). It is not clear, however, as to whether the toxification of the Japanese ivory shell *B. japonica* there is associated with the starfish *A. latespinosus*, because of the feeding habit of the former.

#### 2-8. Crabs

In the tropical and subtropical areas, food

poisonings sporadically occur by ingesting the crabs of a family *Xanthidae* (HASHIMOTO *et al.*, 1967). They contain PSP in most cases (NOGUCHI *et al.*, 1969; KOYAMA *et al.*, 1981). Recently, one of those toxic crabs, "subesubemanjugani" *Atergatis floridus*, inhabiting Miura Peninsula near Tokyo, was found to possess TTX as the major toxin, along with some PSP as the minor (NOGUCHI *et al.*, 1983). Detailed analysis of the toxin from Okinawan xanthid crabs has revealed that *A. floridus* contains TTX or its associated substance as the minor toxin. A small amount of TTX was detected in Okinawan specimens of another xanthid crab, "umore-ogigani" *Zosimus aeneus*, whose main toxin is PSP, as has already been demonstrated (KOYAMA *et al.*, 1981). YASUMOTO, T. and his group suggested recently that Philippine specimens of this crab also contains TTX as the major toxin.

### 3. Conclusion

As described above, TTX is distributed in a variety of aquatic organisms which are not closely related phylogenically. In spite of many efforts, none can answer as yet to the question: "What does TTX originate in?"

Recently, SHIMIZU and KOBAYASHI (1983) studied on biosynthesis of TTX using the toxic newts, *T. torosa* and *T. granulosa*. Radioactive compounds such as acetate, arginine and glucose were administered orally, externally or subcutaneously, to see if the *de novo* synthesis of TTX took place in the newts. However, no incorporation of them into TTX was observed, in contrast to a significant incorporation into amino acids, sterols, *etc.* No evidence has been presented to support the biosynthesis of TTX in pufferfish, either.

The blue-ringed octopus *O. maculosus* is considered to be the only TTX-containing organism in which physiological significance of this toxin can reasonably be accounted for: The TTX-containing venom is secreted from the salivary glands to immobilize and feed small crabs (FREEMAN and TURNER, 1970). In the TTX-containing gastropod mollusks, TTX is supposed to come from the toxic starfishes they feed, as described above and demonstrated recently by model experiments (NOGUCHI *et al.*, 1982, 1984;

NARITA *et al.*, 1984b; SHIOMI *et al.*, 1984).

The authentic origin and biosynthetic pathway of TTX, along with physiological significance in most TTX-containing animals, still remain to be challenged by many scientists.

### References

- FREEMAN, S. E. and R. J. TURNER (1970): Maculotoxin, a potent toxin secreted by *Octopus maculosus* Hoyle. *Toxicol. Appl. Pharmacol.*, **16**, 681-690.
- GOTO, T., Y. KISHI, S. TAKAHASHI and Y. HIRATA (1965): Tetrodotoxin. *Tetrahedron*, **21**, 2059-2088.
- HASHINOTO, Y. (1979): Marine Toxins and Other Bioactive Marine Metabolites. Japan Scientific Societies Press, Tokyo. p. 70-91.
- HASHIMOTO, Y., S. KONOSU, T. YASUMOTO, A. INOUE and T. NOGUCHI (1967): Occurrence of toxic crabs in Ryukyu and Amami islands. *Toxicol.*, **5**, 85-90.
- JEON, J. K., H. NARITA, M. NARA, T. NOGUCHI, J. MARUYAMA and K. HASHIMOTO (1984): Occurrence of tetrodotoxin in a gastropod mollusk, "araregai" *Niotha clathrata*. *Bull. Japan. Soc. Sci. Fish.*, in press.
- KANO, S., T. NOGUCHI, K. KOYAMA and K. HASHIMOTO (1982): Assay of toxicity in two pufferfishes, "shiroamifugu" *Tetraodon albobreticulatus* and "kumasakafugu" *Lagocephalus lagocephalus oceanicus*. *Bull. Japan. Soc. Sci. Fish.*, **48**, 591.
- KANO, S., T. NOGUCHI, S. KAMIMURA and K. HASHIMOTO (1984): A survey of toxicity of the pufferfish, *Fugu pardalis*, inhabiting the Sanriku Coast. *J. Food Hyg. Soc. Japan*, **25**, 24-29.
- KAO, C. Y. (1966): Tetrodotoxin, saxitoxin and their significance in the study of excitation phenomena. *Pharm. Rev.*, **18**, 997-1049.
- KIM, Y. H., G. B. BROWN and H. S. MOSHER (1975): Tetrodotoxin: Occurrence in atelopid frogs of Costa Rica. *Science*, **189**, 151-152.
- KISHI, Y., T. FUKUYAMA, M. ARATANI, F. NAKATSUBO, T. GOTO, S. INOUE, H. TANINO, S. SUGIURA and H. KOKAI (1972): Synthetic studies on tetrodotoxin and related compounds. VII. Stereospecific total synthesis. *J. Am. Chem. Soc.*, **94**, 9219-9221.
- KODAMA, M., T. OGATA, K. KAWAMUKAI, Y. OSHIMA and T. YASUMOTO (1984): Toxicity of muscle and other organs of five species of puffer collected from the Pacific coast of Tohoku area of Japan. *Bull. Japan. Soc. Sci. Fish.*, **50**, 703-706.



- KOYAMA, K., T. NOGUCHI, Y. UEDA and K. HASHIMOTO (1981): Occurrence of neosaxitoxin and other paralytic shellfish poisons in toxic crabs belonging to the family *Xanthidae*. Bull. Japan. Soc. Sci. Fish. **47**, 965.
- MARUYAMA, J., T. NOGUCHI, J. K. JEON, K. YAMAZAKI and K. HASHIMOTO (1983): Another occurrence of tetrodotoxin in a trumpet shell *Charonia sauliae*. J. Food Hyg. Soc. Japan. **24**, 465-468.
- MARUYAMA J., T. NOGUCHI, J. K. JEON, T. HARADA and K. HASHIMOTO (1984): Occurrence of tetrodotoxin in a starfish *Astropecten late-spinosus*. *Experientia*, in press.
- MOSHER, H. S., F. A. FUHRMAN, H. D. BUCHWARD and H. G. FISCHER (1964): Tarichatoxin—Tetrodotoxin: A potent neurotoxin. *Science*, **144**, 1100-1110.
- NARAHASHI, T. (1972): Mechanism of action of tetrodotoxin and saxitoxin on excitable membranes. *Fed. Proc.*, **31**, 1124-1132.
- NARAHASHI, T. (1974): Chemicals as tools in the study of excitable membranes. *Physiol. Rev.*, **54**, 813-889.
- NARAHASHI, T., H. G. HAAS and E. F. THERREN (1967): Saxitoxin and tetrodotoxin: Comparison of nerve blocking mechanism. *Science*, **157**, 1441-1442.
- NARITA, H., T. NOGUCHI, J. MARUYAMA, Y. UEDA, K. HASHIMOTO, Y. WATANABE and K. HIDA (1981): Occurrence of tetrodotoxin in a trumpet shell, "boshubora" *Charonia sauliae*. Bull. Japan. Soc. Sci. Fish., **47**, 935-941.
- NARITA, H., T. NOGUCHI, S. IWANE and K. HIDA (1982): On the toxicity of marine shellfishes in the adjacent waters of Shimizu Port. Bull. Shizuoka Pref. Inst. Publ. Hlth. Environ. Sci., **25**, 147-151.
- NARITA, H., T. NOGUCHI, J. MARUYAMA, M. NARA and K. HASHIMOTO (1984a): Occurrence of tetrodotoxin-associated substance in a gastropod, "hanamushirogai" *Zeuxis siquijorensis*. Bull. Japan. Soc. Sci. Fish., **50**, 85-88.
- NARITA, H., M. NARA, K. BABA, H. OHGAMI, T. K. AI, T. NOGUCHI and K. HASHIMOTO (1984b): Effect of feeding a trumpet shell, *Charonia sauliae* with toxic starfish. J. Food Hyg. Soc. Japan, **25**, 251-255.
- NOGUCHI, T., S. KONOSU and Y. HASHIMOTO (1969): Identity of the crab toxin with saxitoxin. *Toxicon*, **7**, 325-326.
- NOGUCHI, T. and Y. HASHIMOTO (1973): Isolation of tetrodotoxin from a goby *Gobius criniger*. *Toxicon*, **11**, 305-307.
- NOGUCHI, T., J. MARUYAMA, Y. UEDA, K. HASHIMOTO and T. HARADA (1981): Occurrence of tetrodotoxin in the Japanese ivory shell *Babylonia japonica*. Bull. Japan. Soc. Sci. Fish., **47**, 909-913.
- NOGUCHI, T., H. NARITA, J. MARUYAMA and K. HASHIMOTO (1982): Tetrodotoxin in the starfish *Astropecten polyacanthus*, in association with toxication of a trumpet shell, "boshubora" *Charonia sauliae*. Bull. Japan. Soc. Sci. Fish., **48**, 1173-1177.
- NOGUCHI, T., A. UZU, K. KOYAMA, J. MARUYAMA, Y. NAGASHIMA and K. HASHIMOTO (1983): Occurrence of tetrodotoxin as the major toxin in a xanthid crab *Atergatis floridus*. Bull. Japan. Soc. Sci. Fish., **49**, 1887-1892.
- NOGUCHI, T., J. MARUYAMA, H. NARITA and K. HASHIMOTO (1984): Occurrence of tetrodotoxin in the gastropod mollusk *Tutufa lissostoma* (frog shell). *Toxicon*, **22**, 219-226.
- PAVELKA, L. A., Y. H. KIM and H. S. MOSHER (1977): Tetrodotoxin and tetrodotoxin-like compounds from the eggs of the Costa Rican frog, *Atelopus chiriquiensis*. *Toxicon*, **15**, 135-139.
- SHEUMACK, D. D., M. E. H. HOWDEN, I. SPENCE and R. J. QUINN (1978): Maculotoxin: A neurotoxin from the venom glands of the octopus *Hapalochlaena maculosa* identified as tetrodotoxin. *Science*, **199**, 199-189.
- SHIMIZU, Y. and M. KOBAYASHI (1983): Apparent lack of tetrodotoxin biosynthesis in captured *Taricha torosa* and *Taricha granulosa*. *Chem. Pharm. Bull.*, **31**, 3625-3631.
- SHILDERMAN, J. and H. S. MOSHER (1969): Atelopid-toxin from the Panamanian frog, *Atelopus zeteki*. *Toxicon*, **7**, 315-319.
- SHIOMI, K., E. TANAKA, H. YAMANAKA and T. KIKUCHI (1984): Accumulation of tetrodotoxin by marine gastropods. Bull. Japan. Soc. Sci. Fish., **50**, 1269.
- TAHARA, Y. (1909): Studies on the pufferfish toxin. *J. Pharm. Soc. Japan*, **29**, 587-625.
- TANI, I. (1945): Toxicological Studies on Japanese Pufferfishes. Teikoku Tosho, Tokyo.
- TSUDA, K., S. IKUMA, M. KAWAMURA, R. TACHIKAWA, K. SAKAI, C. TAMURA and D. AMAKASU (1964): Tetrodotoxin. VII On the structures of tetrodotoxin and its derivatives. *Chem. Pharm. Bull.*, **12**, 1357-1374.
- WAKELY, J. F., G. J. FUHRMAN, F. A. FUHRMAN, H. G. FISCHER and H. S. MOSHER (1966): The occurrence of tetrodotoxin (tarichatoxin) in Amphibia and the distribution of the toxin in the organs of newts (*Taricha*). *Toxicon*, **3**,

- 195-203.
- WOODWARD, R. B. (1964): The structure of tetrodotoxin. *Pure Appl. Chem.*, **9**, 49-74.
- YASUMOTO, T., Y. OSHIMA, M. HOSAKA and S. MIYAKOSHI (1981): Occurrence of tetrodotoxin in the ivory shell *Babylonia japonica* from Wakasa Bay. *Bull. Japan. Soc. Sci. Fish.*, **47**, 929-934.
- YOKOO, A. (1950): Studies on the chemistry of pufferfish toxin. III. Isolation of spheroidine. *J. Chem. Soc. Japan*, **71**, 590-592.

## ブルーミングと赤潮の発生に関する諸過程\*

辻 田 時 美\*\*

### Sequential processes in the occurrence of blooms and red tide in the sea\*

Tokimi TSUJITA\*\*

**Abstract:** The progress in the studies on the formation mechanism of the red tide has been slow. Few reasons and difficulties for this slow progress have been clarified by modern plankton ecologists and physical oceanographers especially in pursuit of phytoplankton concentration mechanisms. In this report, recent advances in the studies on dynamic features of red tide formation have been described with special reference to the sequential interactions of a number of submechanisms with the combination of water circulation and physiology of algae therein. These features seem to be consisted of a series of coupling factors among physical factors and the organism responses. In view of the ecosystem dynamics, the concept of coupling factors is promising to promote the red tide studies. Sequential interaction of the coupling factors for the red tide occurrence with a mesoscale feature as in fjords is initiated by the development of surface concentration mechanisms for red tide organisms at the coastal region. This type of blooming of phytoplankters may be formed with seeding plankton populations under the sufficient nutrient supplies such as freshwater runoff during the periods of quiescent shallow waters or nutrient enrichment with coastal upwelling. Studies on phytoplankton bloomings in the temperate and subarctic areas of the Pacific and Atlantic Oceans have led up to a prediction model. It was shown that weather and climate conditions play important roles for the phytoplankton bloomings and the red tide phenomena.

In the red tide studies, therefore, emphases must be placed on some special parts of scientific disciplines such as: (1) synoptic sighting of red tide, (2) dynamic environment study on mesoscale or coarse scale features of phytoplankton blooms in relation with their transport and convergence processes, (3) theoretical and in situ processes of plankton patchiness, and (4) modelling and simulation.

#### は し が き

赤潮は古くから航海者には不思議がられ、漁業者には困った海の病と思われてきた。

しかし、最近では沿岸海域の赤潮が頻繁に見られるようになり、大きな環境問題として注目されている。従って、赤潮研究の関係科学者が最近急速に多くなり、研究報告も急増したが、未だに明快な赤潮像は得られていない。これは赤潮が特に人々の目につき易い沿岸で多く起こっているにもかかわらず、われわれが取組んできた赤潮研究は、

発生した赤潮そのものの研究、即ち赤潮生物の分類、生態、生理の研究とその時の現場の環境を測定するにとどまるなどの他、被害調査と毒性の研究がなされるのみであり、発生機構の究明にまではいたっていないためであろう。

しかし、赤潮研究に期待されるのは、環境問題としても、また漁業被害の問題からも、その予測と対策である。それには発生機構を知ることが大前提となり、研究もここに焦点がおかれるはずであるが、果してこの目的に迫る研究方法が有効に採り入れられているであろうか。

これらの点について研究の現状をとらえ、理解を深めておくことの必要を感じ、特に赤潮発生機

\* 1984年9月1日受理 Received September 1, 1984

\*\* 三洋水路測量株式会社 1-3-17 Sanyo Suiro Sokuryo Co., Nihonbashi-Horidomecho 1-3-17, Chuo-ku, Tokyo, 103 Japan

構に密接に関係する動的な生物現象、動的な環境の研究の報告を選んで赤潮の発生に関する環境変動の初期条件から発生時点の時空関係を知ることによって赤潮を多分野総合的にとらえるように努めた。即ち、環境システムの中の赤潮が、現在どの程度判明しているのか、実況と理論によって理解を深めようと試みた。

### 1. ブルーミング、赤潮の発生機構と類型

植物プランクトンの増殖と分布に関する現象で、人間が直接肉眼で観察して話題を賑わしてきた海面現象のひとつにブルーミング (blooming) がある。この現象は淡水域では“水の華”と呼ばれてきたが、近年は淡水赤潮の呼び名も出てきている。

近年、人口の爆発的増加、人口の局在、あるいは農業における化学肥料の使用増加などによって水域の富栄養化が進み、その結果ブルーミングの発生頻度は高くなってきた。殊に大陸内部においては前記人間活動の増大と併せて発電所温排水など内陸水域環境問題も、“水の華”の頻発と関連する環境問題として注目され、“水の華”の研究は環境汚染の指標として、新たな観点から注目されている。

全地球的な規模で河川や湖沼の富栄養化が急速に進行するとともに、“水の華”の発生機構の研究も活発となってきたが、最近の水域富栄養化は特に過栄養化 (hypereutrophication) と言われるような段階にまで高まり、その研究は国際的にも活発となっている。

このような動向のなかで、“ブルーミング”の研究としてはこれまで発生の現況調査が多く、プランクトンやバクテリアなどの生物学的研究と水質の分析が多かったが、最近に至ってプランクトンの密度増加に関する物理的過程が研究課題として取上げられるようになった。

湖沼をある程度閉鎖的な力学的環境とみなし、Di TORO *et al.* (1971) や VAN LIERE and MUR (1980) 等の研究のように、モデルを組立ててシミュレーションが行われるようになった。また、湖沼では実験的な研究も可能である。その1例と

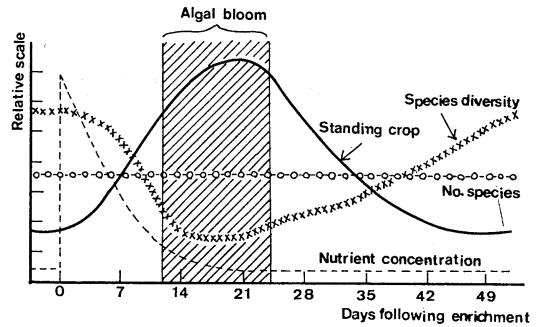


Fig. 1. Schematic diagram of the changes in the phytoplankton community of Marion Lake, British Columbia, after artificial enrichment with nitrogen or phosphorus. One or two of the rare species increase rapidly to form a “bloom” and then die back to their former status. It is hard to exactly predict which species will “bloom”. (DICKMAN, M., 1968; after KREBS, 1978)

して、DICKMAN (1968) の湖沼実験をあげることができる。彼は Marion Lake (British Columbia, Canada) に栄養塩を投入して人為的に富栄養化を起こし、生物群集の遷移を追跡している (Fig. 1)。

この実験において、栄養塩投入後10日目頃から植物プランクトンのブルーミングが始まり、同時に種の多様性が低下するとともに、現存量は急激に増加した。これらの現象は明らかに人為的な富栄養化が遷移の速度を速め、それによって植物プランクトン群集と生産過程の変化をもたらしたことを示している。一方、海洋に見られる広域ブルーミングは地球上の多くの海域で起こっているが、早くから航海者や漁師などによって報告されている。研究が始められたのは北海における珪藻の春季大増殖であろう。この春季大増殖は北国の海洋学者達には、恰も新芽が俄かに吹き出て野山を萌葱色に色どる情景を思い起こさせたであろう。そして、これが過度 (overbloom) になると stinking water あるいは weedy water などと呼ばれるように、魚類はしばしばこの水塊から逃避するようになる。その結果漁況が変り漁場も移動するなど、漁民にとって生業に災いをもたらすことから、海洋学や水産学上の研究対象として

関心が高まるようになった。

このような植物プランクトンの春季大増殖が起こる原因については、GRAN and BRAARUD (1935) が、海中の植物プランクトンの個体密度が増大するには鉛直混合層の深さが大きい場合には、植物プランクトンの増加は分解を上まわることにはできないことをはじめて解析的な方法で明らかにした。即ち、鉛直混合が活発な上層全体にプランクトンが分布しても、純生産は補償深度より上部の層においてのみ行なわれ、この深度より下層では有機物の損失が進むと言う思考であった。即ち、これは植物プランクトンの密度分布を決める生物過程と物理過程の結合現象であることを説明した重要な報告となったのである。これはやがて赤潮発生のひとつの理論の芽生えとなった漏洩の思想の根拠となり、更に KIERSTEAD and SLOBODKIN (1953) のモデルへと影響していったのである。

この GRAN and BRAARUD (1935) による生物生産と水理との関係を論じた報告の影響を受けて、SVERDRUP (1953) は北海における春季珪藻増殖の発生機構解明に乗り出した。即ち、GRAN and BRAARUD (1935) が示唆した臨界深度 (critical depth) 説によれば、もしも混合層の深さが臨界深度より小さければブルーミングが起こり、逆に臨界深度が混合層より深ければ鉛直方向へのプランクトンの損失 (鉛直方向への漏洩) は小さくて、純生産は高まる、と言う見解である。

このような思考にもとづいて SVERDRUP (1953) は 1949年3月から5月にかけて気象観測船“M”号による観測データをもとに、混合層の深さと臨界深度との相対的な鉛直位置の変化、あるいは植物プランクトン (基礎生産力) の変化、それに捕食作用の影響を見るための植食動物 (特にカイアシ類およびそのノープリウス幼生など) の変化を3月から5月の間に時間的に同調させた状態で対比考察した。

これら要素を時系列的に処理したのが Fig. 2 である。冬の終りから初夏にかけて混合層は次第に浅くなり、太陽輻射エネルギーが次第に強くなると臨界深度は日を追って下方に移行している。4月上旬になると臨界深度は明瞭に混合層より深

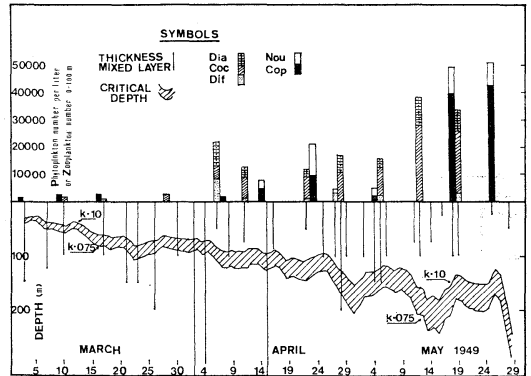


Fig. 2. Observation results at Weather Ship "M" (66°N, 2°E, Gr.). Symbols are explained in the graph. Dia, Diatomaceae; Coc, Coccolithophoridae; Dif, Dinoflagellate; Nau, Nauplii; and Cop, Copepods. (SVERDRUP, 1953)

い層に移動し、これと同調するようにプランクトンが急増している。このように SVERDRUP (1953) は GRAN and BRAARUD (1935) 説を発展させた臨界深度の理論によって高緯度海域の春季ブルーミングの発生機構を見事に解明して、水理条件とプランクトン群集の増大とが時間的に極めて良く同調している予測モデルを作ることに成功した。

この SVERDRUP (1953) の予測モデルを応用した研究は、RILEY (1957) がサルガソシー海域において、また MARSHALL (1958) が北極水域において行なった基礎生産力の研究にみられるのみならず、ENOMOTO (1959) によって太平洋の中緯度における黒潮の影響を受けている東支那海や西日本近海にしばしば起こる植物プランクトンの春季大増殖の発生機構にも適用されることが実証された (Fig. 3)。

さらに、北太平洋の東部亜寒帯水域においても広域に春季ブルーミングが発生するが、PARSONS et al. (1966) はアラスカ湾沖合の海洋気象観測地点 "P" において行なった観測から、Fig. 4 に表わしたように、臨界深度は4月にはほぼ混合層の下に移り、5月になると完全に混合層の下側に位置した後は、この状態が9月まで続くことを明らかにしている。

ここでも SVERDRUP (1953) の理論は予測モデ

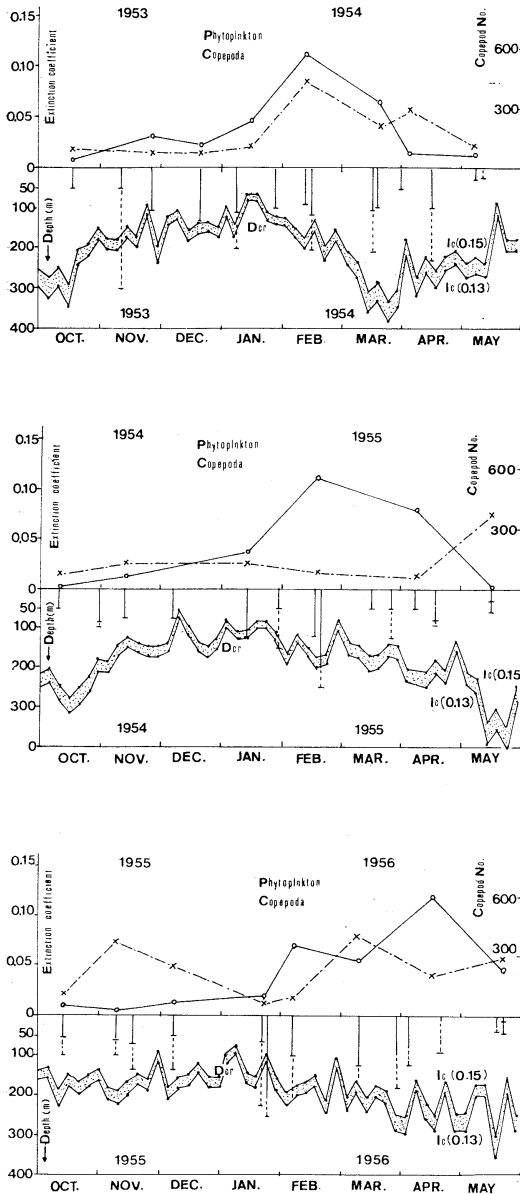


Fig. 3. Observed and calculated results. Open circles in upper column show relative quantities of phytoplankton extinction coefficient in  $6,600 \lambda$ , and crosses numbers of copepods expressed as "macrocoepod number" (ENOMOTO, 1959). Vertical bars in under column show upper mixed layers, and broken lines show upper and lower limits of those mixed layers. (A computation gives two values for the critical depth; one as  $I_e$  equals 0.15, the other  $0.13 \text{ g cal cm}^{-2} \text{ hour}^{-1}$ )

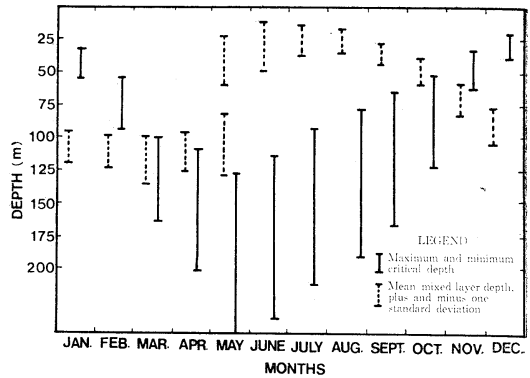


Fig. 4. Critical depths and the depths of mixing at Ocean Station P. (In 1956-1959 and 1962-63 a new seasonal thermocline was formed in mid May.) (PARSONS, *et al.*, 1966)

ルとして適用されることが実証された。ただし、PARSONS *et al.* (1966) は、この研究において、ブルーミングは広域で同時に発生するのではなく、早期には狭い範囲に散発的に起こり、後になって広域に拡がることから、海流や捕食者(カイアシ類)の分布がこのようなブルーミングの時空間的な変動に関連していることを示唆して、新たなひとつの研究課題としている。この北東太平洋における沖合ブルーミング機構とは異った事例が、汽水特性をもつフィヨルドの生物生産や環境問題と関連して提示され、その機構の究明が要望される事態になった。

これに関して WINTER *et al.* (1975) は、ワシントン州からアラスカ州までの北太平洋沿岸に発達している複雑な内湾のなかで最も南に位置するピュジェット・サウンドにおける植物プランクトンのブルーミング発生機構を解明した。

解析のパラメータとして、ピュジェット・サウンドの水理特性例えば汽水機構の特徴を表わす水温塩分分布、流向流速、水中照度、栄養塩類、プランクトンなどの他に、栄養塩類の制限作用、捕食率、沈降速度など植物プランクトンの密度増減に関する物理的過程と生物学的過程の解析に必要な諸要因を用いている。そして、ピュジェット・サウンドが高い生産力をもっているのは、フィヨルド外部の深い海域で常時起っている強い湧昇

によって栄養塩類が供給され、また活性の高い植物プランクトンの輸送が表層近接帯層にて進められることが明らかとなった。この表層上部汽水域では増加しつつあるプランクトンは常時緩やかに外海に向かって輸送されている。一方、春から初夏にかけては中央深海部において淡水流入があっても濁りの強い汽水の表層水が発達して自己遮光を強化するようなことはなく、適当な強さの対流が持続されているに過ぎない。したがって、高い生産力は栄養塩類を強力に鉛直輸送する水理構造に原因があると結論されるので (Fig. 5 参照), SVERDRUP (1953) の予測モデルはそのままでは適用できないことが知られた。即ち、ピュージェット・サウンドのようなフィヨルドの汽水構造では、水の物理化学的特性のみならず、流動とも密接に結びついた植物プランクトンの増殖過程がフィヨルド型のブルーミングを誘発すると言うことができる。

WINTER *et al.* (1975) はピュージェット・サウンドの生産系シミュレーション・モデル (Fig. 5) を作るに当って、その構成要因として淡水流入も含めた潮汐流、太陽輻射などの周期的に日変化する気象、水理などの要因の他に、栄養塩類の測定値や植食動物プランクトン分布量の日変化などを系外からの入力とし、プランクトンの分布やその時点における水理を出力 (out put) とすれば、これらが時空間的に変動する際にはひとつの連鎖過程 (sequential interaction) として成立することを明らかにした。そして、この出力の時点で更にプランクトンの分布を濃縮させる力学的過程があれば

赤潮の発生がみられる。

一方、ノルウェーなど欧州の海洋では高緯度地方の沿岸水域で珪藻類の春季ブルーミング時期には海水の変色が起こるが、これは海の生物季節を表わすので住民にとっては馴染み深い現象である。異常に変色することもあるので、学術的な調査研究がなされて、北欧沿岸特にフィヨルド地方の春季ブルーミングの発生機構が理解されるようになった。従来、この地方の異常変色水としては石灰鞭毛藻類に属する *Coccolithus huxleyi* (LOHM.) KAMPTNER の大増殖による“緑色水 (green water)”をあげることができたが、近年富栄養化が急速に進行し、渦鞭毛藻類の *Gyrodinium aureolum* による場合が多くなった (TANGEN, 1977)。

BERGE (1962) は、1955年の5月と6月に南西部ノルウェー沿岸水域とフィヨルド・システムに発生した *C. huxleyi* ブルームは通常の春季ブルーミングとは異って、栄養塩類が少いはずの夏期に何故起こったかの解析を行なった。この異常増殖の原因として、卓越した北風によって栄養塩類の豊富な大西洋下層水が大量に湾内に入ると、強い太陽輻射と表層水の昇温とが合わさったことが判明した。この異常な *C. huxleyi* ブルーミングの発生機構について注目すべきことは、種組成が異常に変わって、*C. huxleyi* だけが特別に生長度を高めたという見解が加えられていることである。

その後1966年には北部欧州水域、特にノルウェー沿岸で秋季ブルーミングが10月～11月に発生した。この赤潮ブルーミングは Dinophyceae に属する *Gyrodinium aureolum* によるもので、海産生物の斃死を起こすことから注目された。この *G. aureolum* のブルーミングはデンマークの沿岸 (7～11月)、ヘルゴランド近海 (8～9月)、アイルリッシュ海 (10月)、イギリス海峡 (7月、8月) などでも発生し、魚類の斃死などが報告されている。これらの秋季ブルーミングの発生過程とその追跡状況は TANGEN (1977) がまとめた Table 1 に見られるように、被害とともに *G. aureolum* の生態と行動についても報告されている。

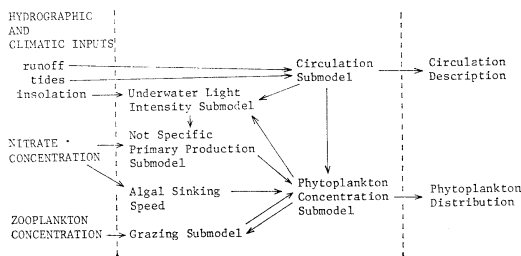


Fig. 5. Flow diagram of the numerical model showing relationship between several components of the model. (WINTER *et al.*, 1975)

Table 1. List of mass occurrence of *Cyrodinium aureolum* in northern Europe, with ecological notes and reports on adverse effects on marine life. (From TANGEN, 1977)

Year	Area	Duration of bloom	Water colour and maximum cell conc. recorded	Reports on adverse effects	Ecological notes	References
1966	Norwegian coast; Oslo-Bergen	October-November	Coffee-brown 70 million/l	Fish mortality (sea trout, rainbow trout, cod, eel, coalfish) in submerged containers	<i>G. aureolum</i> phototactic. Bloom occurred after upwelling of deep water. Mostly confined to sheltered localities. Bioassays: no toxic effects on fish. No PSP toxin	BRAARUD & HEIMDAL (1970); Mr. G. BERGE, Institute for Marine Research, Bergen (pers. com.)
1968	Danish west coast	July-November	Reddish-brown to coffee-brown 8.6 million/l	Fish mortality in the open sea (several species, mainly cod). Mortality of lugworms and other invertebrates	Uneven horizontal distribution. No PSP toxin	HANSEN <i>et al.</i> (1969); HANSEN & SARMA (1969)
1968	German Bight near Helgoland	August-September	'Discoloured water', 'red tide' 7.8 million/l	No signs of adverse effects	Phototaxis, population maxima near the surface during day-time. Discoloured patches also in off-coastal areas	HICKEL <i>et al.</i> (1971); DREBES (1974)
1971	Irish Sea; North Wales coast, River Conwy	October	Brown (?) 5.2 million/l	Mortality of invertebrates (lugworms, <i>Echinus</i> )	Phototaxis. Blooms in near-shore localities and the River Conwy estuary. No PSP toxin	BALLANTINE & SMITH (1973); HELM <i>et al.</i> (1974)
1975	English Channel; south-western part	July	Reddish-brown 1.7 million/l (=34 mg chl a/m <sup>3</sup> ) (100 mg chl a/m <sup>3</sup> )	No adverse effects reported	Upward migration during daytime. Blooms occurred in the open sea in connection with tidal fronts and extensive mixing of the surface water and nutrient-rich deep water	PINGREE <i>et al.</i> (1975)
1976	English Channel; south-western part	July-August	Chocolate brown (128 mg chl a/m <sup>3</sup> )	"	"	PINGREE <i>et al.</i> (1977)
1976	Norwegian coast; Oslo-Bergen	October-December	Coffee-brown, reddish-brown 23.3 million/l	Fish mortality (salmon, rainbow trout, coalfish, sprat, cod, eel, black goby). Mortality of invertebrates (lugworms, starfishes, mussels)	Population maxima confined to surface layers during daytime. No PSP toxin	This paper



この秋季ブルーミングの発生過程について、1976年にノルウェー沿岸に発生した *G. aureolum* のブルーミングについて研究された結果では、南風によって起こる湧昇が持続している間に *G. aureolum* のブルーミングが始まり、その後強い河川水の増加によって影響を受けた塩分の低い状態の水域でブルーミングが持続した。この場合、ノルウェー南西沿岸におけるこのブルーミングの初期生物群は、東部沿岸とオスロフィヨルド水域から輸送されたものと判断された。

南東部のヘルゴランド近海の比較的浅い沿岸水域でもひきつづき赤潮が発生したが、この場合はブルーミングの発生に先がけて異例とも思われる静穏な気象が続いた結果、海洋上層が安定して成層が発達したことが原因のひとつとみられた。また、同じ天候状態のもとでイギリス海峡でも異常な程に安定した海況のもとで *G. aureolum* が赤潮を形成した。

これに一連の赤潮発生の環境条件には水の鉛直安定度が大きく働いているように思われるところから、WYATT (1975) や STEELE (1976) が注目しているリチャードソン数を研究の対象として、赤潮のひとつの型を決める物理過程の解析に取上げる必要がある。

STEELE (1976) はパッチ形成に関して、表層の鉛直安定度の発達と、この場合における密度の鉛直傾度を破る水の鉛直混合との間の双方のバランスがリチャードソン数 ( $R_i$ ) に依存するとみて、 $R_i$  値が臨界値 (約 0.2) より大きい場合は混合は起こらないと考えている。

$$R_i = \frac{g \times (\text{鉛直密度勾配})}{\rho \times (\text{流速の鉛直勾配})^2}$$

ただし、 $g$  は重力、 $\rho$  は海水の密度。

海洋のブルーミングは、陸地に接する水域では季節的に発生している所もあるが、近年になってから世界各地の沿岸や内湾でしばしば見られるようになった。例えば、北米大陸の大西洋に面するチェサピーク湾は複雑な沿岸地形と沿岸の開発などが進んで、ブルーミングや赤潮に対する関心も高まってきている。TYLER and SELIGER (1978) によれば、現象の強弱はあっても常時見られる物

理過程として湾口前面海域で起こっている湧昇が栄養塩類の豊富な水を下層から表層に引上げ、この水はチェサピーク湾の内部に形成されている密度躍層の下側を潜流となって湾奥に向って流れる。この湧昇による大西洋下層起源の栄養塩類の高い濃度をもつ水とともに、既に生存していた渦鞭毛藻類が赤潮形成種苗として湾奥に向って輸送される。この湾では *Prorocentrum* が常時見られ、これがしばしば赤潮形成プランクトン種となっている。

湾奥に向った潜流は岸に接近した水域で、しかも栄養塩類の豊富な汽水域の浅い層で混合する。これが沿岸前線に相当する水帯で、ここでプランクトンの増殖や集積が起こる。

以上が、TYLER and SELIGER (1978) によってチェサピーク湾の環境システムから導かれた赤潮発生機構に関する要因連鎖過程論 (sequential interaction of submechanism) である。この説によれば、ブルーミングあるいは赤潮はある日突然発生するものでなくて、赤潮形成種が存在するところで、事前に海象気象の諸過程が先行し、その過程に生物現象が連結して発生するのである。このように、われわれが海面の変色によって赤潮を認める時点よりかなり早い時期から要因となる生物学的と水理学的過程が次々と時間の系列をなして起こってきていることが知られる。

TYLER and SELIGER (1978) によって発想構成された要因連鎖論は、アメリカ北東沿岸の主要な赤潮発生機構を説明するのに定着した感がある。MULLIGAN (1975) は 1972 年と 1974 年、チェサピーク湾より北方に位置するメーン湾沿岸に発生した *Gonyaulax tamarensis* 赤潮について、沿岸湧昇が表層を富栄養化し (水理)、乾燥した天候が温度成層を強化すれば、河川における排水起源の栄養塩類の濃度を高める結果となる (気象)。そして降雨があると河口域の中に向って渦鞭毛藻類が移動してゆくのを助長する。その後、河口域内部における日周鉛直移動によって *Gonyaulax tamarensis* の単一種に近い集団が形成される (生物現象) との見解が得られた。このような要因群は言うまでもなく同時発生は考えられないことで

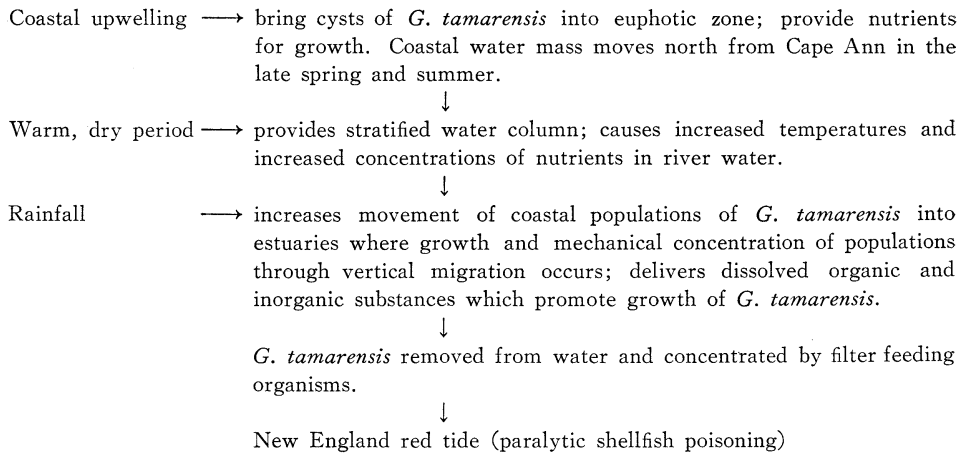


Fig. 6. Sequence of events leading to development of New England red tides.  
(MULLIGAN, 1975)

Table 2. Occurrences of seawater discolouration by dinoflagellates recorded on the coasts of France in 1978. (From LE FÈVRE, 1979)

Place	Date	Organism involved
1 Near Belle-Ile, offshore	24 April	<i>Noctiluca scintillans</i>
2 Audierne, off Goyen Estuary	4 May	No sample collected
3 Concarneau*	May	<i>N. scintillans</i>
4 Quiberon Peninsula*	May	<i>N. scintillans</i>
5 La Trinité*	May	<i>N. scintillans</i>
6 Morbihan Gulf*	May	<i>N. scintillans</i>
7 Le Croisic*	3 June	<i>Gonyaulax</i> sp.
8 Vilaine Estuary*	8 June	<i>Prorocentrum micans</i> and <i>Peridinium</i> sp.
9 Near Hoedic Island*	June	<i>Noctiluca scintillans</i>
Bay of l'Aiguillon, Vendée*	9 June	<i>N. scintillans</i>
La Palice, near La Rochelle*	9 June	<i>N. scintillans</i>
Normandy coast, from Cotentin Peninsula to Seine Estuary*	2-14 June	<i>Gonyaulax spinifera</i> and <i>G. polygramma</i>
10 Le Croisic*	June	<i>Gonyaulax</i> sp.
11 Loire Estuary, several patches*	15 June	<i>G. polygramma</i> + <i>G.</i> sp.
12 Near Noirmoutier Island	20 June	<i>Noctiluca scintillans</i>
13 Loire Estuary*	June	<i>N. scintillans</i> +diatoms
14 Belon Estuary*	July	<i>Peridinium punctulatum</i> and <i>P.</i> sp.
15 Near Ushant	30 July	<i>Gyrodinium aureolum</i>
16 49°N, 4°20'W	11 Aug.	<i>Noctiluca scintillans</i>
17 Morgat*	12 Aug.	<i>Gyrodinium aureolum</i>
18 Douarnenez †	25 Aug.	<i>G. aureolum</i>
19 Paimpol, within harbour	11 Sept.	? <i>Gonyaulax</i> sp. ‡
Le Harve, Seine Estuary, several occurrences*	1-14 Sept.	<i>Prorocentrum micans</i> + <i>Polykrikos schwartzii</i> + <i>Exuviella</i> sp.+ <i>Pyramimonas</i> sp.+ <i>Gonyaulax spinifera</i> +unidentified species

\* From records compiled by P. LASSUS, Fisheries Institute, Nantes.

† Mortality of benthonic animals recorded.

‡ Poorly preserved sample.

あり、MULLIGAN (1975) はこのような要因の作用を時間を追って配列接続して赤潮発生の機構を連鎖過程として明らかにした (Fig. 6)。この赤潮発生機構の研究が着手された頃は、既に渦鞭毛藻類の生活史がある程度明らかにされていたので、子嚢 (cyst) の挙動が赤潮の発生過程に折込まれていることに注目しなければならない。また MULLIGAN (1975) はこの2回の *G. tamarensis* の赤潮の発生には水温塩分の分布そのものは主要な要因をなしていない、と論じている。

再び大西洋の東側において注目され始めた赤潮研究に目を転じてみると、別な発生過程と思われる潮汐前線の赤潮の研究が展開され始めている。例えば、イギリス海峡 (Table 2) におけるブルーミングと赤潮の発生が多く報告されるようになったが、この海峡水域では一般に渦鞭毛藻赤潮は温度前線にしばしば見られる。

PINGREE *et al.* (1975) や PINGREE (1978) の解析により、この海域の海洋構造から充分に成層状態になった大陸棚水と充分に混合した沿岸水との間の移行帯 (transition)、または海表面に見られる水温躍層の露出帯 (outcropping) の分布を明確に知ることが出来た (Fig. 7)。このような前線帯におけるプランクトンの優占種は赤潮プランクトンの一種 *Gyrodinium aureolum* HULBERT であった。

Chlorophyll *a* 分布の鉛直断面を見ると、水温躍層に沿って濃厚分布し、前線帯 (frontal zone) に向ってこの濃厚帯が続き、海表面の前線帯にこの chlorophyll *a* の濃厚分布が観測された。このような前線帯が赤潮となる部分で、一般に潮汐前線の赤潮と呼ばれている。

このような条件下において、*G. aureolum* の濃縮機構は、*G. aureolum* の昼間における上方移動 (day-time upward migration) と弱いながらも発生していたラングミュア渦との連結に因るものか、あるいはこのプランクトンの移動と内波の相互作用に因って発生すると考察した。

*Trichodesmium erythraeum* の赤潮で名高い紅海とともに、赤潮が頻繁に起こることから海水が変色 (water bloom) するために Vermillion Sea (朱

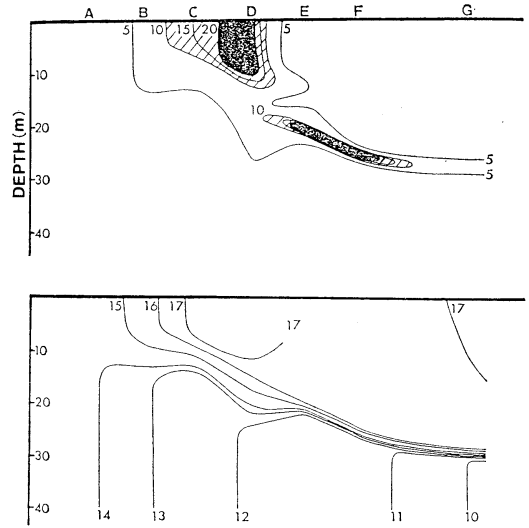


Fig. 7. *Upper*: Chlorophyll *a* ( $\text{mg m}^{-3}$ ) section through the frontal region. *Lower*: Corresponding temperature section ( $^{\circ}\text{C}$ ). Stations A~G are located in the western entrance to English Channel from off Ushant, French Coast to off Lizard, Lands End, English Coast. (PINGREE, 1978)

海) とも呼ばれているカリフォルニア湾海域では *Gonyaulax polyedra*, *Ceratium furca* および *Gymnodinium* sp. などを優占種とする鞭毛藻赤潮がしばしば報告されている。これらの赤潮は、いずれもパハカリフォルニア沖の沿岸湧昇が季節的に発達している間に起こっている。フロリダ沿岸に次いで赤潮でよく知られているカリフォルニア沿岸の赤潮プランクトンについては、KOFOID (1911) や ALLEN (1946) などを中心に早くから科学的調査がなされてきた。特に KOFOID (1911) は既に *Gonyaulax polyedra* によるブルームが起こる原因として湧昇が関係していることを発表し、その後 CLENDENNING (1959) や HOLMES *et al.* (1967) 等もこの KOFOID (1911) 説を確証している。

BLASCO (1977) は、このカリフォルニア赤潮の発生過程に論及して、沿岸湧昇と関連して発生した赤潮種苗源はカリフォルニア南部沿岸水域に発生した赤潮によるものであったか、あるいはピスカイノ湾に関係した種苗源によるかのいずれかであろうと述べている。

ピスカイノ湾の水理特性は、渦鞭毛藻類赤潮発生には最適の環境条件をもっていることが推定されている。即ち、湾水は緩やかな右時計廻りの渦動をなして海岸沿いに移動してセドロス島の南の湾から流出する。そして、カリフォルニア海流の主流と収斂する。このような力学的環境が赤潮種苗を輸送し、人々が肉眼で見ることのできる濃厚な赤潮は、4月~11月の湧昇期間における静穏で暖かい天候と関連して見られる。このような気象と海象条件をもとにし、このカリフォルニア赤潮発生機構について所謂内波説とも言うべきモデルが発表された (KAMYKOWSKI, 1974)。

渦鞭毛藻類の海表面集合機構を説明するこの注目すべき仮説には次のような数項の要因が含まれている。i) このモデルには赤潮発生には数倍の密度濃縮要因を組入れている、ii) 赤潮パッチが海岸に平行して走るバンド状に現われるであろうとすることを予測している (実際にサンタモニカ湾では個々に約 1-2 km のバンドが1974年9月に3本観測された)、iii) 赤潮生物が集合するためには鉛直移動する赤潮生物と強く、そして浅い所の不連続層が必要とされる、iv) そしてこのモデルはブルームが何故に浅くて沿岸水域に限られるか、また何故に時々前記のような強くて浅い層の水溫躍層が無く、また表層でのブルームが無

くても下層 (15~40 m) に chlorophyll a の極大が観測できるかについても説明している。

これまでに得られた研究結果では、赤潮種苗供給機構、あるいはその輸送機構のような力学的環境条件が時空間変動を加速し、また赤潮プランクトンの密度分布に力学的な濃縮作用が働くことが、海域の海象分析と生物学的過程の研究から論じられている。即ち、生物学的過程と物理学的過程の連結、あるいはそれらの相互作用が赤潮の発生機構の中で機能していて、要因連鎖過程の差異によって赤潮のなかから幾つかの類型を見出すことができる。

ブルーミングあるいは赤潮の発生機構は本来プランクトン分布の時空間スケールの問題でもある。本項に収録した研究報告の対象となった赤潮の発生現場は類型の根拠のひとつにもなっているが、これらの赤潮プランクトン分布のパターンの時空間スケールからみるといずれも大規模な分布過程であって、その中に更に微細分布過程が進行するところに赤潮が見られる構造になっていることをよく示している。

即ち、数十m、あるいは数百m、あるいは数kmの赤潮は、プランクトン分布の時空間スケールにおけるパターンと動的過程の関係からみると、大規模な構造の中の動的過程に発生している微細過

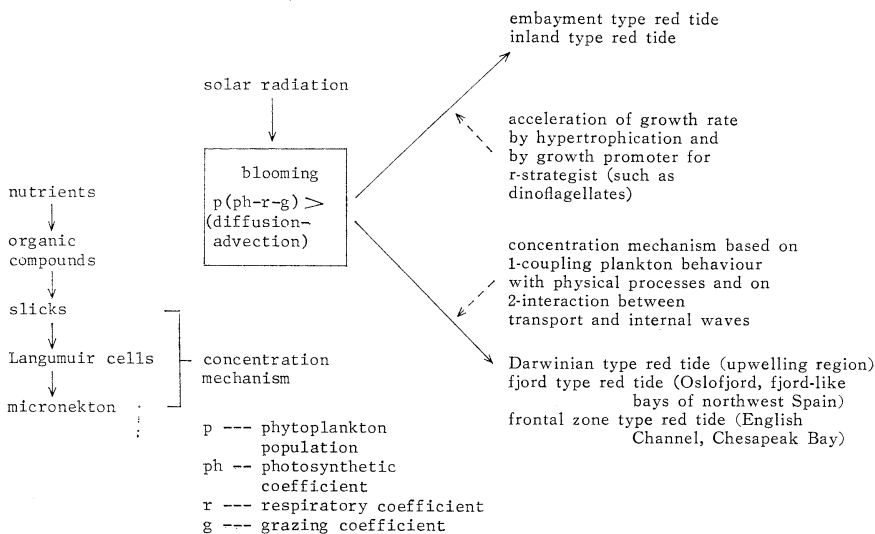


Fig. 8. Diagram showing bloom sequence and red tide outbreak. (TSUJITA, 1981)

程から構成されている点から、赤潮の発生機構を知るには環境システムを微細な構造に掘り下げた観測点分布や生物学的情報の取得がなされねばならない。

TSUJITA (1981) は近年における世界の海に発生した赤潮について、時間空間的出現の比較調査を行ない、赤潮が発生するには初期条件から時間を追って次々に要因が連鎖的に作用して、赤潮が海面に見られるまでにはかなり時間が経過することを知った。その結果 Fig. 8 に示すような赤潮発生のモデルを提示することが出来たが、これは既に MULLIGAN (1975), WINTER *et al.* (1975), TANGEN (1977), WYATT and HORWOOD (1973), WYATT (1975), TYLER and SELIGER (1978) 等の諸説から導かれた要因連鎖過程と言う思考にも通ずるものである。

## 2. 赤潮発生の力学的環境

水の華や赤潮の発生過程におけるプランクトンの密度増加に関する基礎理論のなかには、プランクトンを非保存成分とみなして、その時空間分布を取扱う理論がある。即ち、海洋におけるプランクトンの分布は、水中の物理過程（拡散、流れによる水の混合、収束、発散など）に加えて生物学的過程によっても決定されるからである。この理論の発想は SEIWELL (1937) に始まり、SVERDRUP and FLEMING (1941) の頃から定着を始めたとみることができる。例えば、海洋の非保存成分の一つである溶存酸素は大気からの溶入と水中植物の光合成の際における放出とが供給源となっているが、基礎生産力の推定などの目的で必要なのは光合成によって変動する部分の酸素溶存量である。

SEIWELL (1937) は北大西洋の酸素極少層の動的解析を試みて、この非保存成分の変動過程を説明し、さらに SVERDRUP and FLEMING (1941) がこの理論を充実した後、SVERDRUP *et al.* (1942) 等によって、この非保存成分の時空間変動の理論は定着した感がある。この理論において、海洋のある地点における非保存成分  $S$  の時間的変化は次の理論式で表わすことができる。すなわち、

$$\begin{aligned} \frac{\partial S}{\partial t} = & \frac{\partial}{\partial x} \left( \frac{A_x}{\rho} \cdot \frac{\partial S}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( \frac{A_y}{\rho} \cdot \frac{\partial S}{\partial y} \right) \\ & + \frac{\partial}{\partial z} \left( \frac{A_z}{\rho} \cdot \frac{\partial S}{\partial z} \right) - \left( V_x \cdot \frac{\partial S}{\partial x} + V_y \cdot \frac{\partial S}{\partial y} \right. \\ & \left. + V_z \cdot \frac{\partial S}{\partial z} \right) + R. \end{aligned}$$

この式の右辺の最後の項に見られる  $R$  がいま問題としている生物学的変化率を示している。

ただし、 $x, y, z \dots \dots$  座標、 $A_x, A_y, A_z \dots \dots$   $x, y, z$  軸上の拡散係数、 $V_x, V_y, V_z \dots \dots$   $x, y, z$  軸上の流速、 $\rho \dots \dots$  海水の密度。

この式で知られるように、海洋のある地点における非保存成分濃度の時間的変化は、拡散作用から移流作用を引いて得た物理的過程と、これに生物学的過程を加えた結果に等しいのである。

さらに、植物プランクトンなどの個体密度分布の変化率をこの  $R$  に導入して、海洋における植物プランクトンの量的分布を理論的に解析する方法がウッズホール学派を中心に開始された。特に初期の RILEY (例えば 1942, 1943) のグループは、大西洋ジョージ堆海域の動植物プランクトンの群集生長や時空間分布変動の観測値を基に、数量的解析の理論的基礎を築いた (RILEY *et al.*, 1949)。

続いて RILEY (1951) はプランクトンの活性と密接な関係をもつ海水中の酸素、磷酸塩、硝酸塩などの分布について、大西洋における観測結果を用いて、非保存成分の特性を理論的に再確認した解析方法に新しい道を開いた。

このような一連の理論の展開とその応用によってプランクトンの時空間分布の過程が次第に明らかにされるに従って、非保存成分の不連続分布が着目されるに至り、これがやがて赤潮発生機構を解明する方法へと展開されてきた。

ここで、赤潮発生に結びつくプランクトン密度の分布理論を取上げるに先だって、非保存成分の分布における物理過程（力学的環境）と生物過程を更に分解して、赤潮の発生条件を考察してみよう。

まず前式を簡単に表わすと、次のようになる。

$$\frac{\partial p}{\partial t} = \text{拡散} - \text{移流} + R.$$

実際にはある場所の層(ある深さの単位水体)におけるプランクトンの密度変化には、更に鉛直方向の乱流やプランクトン自体の沈降などの条件が加わっているから、この式では充分説明できない。

そこで SVERDRUP *et al.* (1942) や RILEY *et al.* (1949) の理論に従って、上記の物理的条件の2項を入れて、より実際的なある層のプランクトン密度分布の時間的変化を求めると、次の式に表わされる。

$$\frac{\partial p}{\partial t} = p(p_h - r - wh) + \frac{A}{\rho} \cdot \frac{\partial^2 p}{\partial z^2} - \frac{\mu_0}{\mu_T} V \cdot \frac{\partial p}{\partial z}$$

但し、 $p_h$  は光合成係数、 $r$  は呼吸係数、 $wh$  は動物プランクトンによる捕食率。

この式では、特定の水の層(ある深さと次の深さの間)において  $A/\rho$  ( $A$  は渦動拡散係数、 $\rho$  は海水の密度)を一定と仮定すると、単位水深当りの輸送の差は  $\partial/\partial z \cdot A/\rho \cdot \partial p/\partial z$  (但し、 $z$  は深さ、 $p$  は植物プランクトンの分布密度)で表わされ、これは拡散の項  $A/\rho (\partial^2 p/\partial z^2)$  となる。また、沈降による植物プランクトン分布密度の変化(移流項)は沈降速度と植物プランクトンの分布密度の鉛直傾度によって決まる。そして、一方ではこの沈降速度は水温と水の粘性によって変化するから、 $0^\circ\text{C}$  における粘性と現場水温  $T^\circ\text{C}$  における粘性の比  $\mu_0/\mu_T$  と  $0^\circ\text{C}$  における沈降速度  $V$  の積、即ち  $V \cdot \mu_0/\mu_T \cdot \partial p/\partial z$  で与えられる。

そこで、植物プランクトン分布の時間変化がゼ

ロに近づく場合、即ち  $\partial p/\partial t \rightarrow 0$  を考え、その極限の状態即ち安定条件を仮定するとさらに次式が導かれる。

$$\frac{\partial p}{\partial t} = 0,$$

$$p(p_h - r - wh) = \frac{\mu_0 V}{\mu_T} \cdot \frac{\partial p}{\partial z} - \frac{A}{\rho} \cdot \frac{\partial^2 p}{\partial z^2}$$

この式から、生産された植物プランクトンの分布密度は物理的過程で再配置される量と等しい、とすることができる。

従って、植物プランクトン密度が増大する場合、生物学的過程が物理的過程より大きくなる。すなわち

$$p(p_h - r - wh) > \frac{\mu_0 V}{\mu_T} \cdot \frac{\partial p}{\partial z} - \frac{A}{\rho} \cdot \frac{\partial^2 p}{\partial z^2}$$

この式の各項で、植物プランクトンの密度分布を増大させる方向に必要な条件は、光合成係数  $p_h$  の大きいことが重要で、次は捕食係数の小さいことが必要である。一方、右辺に見られる物理過程の各項は小さな変化率である程、植物プランクトンの生物学的過程による密度増加をより一層有効ならしめる。

この効果は、赤潮発生条件として独立水塊の発達を必要とする考え、あるいは、漏洩が小さい程赤潮発生に好条件となるなどの赤潮発生の力学的条件が論議される契機を作った。

世界の海洋において基礎生産力の高い海域で前

Table 3. Selected references to field observations of the biological effects resulting from dynamic physical processes. (HAURY *et al.*, 1978)

Gyres	McGowan, 1971; Buckus <i>et al.</i> , 1977; Reid <i>et al.</i> , in press.
Currents	McGowan, 1971, 1974.
Eddies	Brinton, 1976; Omori and Gluck, in press.
Rings	Wiebe <i>et al.</i> , 1976; Wiebe and Boyd, 1978; Chamberlain, 1977.
Upwelling	Cowles <i>et al.</i> , 1977; Walsh <i>et al.</i> , 1977.
River Plumes	Calef and Grice, 1967; Kinzer, 1969; Percy and Mueller, 1969.
Island Wakes	Sette, 1955; Uda and Ishino, 1958.
Internal Tides	Kamykowski, 1974, 1976.
Billow Turbulence	Schröder, 1961.
Seiches	Colebrook, 1960.
Oceanic Fronts	Uda, 1959, 1973; Colton <i>et al.</i> , 1975; Pingree <i>et al.</i> , 1976; Savidge, 1976.
Vertical Shears	Angel 1968.
Internal Waves	Schröder, 1962; Fisher and Squire, 1975.
Convective Cells	Oven, 1966; Stavn, 1971; George and Edwards, 1973.

述の基本的な物理過程を伴う海洋構造の場所を Table 3 に示す。この表に見られる力学的環境はブルーミングあるいは赤潮が発生し易いとみなすことができる。

赤潮発生と関係深いこれらの力学的環境の特性をもつ海域のなかでも、特に浮遊体の輸送と集積に関連する流れの収束は、外海域における赤潮の発生にとっては不可欠の条件となることは明らかである。プランクトンの密度増加において、収束は増殖過程を更に加速する物理的作用のひとつであることは、先に論じた植物プランクトンの分布の時空間変動に関する基礎理論で理解される。

このように、赤潮発生に関連する機構は力学的過程と生物学的過程の連結から導かれるが、ほぼ同じ理論は橈脚類など比較的自律運動の小さな動物プランクトンの分布にも応用できることが RAGOTZKIE and BRYSON (1953) によって明らかにされた。それは、動物プランクトンの輸送と濃縮に関する理論と実証であった。動物プランクトンの局在分布に関しても、RICKER (1937) は統計的方法のみならずカルタス湖において実証している。

このような分布形成要因に関して、RAGOTZKIE and BRYSON (1953) は、メンドータ湖のミジンコ水平分布が風によって形成された表層流の流速分布と関連していることを実証した。この観測結果に基づき、先に述べた一連の植物プランクトンの分布変動式を動物プランクトンについても応用し、分裂増殖率や捕食に関する  $R$  の項を除いて次式を採用した。即ち、ミジンコ *Daphnia pulex* の分布量を  $S$  として、ある地点におけるその変動は拡散の作用と変量、すなわち *Daphnia pulex* の個体密度の輸送量に等しいことを 3 次元の空間について表わすものである。(RAGOTZKIE and BRYSON, 1953)

$$\frac{\partial S}{\partial t} = \text{拡散} - S \left( \frac{\partial V_x}{\partial x} + \frac{\partial V_y}{\partial y} + \frac{\partial V_z}{\partial z} \right) - V_x \cdot \frac{\partial S}{\partial x} - V_y \cdot \frac{\partial S}{\partial y} - V_z \cdot \frac{\partial S}{\partial z}.$$

但し、 $V_x$ ,  $V_y$ ,  $V_z$  は  $x$ ,  $y$ ,  $z$  軸上の流速。

この式で右辺の第 2 項は速度の発散を含む項であり、最後の項はプランクトンの輸送を意味する。この式は複雑であるから、実測値を理論的に処理するために  $V_x = 0$ ,  $V_y = 0$  と仮定して  $x$  方向の流れとプランクトン密度分布を観測すれば、次のように水平方向の項だけを考えた簡単な式となる。

$$\frac{\partial S}{\partial t} = \text{拡散} - S \cdot \frac{\partial V_x}{\partial x} - V_x \cdot \frac{\partial S}{\partial x}.$$

ここに、右辺の第 2 項は速度の水平発散、最後の項はプランクトンの水平輸送を表わしている。RAGOTZKIE and BRYSON (1953) はメンドータ湖の観測値をこの式で理論的に処理して、動物プランクトンの表層分布には湖水運動による機械的な密度濃縮と輸送という 2 つの物理的複合過程が作用しているとの結論を得たわけで、海の表層に生活するプランクトンなど浮遊体も風による流れの作用のために不均一な分布をする可能性が裏付けされたことになる。このような事実は、夜光虫赤潮や小型ネクトン類の集積機構の説明にも有用となるであろう。

### 3. プランクトンの局在分布 (パッチ) の諸説と赤潮

プランクトンの局在分布 (spatial heterogeneity, patchiness) が注目されるようになって以来、赤潮発生の機構に関する物理的・生物的過程の解明に向って研究が進展しつつあることは、赤潮研究の重要な発展を意味するものである。

このプランクトン分布様式については、uneven distribution, spatial heterogeneity あるいは patchy distribution などの用語で表現されている。定量的な測定結果を用いて生産力の分布、あるいは生物量の分布などの研究をしようとする場合に、どんな方法や機器を用いてサンプリングを行なっても、時空間分布に変動がみられることが知られている。その根底にはプランクトンの分布様式に問題があり、測定値の処理方法が解明されない限り明快な結論が得られず、常に仮定を入れた解析に終る場合が多い。このことがパッチ研究の必要性

が強く要望され、またその成果が期待される理由でもある。

HARDY (1936) および HARBISON (1983) によれば、このプランクトン分布に関連する歴史上の有名な論争は HAECKEL (1890) と HENSEN (1887) の両碩学によって火蓋が切られたが、その後 HARDY (1936) が Discovery Reports に発表した論文によって、軍配は HENSEN に上げられ、この問題は今世紀の初めに決着をみた。即ち、HARDY (1936) はプランクトンのパッチ状分布を初めて実測解析したのである。この HARDY の実証と推定によって海洋におけるプランクトンのパッチ状分布が重要視され、RICKER (1937) は早速 Fisher の分散分析法を応用して、実証を試みた。CUSHING (1962) によればパッチは常に生命活動の種々のパラメーターがもっている変動性によって発生している。例えば、 $R$  を実際の海中の基礎生産力、 $D_c$  を補償深度、 $D_m$  を混合層の深さとすれば、 $R=R_0 \times (D_c/D_m)$  の関係式が得られる。ただし、 $R_0$  は植物プランクトンのポテンシャル生産力である。

この  $D_c/D_m$  は海域の生産力特性をよく表わし、熱帯海洋では  $D_c/D_m \approx 1$  の値が得られるが、北海では春先に  $D_c/D_m \approx 0.1-0.3$  の値が得られた。これによってみると、 $D_c$  が変化したり、あるいは  $D_m$  に変化がある場合は、それに伴って  $R$  に変化が現われる。その値は、熱帯海域における 10-20% から北海における 200-300% の範囲の変動が見込まれる (CUSHING, 1962)。このように、北海においてはパッチ発生率に変動が大きく、熱帯海域においては低いことから、熱帯海域では安定性の高い生産系が期待された (CUSHING, 1962)。すなわち、緯度が高い海域程プランクトンのパッチ状分布が起り易いと言う考えになる。

CUSHING (1962) が導いたこのような思考は、既に GRAN and BRAARUD (1935) によるフェンディー湾とメーン湾を中心に春季珪藻のブルーミングの発生原因の考察に始まり、RILEY (1942) によるこの発生機構の研究において存在していた。すなわち、海水の鉛直混合を赤潮発生の重要な物理的条件のひとつとして着目したのである。

このように、プランクトンの不連続分布の機構が海洋観測によって得られたデータにもとづいて論議が展開されるなかで、次にあげるような幾つかの理論が発表された。

#### i) Anderson 説 (1952)

ANDERSON がメキシコ湾漁業調査報告のなかで論じたもので、赤潮が発生するためには孤立して周辺の水と混合しない水塊の出現が必要であると言う理論展開を試みたものである。

この孤立水塊説によって静かな沿岸水域や内湾の小規模赤潮発生の機構が多くの赤潮情報に基づいて説明できる (ROUNSEFELL and NELSON, 1966)。

#### ii) Kierstead-Slobodkin 理論 (1953)

Anderson 説の翌年発表された理論。赤潮が形成される初期条件を探る際に組立てた理論で、最小臨界長水塊説 (minimum critical size for water mass) あるいは独立水塊説 (discrete water mass) とも言われてきた。赤潮が発生する場合の初期条件として、栄養塩類が充分溶存している静かな水塊中でスポット状にプランクトンブルームが発生するためには、そのプランクトンの集団増殖率が拡散率を上まわる必要がある、と考えて理論的な物理過程と生物過程の結合理論を展開した。この観点から、最近ではプランクトンの増殖率と拡散のバランス・モデルとも称されている (ODUM, 1983)。あるいは、植物プランクトンの生産が空間における拡散によってバランスが保たれている状態を表わす理論という観点から自触媒モデル (autocatalytic model) とも言われている。

このモデルは植物プランクトンの不安定な増殖過程かプランクトンの不安定な分散過程のいずれかの状態を表わすもので、これを安定状態の理論式をもって解く時に、対象水塊の臨界規模が求められるとして、その場合の長さ  $l_c$  は次の式で得られる。すなわち、

$$l_c = \pi \sqrt{D/r_p}$$

ここに、 $D$  は拡散係数、 $r_p$  は植物プランクトンの分裂増殖率を表わす。

従って、この  $l_c$  より小さなプランクトンのパッ



チは水の擾乱によって分散されることになる。

直径  $l_c$  の円形パッチの中で植物プランクトンの分裂増殖率  $r_p$  が起こっている場合、 $l$  が小さければこのパッチは混合の影響を受けて漏れ出るのである。しかし、 $l$  が充分大きければパッチの内部の植物プランクトン増殖率は分散作用の影響を打消すことができるとすると、パッチ内の植物プランクトン個体密度は増加することになる。

このような例で求められる水塊の臨界規模は次式で表わすようになる。すなわち

$$l_c = 4.8 \sqrt{D/r_p}.$$

実際にこの理論によって赤潮の大きさを推算してみると (STEELE, 1976), 植物プランクトンの分裂が 1 日あたり 1 回と 0.1 回 (doubling time が 1 日と 10 日) の場合のパッチの取り得る最小規模はそれぞれ 2 km と 50 km 程度になる。

### iii) 拡散調整増殖説

赤潮を形成するプランクトンの集団生長が増殖と拡散のバランスに依存しているという観点から ODUM (1983) はこれを拡散調整群生長 (diffusion-regulated growth) の増殖の特性をもつ現象とみて、システム生態学的にモデルを論じた。

すなわち、フロリダ近海の静穏な時に発生する鞭毛藻類の集団生長について、赤潮の拡散調整集団モデル (diffusion regulated population model) を組立てた。これは赤潮がひとつのシステム生態学的モデルとして取扱われることを示しており、ここにも赤潮研究の新しい方法が開拓されつつある。

### iv) 外海域赤潮発生機構説 (CHEW, 1956)

赤潮発生要因として、陸起源の栄養塩類が重要であることが GUNTER *et al.* (1948) や KETCHUM and KEEN (1948) 等によって指摘されている。また Kierstead-Slobodkin モデルにおいても栄養塩類が充分豊富に含まれた環境が前提となっている。

赤潮研究におけるフロリダ学派のなかでも理論派として知られる CHEW (1956) は、フロリダ西沿岸における大規模赤潮の発生初期条件として陸起源の栄養塩類が赤潮頻発海域の沖左旋環流に加入してゆき、沖合水の淡水稀釈がある範囲まで進

行する。CHEW (1956) はこの汽水の分布、持続特性が Kierstead-Slobodkin モデルの拡大解釈に適合するかどうかに着目した。このために河川水が海域に流出して汽水塊が沖合に形成された場合、その分布はレンズ状をなして周囲に沖合水との間に不連続分布が認められるとして、不連続面の角度をひとつの重要な赤潮発生予測のパラメータとした。そして、海上で形成された汽水の分布形状は、その汽水の保存性 (持続性) を反映しており、赤潮発生の原因をなすことが考えられるとし、これに基づいた赤潮発生の予測式を提示している。

このように、Kierstead-Slobodkin の赤潮理論は自触媒的集団増殖の思考に導かれた深い内容をもっているが、CHEW (1956) が述べているように、外海で赤潮が大規模に発生する場合にみられる水理学的環境条件には変動が大きく、赤潮発生の予測モデルを組立てるにはなお実況のデータ解析による赤潮の発生機構の仮説と理論の間に隔りが感じられる。

### v) Kierstead-Slobodkin 理論の補正

赤潮の発生過程は、生物学的変化率 “ $R$ ” の項が含む生物学的過程を解析することによって理解される。この “ $R$ ” がもつ変化率は先に述べた Kierstead-Slobodkin 理論には一部分しか考えられていない。STEELE (1976) の式においては、 $r_p$  が分裂増殖率だけを考えていて、個体の死亡による減少率を具体的にに入れていないところに不十分な点が指摘された。STEELE (1976) による臨界パッチ長の式 (但し円型を考える) では  $I_c = 4.8 \sqrt{K/r_p}$  の  $r_p$  が小さい程パッチの臨界規模直径  $I_c$  は大きくなるから、 $r_p$  は植物プランクトンがもつ固有の増殖率と植食動物による捕食との差をとって  $r_p$  の値とすべきとしている。これに対して、PLATT and DENMAN (1980) は捕食による変化率を入れて理論の修正を行なった。ここに、IVLEV (1961) の捕食関数を用いて、

$$l_c = \pi \left( \frac{V}{b - R\Delta} \right)^{1/2} \text{ なる式を導いた (WROBLEWSKI and O'BRIEN, 1976; PLATT and DENMAN, 1980 による)。}$$

但し、 $l_0$  はパッチの大きさ、 $R$  は最大捕食量 (concentration  $\text{sec}^{-1}$ )、 $\Delta$  は Ivlev 常数 (conc. $^{-1}$ )、 $V$  は拡散係数、 $b$  は植物プランクトン増殖率。

このようにして Kierstead-Slobodkin 理論は、特異な植物プランクトンの動的生態学の課題である赤潮の発生過程に対して、より一層実相に迫る理論に展開されてきた。

#### vi) 局在分布理論に関する観測

これまでに赤潮の発生過程を解明するために、プランクトンの局在分布理論が進展されている。しかし、実際の海中で植物プランクトン細胞の増殖率と拡散がどのように時空間的に作用してゆくか、また、海洋の現場におけるパッチ形成過程が実際にはどのようになされているかは明らかにされていない。この問題を解明するために最も大きな努力を払ったのは ASTHEIMER (1983) であろう。ASTHEIMER はオスロからコペンハーゲンに至る間の諸海峡に起こる植物プランクトンの春季ブルーミングの発生消滅過程を追跡観測し、KIERSTEAD and SLOBODKIN (1953), SKELLAM (1951) 等の諸説を現場観測によって実証しようと計画したものである。観測結果の処理に当たって初期条件として次のような興味ある前提条件を想定した。春季植物ブルーミングの初期条件の仮設である。すなわち、まず珪藻類にとって好適な環境条件になっている場所で発生したパッチに向けて、冬の活性低下期が過ぎて旺盛な活力を回復し

た数個の植物プランクトン細胞が指数的に増殖し始める時に春季ブルーミングが起こる (Fig. 9)。

こうして出来た多数のパッチ核がその周辺の環境に向けて代謝物質を放出する間に、それらのパッチ核は融合するであろう (Fig. 9-B)。

次に、時間の経過とともに、ひとつのプランクトン分布の最高密度の中心部分が持続される。従って、この中心部分は基礎生産力の最高部分となつて、これが最終的には臨界規模に達するであろう。

こうして出来たパッチの形状は、水平拡散と鉛直拡散との相対的速さによって決まってくる。ここで、もしも現場密度に勾配があると、植物プランクトンは更に水平的に混合し、その後引続いて表面に向けて、あるいは海底方向に混合してゆくであろう (Fig. 9-C)。

その後、光と栄養塩類の濃度などの条件次第では、このパッチは更に増大を続けて、増殖率が定常状態になり、また一方では拡散が定常的になるまでパッチは成長を続けて、やがて植物プランクトンの均等分布層の中に埋蔵されてしまう (Fig. 9-D)。このように、これまでのパッチ論に欠けていた自然発生の実像に近づいた具体的説明がなされ、赤潮の形成過程を具体的に把握する知見が得られた。それでもなおパッチ発生の初期条件について、これまでに知られてきた単相ブルーミングあるいは  $r$ -選択とみられるプランクトンの生理生態に関する知見を活用することはなされていない。

ASTHEIMER (1983) も述べているように、彼の研究はパッチの発生過程を単純化して論じたもので、実際には例えば内波、移流、気象条件などの力学的環境、あるいは種がそれぞれにもっている異った増殖率のプランクトン群集の種組成や捕食などの生物学的特性、その他栄養欠などによってパッチの発達過程は様々であることは容易に理解される。彼は更にまた発達しつつある一つのパッチについて混乱すること無しに長時間観測を続けても、必ずしも真実をとらえることは出来ないであろうと論じて、パッチ発生機構を前提とする赤潮過程の実相を海洋の現場で追跡することが如

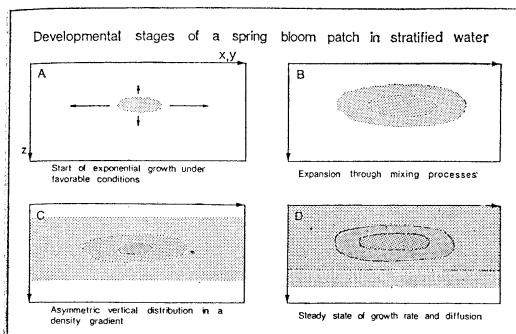


Fig. 9. Model for the first developmental stages of the spring bloom in stratified water, starting from a single patch nucleus (A) to a fully developed bloom (D). Detailed description in the text. (ASTHEIMER, 1983)

何に困難であるか、研究の海洋現場体験による貴重な意見を述べている。

以上において、海洋生物学者や海洋物理学者がどのような認識と理論をもって赤潮発生機構の解明に取組んだか、その主な研究の歴史をたどって、赤潮と言う海の生物現象の実態に迫ることを試みた。

深く探り、それによって海がもっている生物現象の特異な点が明らかとなり、同時に研究を更に掘下げる程、次々に理論が迫る赤潮の実態にはなお深いところに生物生態学の課題が潜んでいるように思われる。

### む す び

歴史的にみて、ブルーミングの研究は光合成を行なうプランクトンの大増殖過程を観測し、また記載することに始まり、その後赤潮の情報解析における理論の導入がなされるようになって、赤潮の調査は本格的な研究の段階へと進展した。この理論の中心をなすものは赤潮プランクトン個体の集積作用に焦点が向けられ、本稿に述べたような理論が持込まれ、赤潮の実況のみならずその理論的裏付けがなされるようになった。

そのなかで、臨界深度と混合層の深さの関係がブルーミングと深く関連しており、これら2つの条件は海象、気象の変動と密接な関係のあることが解明され、この理論は中緯度から高緯度の海洋においてブルーミングの予測モデルとされている。また、赤潮は海の表層にみられる生物現象であるから、海上気象と海洋表層との相互関係に着目され、ここにラングミュア対流セルの発見が赤潮と結びつけて論議され、また Lafond-Kamiowski の内波に連動する海表面の収束線が赤潮の分布のパターンを決定することが解明された。これらの理論はいずれもプランクトン個体の物理的集積作用という点で共通しているが、同時にまた近年展開されつつあるパッチの形成に関する理論も赤潮発生要因の説明に欠くことの出来ない手段となってきた。

人々は海の表層でこのような幾つかの物理的集積過程によって出来たプランクトン分布の形状と

色によって赤潮を見るのであるが、このような海面における現象は気象海象の諸過程がプランクトン現象を組込んで、連鎖的に要因の時間的接続が進行した結果見られるもので、環境システムが動的に働いた結果である。要因連鎖過程と呼ばれるこの機構は、その中心が輸送機構となっていることも注目される場所である。また、海洋において表層の鉛直混合の後に起こる安定度の強化も気象(太陽熱と風)に左右され、鉛直安定度の尺度とされるリチャードソン数が赤潮の発生機構解明に注目されるようになった。

わが国の内外を問わず、赤潮を見て深い興味と原因を探る科学的心の動きがある人々が、必らず天気と赤潮の発生とを結びつけて綜観的に赤潮を論じてきたことは、多くの文献や資料によって知ることができる。そして、赤潮の動的な研究即ち力学的環境の観測とデータの数理的な解析および近代生態学の研究方法の導入によって、その発生機構が少しずつ明らかになってきている。それと同時に赤潮研究が世界の沿岸住民にとって環境問題となる水質との関係からみた発生機構の解明、あるいは漁業者にとって災害を防ぐための発生予測など、被害回避に役立つようになるには、今後より一層多分野総合解析的な方向に発展する必要があると思われる。赤潮の現象が多分野の総合研究によってのみ解明されることは、本文の内容からもその一端が窺えるであろう。

この報告では、赤潮の力学的環境という観点を中心にして、主として理論の裏付けをもった研究論文を取上げて紹介し、評価を試みた。しかし、これは赤潮現象のひとつの側面とみるべきである。

### References

- ALLEN, W. E. (1946): "Red water" in La Jolla Bay in 1945. *Trans. Amer. Microscop. Soc.*, **65**, 149-153.
- ANDERSON, W. W. (1952): Gulf Fishery Investigations. *In* Annual Report for the Fiscal Year 1952, Branch of Fishery Biology, Fish Wildl. Serv., 16-18.
- ASTHEIMER, H. (1983): Phytoplankton spring bloom patches in the Skagerrak, Kattegat and Bornholm Basin. *In* North Sea Dynamics, ed. by SÜNDER-

- MANN, L. and W. LENZ, Springer-Verlag, Berlin, 611-631.
- BERGE, G. (1962): Discoloration of the sea due to *Coccolithus huxleyi* "bloom". *Sarsia*, **6**, 27-41.
- BLASCO, D. (1977): Red tide in the upwelling region of Baja California. *Limnol. Oceanogr.*, **22**, 255-263.
- CHEW, F. (1956): A tentative method for the prediction of the Florida red tide outbursts. *Bull. Mar. Sci. Gulf and Caribbean*, **6**, 292-304.
- CLENDENNING, K. A. (1959): Red tide in relation to organic pollution of coastal water. *Univ. Calif. Inst. Mar. Resources Ref.* **59-4**, 12-13.
- CUSHING, D. H. (1962): Patchiness. *Rapp. Proc.-Verb. Cons. perm. int. Explor. Mer*, **153**, 152-164.
- DI TORO, D. M., D. J. O'CONNOR and R. V. THOMANN (1971): A dynamic model of the phytoplankton population in the Sacramento-San Joaquin Delta. *In* Nonequilibrium systems in natural water chemistry, No. 106, American Chemical Society, Chapter 5, 131-180.
- ENOMOTO, M. (1959): Studies on plankton off the west coast of Kyushu. II. On conditions for the vernal blooming of phytoplankton. *Bull. Jap. Soc. Sci. Fish.*, **25**, 172-182.
- GRAN, H. H. and T. BRAARUD (1935): A quantitative study of the phytoplankton in the Bay of Fundy and the Gulf of Maine (including observations on hydrography, chemistry and turbidity). *J. Biol. Bd. Can.*, **1**, 279-467.
- GUNTER, G., R. H. WILLIAMS, C. C. DAVIS and F. G. W. SMITH (1948): Catastrophic mass mortality of marine animals and coincident phytoplankton bloom on the west coast of Florida, November 1946 to August 1947. *Ecol. Monogr.*, **18**, 309-324.
- HARBISON, G. R. (1983): The structure of plankton communities. *In* *Oceanography: The Present and Future*, ed. by BREWER, P. G., Springer-Verlag, New York, 17-33.
- HARDY, A. C. (1936): Observations on the uneven distribution of oceanic plankton. *Discovery Reports*, **11**, 511-538.
- HAURY, L. R., J. A. MCGOWAN and P. H. WIEBE (1978): Patterns and processes in the time-space scales of plankton distributions. *In* *Spatial Pattern in Plankton Communities*, ed. by STEELE, J. H., Plenum Press, New York and London, 227-327.
- HOLMES, R. W., P. M. WILLIAMS and R. W. EPPLEY (1967): Red water in La Jolla Bay, 1964-1966. *Limnol. Oceanogr.*, **12**, 503-512.
- IVLEV, V. S. (1961): *Experimental Ecology of the Feeding of Fishes*, translated from the Russian by Douglas SCOTT, Yale University Press, New Haven, 1-302.
- KAMYKOWSKI, D. (1974): Possible interactions between phytoplankton and semidiurnal internal tides. *J. Mar. Res.*, **32**, 67-89.
- KETCHUM, B. H. and J. KEEN (1948): Unusual phosphorus concentrations in the Florida red tide sea waters. *J. Mar. Res.*, **7**, 17-21.
- KIERSTEAD, H. and L. B. SLOBODKIN (1953): The size of water masses containing plankton blooms. *J. Mar. Res.*, **12**, 141-147.
- KOFOID, C. A. (1911): *Dinoflagellata of the San Diego region. IV. The genus Gonyaulax*, with notes on its skeletal morphology and a discussion of its generic and specific characters. *Univ. Calif. Publ. Zool.*, **8**, 187-286.
- KREBS, C. J. (1978): *Ecology: The Experimental Analysis of Distribution and Abundance*, Second edition. Harper & Row, Publishers, New York, 1-678.
- LE FÈVRE, J. (1979): On the hypothesis of a relationship between dinoflagellate blooms and the "AMOCOCADIZ" oil spill. *J. mar. biol. Ass. U. K.*, **59**, 525-528.
- MARSHALL, P. T. (1958): Primary production in the Arctic. *J. Cons. Perm. Internat. Explor. Mer*, **23**, 173-177.
- MULLIGAN, H. F. (1975): Oceanographic factors associated with New England red tide blooms. *Proc. 1st Internat. Conf. Toxic Dinoflagellate Blooms*, Wakefield, Mass., p. 23-40.
- ODUM, H. T. (1983): *Systems Ecology: An Introduction*. J. Wiley & Sons, New York, 644pp.
- PARSONS, T. R., L. F. GIOVANDO and R. I. LEBRASSEUR (1966): The advent of the spring bloom in the eastern subarctic Pacific Ocean. *J. Fish. Res. Bd. Canada*, **23**, 539-546.
- PINGREE, R. D., P. R. PUGH, P. M. HOLLIGAN and G. R. FORSTER (1975): Summer phytoplankton blooms and red tides along tidal fronts in the approaches to the English Channel. *Nature*, **258**, 672-677.
- PINGREE, R. D. (1978): Mixing and stabilization of phytoplankton distributions on the northwest European continental shelf. *In* *Spatial Pattern in Plankton Communities*, NATO Conference Series, **4**: Marine Sciences, 181-220.
- PLATT, T. and K. L. DENMAN (1980): Patchiness in phytoplankton distribution. *In* *The Physiological Ecology of Phytoplankton*, ed. by MORRIS, I., *Studies in Ecology*, **7**, 413-431. Blackwell Sci. Pub., Oxford, Boston.
- RAGOTZKIE, R. A. and R. A. BRYSON (1953): Cor-

- relation of currents with the distribution of adult *Daphnia* in Lake Mendota. J. Mar. Res., **12**, 157-172.
- RICKER, W. E. (1937): Statistical treatment of sampling processes useful in the enumeration of plankton organisms. Arch. Hydrobiol., **31**, 68-84.
- RILEY, G. A. (1942): The relationship of vertical turbulence and spring diatom flowerings. J. Mar. Res., **5**, 67-87.
- RILEY, G. A. (1943): Physiological aspects of spring diatom flowerings. Bull. Bingham Oceanogr. Coll. **8**(4), 1-53.
- RILEY, G. A., H. STOMMEL and D. F. BUMPUS (1949): Quantitative ecology of the plankton of the western North Atlantic. Bull. Bingham Oceanogr. Coll., **12**, Art. 3, 1-169.
- RILEY, G. A. (1951): Oxygen, phosphate and nitrate in the Atlantic Ocean. Bull. Bingham Oceanogr. Coll., **13**, Art. 1, 1-126.
- RILEY, G. A. (1957): Phytoplankton of the north central Sargasso Sea. Limnol. Oceanogr., **2**, 255-270.
- ROUNSEFELL, G. A. and W. R. NELSON (1966): Red tide research summarized to 1964 including an annotated bibliography. U. S. Fish. Wildl. Ser., Spec. Scient. Rept., No. 535, 88pp.
- SEIWELL, H. R. (1937): The minimum oxygen concentration in the western basin of the North Atlantic. Pap. Phys. Oceanogr. Meteorol., **5**, 1-24. Cambridge and Woods Hole, Mass.
- SKELLAM, J. G. (1951): Random dispersal in theoretical population. Biometrika, **38**, 196-218.
- STEELE, J. H. (1976): Patchiness. In The Ecology of the Sea, ed. by CUSHING, D. H. and J. J. WALSH, Blackwell Scientific Publ., London, 98-115.
- SVERDRUP, H. U. and R. H. FLEMING (1941): The waters off the coast of southern California, March to July, 1937. Scripps Inst. Oceanogr., Bull., **4**, No. 10, 261-378.
- SVERDRUP, H. U., M. W. JOHNSON and R. H. FLEMING (1942): The Oceans. Prentice-Hall Inc., New York, 1-1087.
- SVERDRUP, H. U. (1953): On conditions for the vernal blooming of phytoplankton. J. Cons. perm. internat. Explor. Mer, **18**, 287-295.
- TANGEN, K. (1977): Blooms of *Gyrodinium aureolum* (Dinophyceae) in north European waters, accompanied by mortality in marine organisms. Sarsia, **63**, 123-133.
- TSUJITA, T. (1981): Red tide in the world. A way to approach the nature of red tides. Bull. Jap. Soc. Fish. Oceanogr., **39**, 56-61 (in Japanese).
- TYLER, M. A. and H. H. SELIGER (1978): Annual surface transport of a red tide dinoflagellate to its bloom area: Water circulation patterns and organism distributions in the Chesapeake Bay. Limnol. Oceanogr., **23**, 227-246.
- VAN LIERE and L. R. MUR (1980): Occurrence of *Oscillatoria agardhii* and some related species. In Hypertrophic Ecosystems, ed. by BARICA, J. and L. R. MUR, Developments in Hydrobiology, **2**, Dr. W. Junk b. v. Publishers, The Hague, Netherlands. 67-77.
- WINTER, D. F., K. BANSE and G. C. ANDERSON (1975): The dynamics of phytoplankton blooms in Puget Sound, a fjord in the northwestern United States. Mar. Biol., **29**, 139-176.
- WROBLEWSKI, J. S. and J. J. O'BRIEN (1976): A spatial model of phytoplankton patchiness. Mar. Biol., **35**, 161-175.
- WYATT, T. and J. HORWOOD (1973): Model which generates red tides. Nature, **244**, 238-240.
- WYATT, T. (1975): The limitations of physical models for red tides. Proc. 1st Internl. Conf. Toxic Dinoflagellate Blooms, ed. by LOCICERO, V. R., Mass. Sci. Tech. Found., Wakefield, Mass., 81-93.

## 海浜の効用—アメニティ機能と海洋療法\*

野 村 正\*\*

### Efficacité des côtes et rivages de la mer—aménité et thalassothérapie\*

Tadashi NOMURA\*\*

**Résumé:** L'efficacité des côtes et rivages de la mer est décrite au point de vue de l'aménité. La thalassothérapie en France est brièvement présentée. L'auteur met l'accent sur l'importance des côtes et rivages de la mer en thalassothérapie et aromathérapie à comparer avec la phyto-aromathérapie dans les bois.

#### 1. はじめに

衆知のように、わが国は3600を越える島からなる島国であるが、その面積に比して29,000 kmと長い海岸線を有している<sup>1)</sup>。しかし、もはや美しい自然海岸は残り少なくなるのではないかと危惧されており、人間の通性というか開発志向と利益追求の前に、単なる自然愛好の精神論だけでは、わが国沿岸の自然美を維持することは困難な状況に立至っている。

人間が海岸や海浜をいかに改造し利用して来たかという歴史的展望や、水産工学的あるいは海洋開発の展開などについては数多くの著書がある<sup>2-6)</sup>。他方、環境の保全や自然生態系の意義を強調し<sup>7)</sup>、乱開発を批判する主張もなされている<sup>8,9)</sup>。すなわち、生態学的重要性の認識を背景として、美しい海岸の価値を見直そうという立場である。砂浜のもつ浄化作用も重要な海浜の効用の一つであるが<sup>10,11)</sup>、たまたま、栗原康教授(東北大学理学部)に、「近年とみに森林浴の意義と効用が宣伝されているが、海浜浴についてはどうか」という問を寄せられ確答に窮した。そこで、これに関する文献調査を行ったところ、この面の資料は意外に少なく、かつ学問的なものとなると更に少ない。

現在まで知りえたものを取まとめたものが本文であり、大方のご批判と新情報のご教示を仰ぎたいと思う次第である。

#### 2. アメニティ機能

自然美や景観の価値を学問的に求めるとなるとなかなかむずかしいけれども、自然生態系の意義を積極的に模索し、科学的にその効用を見出そうとして、人間環境におけるアメニティ機能の評価の研究が行われている。

元来、快適性は五官(視、聴、嗅、味、触覚)によって感知されるが、外部受容器を通して得られる海洋および海浜環境の快適性をひろってみるとおよそ次の如くなる。

i) 視覚—自然景観の美、空間性、海空の色調、自然生物観賞

ii) 聴覚—波のリズム、振動、松籟、生物の鳴声

iii) 嗅覚—大気の清浄、潮の香

iv) 味覚—新鮮魚貝や藻類の風味

v) 触覚—大気の流動、海浜のエーロゾルなどの皮膚・粘膜への感覚

ここでの分類は甚だ便宜的なもので、実際には複合的に総合的に増幅されたりして、心理的にも神経内分泌系や、代謝系にも微妙な好影響を与えるものと考えられる。それらの効果のバイオアッセーはかなりむずかしく、従ってその科学的資料は殆ど無に近いものと考えられる。

\* 1984年6月4日受理 Manuscript reçu le 4 juin 1984

\*\* 東北大学農学部 〒980 仙台市堤通雨宮町 1-1  
Faculté d'Agriculture, Université du Tohoku,  
Amamiya-machi 1-1, Tsutsumidori, Sendai, 980  
Japon

快適性は多分に個人的差があり、体質、気質によって海浜におけるその効果も極めて幅広いスペクトルを示すに違いない。自然保護的アメニティ志向に対して、近年、新しい快適性追求が現れつつある。それは海洋レクリエーションの流行と観光資源的諸施設によって得られる人為的快適性である。海は生命のゆりかごであるが故に、海や海辺の環境はいわば生命体に対する保護的な安堵感を与え、何物にも変え難いアメニティ機能を発揮するものと考えられる。従って、その機能を安易に手に入れようと、海の値打をなしくずしにへらして仕舞わぬように配慮することが肝要である。

### 3. 海洋療法

海洋環境におけるアメニティ機能発揮の基本的条件として、その清浄性が前提となることは当然である。「海は人間のすべての汚れを洗い清める」と古くプラトンが述べている。フランスのブルターニュの Quiberon にある海洋療法センターのパンフレットにはそう書いてある。その海洋療法 (Thalassothérapie) とは、海水や海洋生産物を用い、きれいな海洋環境を利用して、心身を癒す方法の総称である。この名称はフランス・アルカッションの Bonnardière という医師によって命名されたといわれている。そして、フランス海洋療法学会は 1959 年に設立されている<sup>12)</sup>。既に他で述べているのでここではくわしく述べないが<sup>13~15)</sup>、西洋医学というよりは多分に東洋医学的色彩の濃い療法であり、わが国の温泉療法に似ている。しかし、海洋療法では資格のある医者が施療し、かつ健康保険がきく点で異っている。つまり、都会生活に疲れたと感じた場合には、海洋療法センターに入り、健康保険によって心身を癒すことができる予防医学的施設である。ヨーロッパの海岸にはかなりの数のセンターがあり、就中、フランス海岸には現在、27 のセンターがある。

海洋療法には通常、次の療法が含まれている。

Algothérapie: phycothérapie (海藻療法)

Alimentothérapie (食餌療法)

Arénothérapie (砂浴療法)

Aérothérapie (大気浴療法)

Balnéothérapie (水浴療法)

Fangothérapie (泥浴療法)

Héliothérapie (日光浴療法)

Hydrothérapie (水利療法)

Mécanothérapie (機械療法)

Physiothérapie (生理療法)

フランスにおける最近の傾向としては、予防医学的利用が増加していること、若い男女やスポーツマンがこの施設を利用し、体調の調整や美容のために滞在するのが流行しているという。従来、利用者は難病 (リュウマチ、関節炎、硬化症など) の患者、老人、身障者のリハビリテーションや、アフターケアなどが多かったのに対し、この新しい傾向は、フランスにおける若い人のアメニティ志向の現れと考えられ、興味深い。海洋療法は温泉療法にくらべ、開放的で明るくスポーツ的な面があり、魅力の一つになっていると考えられる。

近年、わが国ばかりでなく世界的にみて魚食奨励の傾向がみられる。新鮮魚貝類の有効性の実証は VANE らのノーベル賞受賞の業績を背景とし、循環系疾患の予防効果ばかりでなく、海産物による食餌療法の種々の効果の証明の資料は近年とみに増大している<sup>16)</sup>。これも海洋療法の新しい傾向といえよう。

### 4. 潮の香

われわれが海に行った時に、ああ海が近いなと感じさせる、いわゆる潮の香は一体いかなるものか？これを明らかにし、その生理活性の有効性が証明されれば、既述の海洋療法に Aromathérapie (聞香療法: 香道) が加えられることになる。現在のところ、筆者の知る限りこれに関する資料はほとんどないようである。しかし、わが国で磯臭について初めて研究した土屋らの報告<sup>17)</sup>や、海藻の臭、たとえばテルペン類<sup>18,26)</sup>、アミン<sup>19)</sup>、揮発酸<sup>15)</sup>、カルボニル化合物<sup>18)</sup>、含硫化合物<sup>20)</sup>、フェノール化合物<sup>21)</sup>、炭化水素<sup>22)</sup>、ハロゲン化合物など<sup>23~25)</sup>、<sup>30,31)</sup>、海洋生物の香気成分の研究はかなり多数みられる<sup>18,23,28,29)</sup>。しかし、これらはほとんど海洋生物を材料とし実験室内で成分を抽出同定して得ら

れた報告であって、環境科学的な海浜における *in situ* な分析結果ではない。勿論、既報の諸成分は大気中に存在している可能性は大きい。しかし、これらの成分は大気中で活性酸素、光線、水分などの環境要因や微生物の働きによって変成し、新しい物質となって、それを我々が感知している可能性もまた大きいと考えられる。

また、海浜といっても砂浜あり岩礁あり、季節や気象条件によって様々に変動するから、潮の香や磯の香といってもかなり多様なことが予想される。これらの解明は今後の環境科学的研究の成果に待たねばならない。

#### あとがき

経済危機に悩むフランスが、文化政策を推進するために文化予算だけを突出させたという報道があった。さすが文化国家と感銘し、さてわが国はと考えさせられた。しかし日本は本来フランスと同様、ともに文化的で美しい国ではなかったのか？

アクアラングやパチスカーフ以来、率先して日仏友好のため交流を推進してこられた故佐々木忠義会長に敬意を表する次第である。

#### 参考文献

- 1) 荒巻 孚 (1981): 生きている渚. 三省堂. 336 pp.
- 2) 佐々木忠義 (1971): 海洋と開発. 共立出版. 152 pp.
- 3) 環境科学調査会 (1974): 海洋開発の展開. 産業技術会議. 989 pp.
- 4) 藤井清光 (1972): 海洋開発と工学—なぜ海洋開発をするのか. 「海」東大出版会. p. 63-83.
- 5) 水産庁監修 (1980): 水産資料総覧. 地球社. 720 pp.
- 6) 佐久田昌昭 (1975): 海洋と運搬. 共立出版. 186 pp.
- 7) 堀部純男 (1978): 海洋における環境科学の問題点. 「環境科学としての海洋学—2」(堀部純男編). 東大出版会. p. 1-6.
- 8) 堀越増興 (1970): 海洋と生物. 共立出版. 169 pp.
- 9) 宇田道隆 (1974): 海を守る—地球環境と人間の未来. 東大出版会. 228 pp.
- 10) 林 孝市郎 (1979): 砂浜による浄化. 日本水産学

会編「水域の自浄作用と浄化」. 恒星社厚生閣. p. 111-124.

- 11) 桑原 連 (1979): 干潟による浄化. 同上. p. 125-136.
- 12) AUBERT, M. & J. AUBERT (1969): Océanographie Médicale. Gauthier-Villars, Paris. 298 pp.
- 13) 野村 正 (1978): 海洋生物の生理活性物質. 南江堂. 223 pp.
- 14) 野村 正 (1984): 海洋学と医学の夢. 宮城県医師会報, No. 456, 37.
- 15) 野村 正 (1979): 海洋生物資源の有効利用—その現状と展望. ライフサイエンス, 6, 18-24.
- 16) 野村 正 (1983): 海とプロスタノイド—魚食奨励の背景. 化学の領域, 37(5), 76-77.
- 17) TSUCHIYA, Y. and H. BABA (1950): On the irritative odor emitted by *Dilsea edulis*. Tohoku J. Agr. Res., 1(1), 103-195.
- 18) KATAYAMA, T. (1962): Volatile constituents. p. 467-473. In Physiology and Biochemistry of Algae (ed. R.A. LEWIN). Acad. Press, N.Y.
- 19) KNEIFEL, H. (1979): Amines in Algae. p. 365-401. In Marine Algae in Pharmaceutical Science (ed. H.A. HOOPE). Walter de Gruyter, N.Y.
- 20) SCHIFF, J.A. (1979): Sulfur. *ibid.*
- 21) ZAVODNIK, N. (1981): Studies on phenol content of some brown algae from Adriatic Sea. Proc. Xth Intern. Seaweed Symp., Göteborg, Aug. 11-15, 1980 (ed. T. Levring). Walter de Gruyter Co. p. 543-548.
- 22) MÜLLER, D.J., L. JAENICKE, M. DONIKE and T. AKINTOBI (1971): Sex attractant in a brown alga: Chemical structure. Science, 171, 815-817.
- 23) MOORE, R.E. (1977): Volatile compounds from marine algae. Accounts Chem. Res., 10, 40-47.
- 24) LOVELOCK, J.E. *et al.* (1973): Halogenated hydrocarbons in and over the Atlantic. Nature, 241, 194-196.
- 25) LOVELOCK, J.E. (1975): Natural halocarbons in the air and in the sea. Nature, 256, 193-194.
- 26) 黒沢悦郎 (1979): 海産生物のモノ、セスキおよびジテルペン. 日本化学会編「海洋天然物化学」. 学会出版センター. p. 191-200.
- 27) 山田静之 (1979): 新奇構造成分. *ibid.* p. 111-120.
- 28) 山村庄亮 (1979): 芳香族成分. *ibid.* p. 121-138.
- 29) 江口 祝 (1979): 海産物の呈味と香気の成分. *ibid.* p. 216-234.
- 30) 納谷洋子 (1979): 含ハロゲン成分の構造・起源・分布. *ibid.* p. 88-110.
- 31) 蔵多一哉 (1979): 海藻の抗生物質. 日本水産学会編「海洋の生化学資源」, 恒星社厚生閣. p. 80-103.



## Information needs for ocean waste disposal\*

Edward D. GOLDBERG\*\*

### 1. Introduction

The information needs to assess the feasibility of oceanic waste disposal come from a number of disciplines—science, engineering, economics, sociology, among others. That body of knowledge which is necessary for an appropriate assessment by governmental bodies responsible for managing the environment can be designated as “essential information”.

However, oftentimes there are demands by special groups for additional information to satisfy their concerns, either real or imagined. Such additional entries to the decision making process can be characterized as “excess information”, data over and above that needed to make a satisfactory evaluation.

Finally, there is a large volume of “extraneous” or “irrelevant information” churned out by the academe, industry or government, reports that are not aimed at the solution of problems or the answering of pertinent questions but at the satisfaction of individual or group needs to be doing something about ocean waste disposal.

There are several compelling reasons to minimize the production of “excess information” and “extraneous information”. First of all, information has a cost. The identification and acquisition of the essential data utilize available human and non-living resources such as ships, computers and scientific instruments. Clearly, additional expenses are incurred to the overall process through the dilution of any of these resources in the gathering or manipulation of superfluous information.

Also, there is the problem of the retrieval of knowledge. As data banks, abstracting services and the scholarly literature accumulate “ex-

traneous information”, the finding of the “essential information” becomes more and more time-consuming. Sometimes these latter data are obtained two or more times because of the difficulty in extracting previously existing information from the literature. This situation is designated by Professor John Craven of the University of Hawaii as one of “information entropy increase”, an apt description.

Herein, I will consider these problems of the “call for excess information” and the “state of increasing amounts of irrelevant information” in the scientific arena. Finally, I will address the identification of “essential information” in marine waste disposal assessment. I will conclude that such information is usually obtainable with one exception and can be well circumscribed.

### 2. Extraneous information

The large number of trivial papers in the “black and white” and grey literature poses an easy target for criticism. An appraisal of any issue of the international journal MARINE POLLUTION BULLETIN, for example, reveals the majority of the reports have no obvious relevancy to the political process of protecting environmental resources. But it must be emphasized that many of these presentations do come from mission-oriented governmental agencies and there has been a cost in the prosecution of the research. In a brief examination of this problem of “extraneous information” I would like to consider a recent publication that might well be described as an exotic.

The research involved the concentrations of the anthropogenic, chlorinated hydrocarbons (PCBs, DDT and dieldrin) in cats on a remote, uninhabited island of the Southern Ocean, Marion Island. (GARDNER, 1984).

The cats are at the apex of the food chain and they feed primarily on burrowing seabirds. The concentrations of DDT residues and the PCBs

\* Received May 24, 1984. The B. H. Ketchum Award Lecture, Woods Hole Oceanographic Institution, April 30, 1984.

\*\* Scripps Institution of Oceanography, La Jolla, California 92093, USA

in their fats are unusually high with means of 14 and 30 parts per million wet weight respectively.

But of what use are these data to the South African National Institute for Water Research that sponsored this investigation or to the world environmental science community? The high levels of the PCBs exceed those of the U.S. Food and Drug Administration for the consumption of animals as human food. Yet there are no individuals who prey upon these cats. But what about the health of the cats? There is no indication that the sponsoring agency has any intent of pursuing this issue. The island's relative isolation from human society indicates that long range atmospheric transport of these anthropogenic substances is responsible for their high levels in the cats. However, the disposition of these substances about the southern hemisphere is well documented and attributed to long range atmospheric transport.

Is there any value in these data? The concentrations in cats really can't be compared with those of other mammals such as seals or porpoises for which there do exist data for other parts of the world. To my knowledge there are no analyses on cats elsewhere.

Still the concept of using cats as sentinel organisms for pollutants is attractive. The symptoms of the Minamata Bay Disease which was a consequence of the ingestion of methyl mercurials in seafoods were first detected in cats. My critique of the presentation—an interesting idea accompanied by “extraneous information”.

### 3. Excess information

Citizen groups often call for more information than the professional community has supplied in the consideration of an environmental problem. Clearly, important omissions may be identified by them. Such calls may be used also as self-serving or delaying tactics in reaching a solution for the problem. The recent issue concerned with the disposal of decommissioned, defueled submarine reactor plants provides a case in point.

The problem involves the disposal of the reactor compartment made radioactive by the neutrons which had travelled away from the nuclear reactor. The reactor will have been removed from the submarine and stored separately. The

U.S. Navy has 120 nuclear powered submarines now in operation and 100 of these will be taken out of service within the next 20 to 30 years. Already five have been placed in protective custody awaiting the decision as to the disposal strategy.

The United States Department of the Navy had prepared a Draft Environmental Impact Statement assessing several disposal options on scientific, engineering and economic bases (NAVY, 1982). The first involved land storage of the radioactive part of the submarine at the Savannah River Plant in South Carolina or at Hanford, Washington, both presently existing sites having disposal facilities. An alternative would be the sinking of the entire submarine to the seafloor in waters deeper than 4.0 km, far from a U.S. coast.

The assessment of the options involved potential impacts upon the environment, the use of resources such as land or materials, the impact upon ecosystems, the effects on public health especially upon shipyard workers where protective custody takes place and the relative costs. Sea disposal appeared to be the least costly option. There were no evident impacts upon public health through exposure to radiation in the land or sea disposal options. Twenty years of protective custody results in some radiation exposure to the shipyard workers and in substantial costs. The impacts upon ecosystems were found to be trivial for either land or sea disposal. All in all, the assessment prepared by fifteen scientists appeared to me as substantial and thoughtful. Clearly, there were other alternatives that might have been examined. But such information gathering would have added additional costs to what appears to be an already expensive undertaking.

An environmental group, the Oceanic Society, challenged the validity of the undertaking. The fundamental concern centered “on the absence of detailed knowledge about many aspects of deep sea ecology”. Calls for additional data involved a study of potential pathways of the radionuclides through the marine environment, of the possibility of the accidental sinking of a submarine while being towed to a disposal site, and of the effectiveness of the monitoring program (OCEANIC, 1983). Further, their evalu-

ation expressed dissatisfaction with the presumed irretrievability of the submarines if sunk to the seafloor. However, recent technologies are capable of recovering vessels from the ocean's bottom. The Oceanic Society also argued that there were inadequate considerations given to the land disposal alternatives, especially a novel concept of the use of arid areas where corrosion would be presumably less.

How is such a call for additional information to be evaluated? This is a vexing question. First of all, is this a self-serving request? The Oceanic Society seeks to maintain the oceans in as pristine a state as is reasonably possible. They are less dedicated to the maintenance of natural resources on land. Are the assembled experts who drafted the Oceanic Society paper reputable and knowledgeable about the issues? The Committee Membership who prepared the document included nine people, two of whom have dissociated themselves from the activity. The Oceanic Society document of 26 pages with only generalizations must be compared to the Navy's detailed presentation of around 400 pages. Clearly, the Oceanic Society activities can lead to extended protective custody of the vessels with the predicted increased costs and increased radiation exposure to the shipyard workers.

How is it possible to ascertain whether the Oceanic Society is seeking "essential information"? The answer is of great importance to the Navy, which will incur additional information gathering expenses if the report has valid criticisms. Who then will assess this report? Perhaps the regulatory agency which has jurisdiction over the disposal process. Perhaps it will be the judiciary in the case that the Navy and involved governmental agencies make a decision that is unacceptable to the Oceanic Society which can then litigate.

#### 4. The problem of waste disposal in the U.S.

Each year in the United States there is generated about one ton of hazardous waste per person (OTA, 1983). Hazardous wastes are defined as those that pose a substantial present or potential hazard to human health or to the environment when improperly treated, stored, transported or disposed. To a large extent they come from chemical industry. About ten times

this value, or ten tons per person per year, of benign wastes are produced. Where do these wastes go? Most are discharged on land and herein is the dilemma. About fifty percent of the U. S. population lives within 100 km of a major coast, including the Great Lakes, where the major material utilization takes place (CEQ, 1981). The rate of population increase is greater for the western and southern states where contiguous sea waters will look more and more attractive for waste disposal with time. Legally, ocean discharge of most wastes is prohibited or discouraged today. Still, the oceans appear to be underused for the acceptance of both industrial and domestic wastes (NOAA, 1979).

There are some compelling reasons to reduce waste discharges to land. First of all continued land disposal is jeopardizing the quality of U.S. ground water, which through wells furnishes drinking water to about 50% of the population. Ground water accounts for about 4% of the water in the hydrologic cycle, second only to the marine waters which constitute about 94%. Incomplete and conservative estimates of the extent to which the waters are polluted by industrial and domestic waste disposal practices range between one and over two percent (PYE and PATRICK, 1983).

Especially disturbing is the present husbandry of hazardous wastes. The CEQ (1981) indicates that most of these wastes are disposed of on land—only ten percent adequately. Only two percent are recovered or recycled. Disposal techniques involve lagooning in unlined surface impoundments (50%), dump and landfilling (30%), uncontrolled burning (10%) and deep well injection (10%). Since none of these methods contain the waste effectively, there has resulted this contamination of ground and surface waters.

These potentially hazardous wastes are produced in a rather restricted region of the U. S. (CEQ, 1981). The area around the Great Lakes generates the largest amounts which come from six industries: batteries, primary metals, electroplating, special machinery, paints and waste oil from refining. The Gulf States, another large generator of hazardous wastes, were highest in the production of inorganic and organic chemicals, explosives and pesticides and in petroleum refining.

### 5. Why the oceans?

The history of both hazardous and benign waste disposal into the oceans provides guidance for possible future activities. The United Kingdom has put thousands of kilocuries of radionuclides from its nuclear establishments without any identifiable loss of marine resources (HUNT, 1982). However, there are some scientists who now are concerned that present discharges are posing a health hazard. The coastal ocean off southern California has been receiving the domestic and some industrial wastes from 11 million citizens without any evident long term damage to the marine ecosystems or challenges to public health (NOAA, 1979). There was an incident of DDT discharge from a manufacturing plant through sewer outfalls that did impact upon pelican populations. However, the problem was identified and the pesticide release stopped.

The well documented marine pollution problems have in general been localized to the coastal and estuarine environments with point source inputs such as oil releases from ships. For example, the Minamata Bay mercury poisoning episode involved the direct discharge of methyl mercurials to a water body of restricted circulation. The toxins ascended the food chain reaching the apex in humans and cats.

Rivers and airs transfer the residues from continental weathering processes to the oceans. This is nature's way of handling wastes. As a consequence, seawater has a composition that is toxic to most terrestrial organisms. Further, the oceans possess a self-cleansing ability, through the actions of organisms and through sedimentation, to remove alien materials. An obvious tactic then is to imitate nature and to discharge some of our unwanted materials to the oceans when only slight permutations of seawater compositions result.

Concerns about unacceptable impacts on marine ecosystems and public health must be continually assessed. I have argued that two main marine problems today arise from the entry of phosphates and nitrates into the oceans with the possibility of eutrophication in coastal waters and from the increasing and promiscuous use of hard pesticides in the tropics and in the southern hemisphere (GOLDBERG, 1983).

### 6. Essential scientific information for the ocean option

The scientific information necessary to ascertain the ability of an aquatic environment to accept wastes has been systematized over the past several decades, perhaps most succinctly by the United Kingdom scientists in their regulation of discharges of artificial radionuclides to coastal waters (PRESTON, 1975). A triad of data sets is necessary for a provisional assessment: (1) the composition of the wastes; (2) the dilution factors of the waste following introduction to the receiving waters such that exposure levels can be estimated; and (3) the enumeration of marine concentrations that can cause unacceptable impacts upon living or non-living marine resources. All of these informational needs are intimately connected to each other.

This information, if properly utilized, will allow a surveillance program to be designed to constantly monitor the pollutant levels and possible effects of the discharges upon the most sensitive populations. The strategy has been followed in the United Kingdom for radioactive waste disposal. Annual reports are made for the public. Clearly, their goal is to create a perception of environmental acceptability for the radioactive waste disposal program.

Perhaps, the concept of the assimilative capacity (NOAA, 1979) effectively addresses this problem of environmental acceptability. As originally defined, it was "the amount of material that could be contained within a body of seawater without producing an unacceptable biologic impact". The amount, essentially determined by a titration of polluting substances in the discharged material with the water body, becomes evident at an endpoint. Pollutant concentrations that are determined before the endpoint is reached might be classified as checkpoints. Now the identification of the endpoint is clearly a part of the essential information demanded by environmental scientists. For example, the endpoints have been determined for single substances or groups of substances with like characteristics: the 1.0 part per million by wet weight of mercury or the 5.0 parts per million by wet weight of PCBs in fish consumed by humans. The endpoints for damage to marine organisms and the communities to which they belong are far more

difficult to define. Clearly, a mass mortality is unacceptable. But is an alteration of the communities of organisms inhabiting five percent of the area of the southern California Bight region as a consequence of sewage discharge acceptable or not? Can one define the endpoint as the 1%, 5% or 10% value? This type of problem simply must be faced and will require some innovative and novel concepts for resolution.

The flux and nature of the wastes to be discharged are a part of the essential information. The chemical or physical composition can govern the type of endpoint to be considered. For most purposes we can consider two types of discharge—domestic and industrial. There is a marked similarity in the composition of urban sewage and urban sewage sludge from one place to another. Industrial wastes are highly variable in make-up and are source specific.

Where should our concerns be with respect to protecting the environment and public health from these domestic discharges now entering many coastal regions? Clearly, one cannot analyze discharges for say the 129 priority pollutants of the U.S. EPA on anything but a random and irregular basis. What does conventional wisdom tell us about pollutants that can endanger marine resources? We are clearly aware of past problems with mercury and with the halogenated hydrocarbons. We recognize that the levels of organic matter can exhaust ambient levels of a dissolved oxygen gas and perhaps lead to unacceptable zones of anoxia. Our colleagues in Europe have argued that there can be an epidemic of renal dysfunction throughout northern Europe and perhaps in the United States through continued intake of present levels of cadmium in food, water and air (HUTTON, 1982). Cadmium contents in certain bivalves can be markedly enhanced by anthropogenic inputs to estuarine and coastal waters. But all in all, there are not a large number of materials in domestic wastes worthy of measurement on the basis of what we know now. Also, the information is site specific, for if there are no organisms in a disposal area that concentrate cadmium, there is little reason for extensive measurements of this metal in the discharge.

The problem of what information about industrial wastes is essential for the consideration of

the ocean as a waste receptacle is much more complicated. Perhaps, the rational approach is to consider separately wastes in containers and dispersible materials. In the former case, the high level radioactive wastes provide a text-book example of a proposal for deep ocean disposal of very toxic materials. Clearly, the composition of the materials is essential—some could leak to the overlying waters via diffusion in the sedimentary column. For modeling studies, their amounts and forms are requisite information. Similar considerations can be given to tanks of chemical warfare gases where again leakage following deep ocean disposal can take place.

For most industrial wastes for which there is the possibility of dispersal, as opposed to disposal in containers, the identification of what is essential compositional information rests with a knowledge of the sources. But of greater importance is the singling out of the substance or substances within a waste that can define an endpoint. In the disposal of artificial radionuclides into the oceans from nuclear establishments of the United Kingdom, those radionuclides which could affect humans through ingestion of seafoods or through exposure in beach areas have been identified. Endpoints were then defined on the basis of acceptable limits of radiation exposure by the International Commission on Radiological Protection.

There are two impediments to the adoption of this strategy to most industrial and domestic wastes. First of all, there is the problem of identifying which, if any, of the many components could challenge public health through a return via the food chain from the site of discharge or could disrupt other living resources. Secondly, the radionuclide waste disposal problem primarily concerned impacts upon human health. Yet, the normal concerns with the discharge of non-radioactive wastes relate to impacts upon the marine biosphere. As yet there are no accepted field measurements of sub-lethal impacts which could be judged as acceptable or unacceptable. Although there has been success associated with the U.S. dumping of industrial wastes in the slope waters off New Jersey, the materials have been more or less benign in nature (NOAA, 1979). The tantalizing issue is whether or not we can rationally discharge some amounts

of hazardous wastes into offshore waters.

The vast and bewildering number of compounds that exist in industrial as well as in domestic wastes clearly cannot have their environmental effects evaluated on a one by one basis. We are still groping for the identities of culprit compounds in pollution problems—the case of finrot in fish which is evident in waters receiving domestic wastes. We are not yet aware of the circumstances that give rise to the disease although it is apparently associated with organic materials. Thus, endpoints for waste disposal most probably will depend upon tests for groups of compounds that have deleterious effects upon living systems.

I pose as an example of such a group test that might be useful—the measurement of genetically active substances (GAS), compounds that alter the sequence of bases on DNA, thus altering the encoded genetic information. The impact of these substances can be carcinogenic, mutagenic, or teratogenic. The mutagens are found naturally occurring and are produced by human society. They encompass a wide variety of substances from such organic materials as aflatoxins (fungal toxins) to the combustion products such as benzo(a)pyrene, to radionuclides to metals and petroleum hydrocarbons. Although it is difficult to generalize about any specific characteristics they might possess, many are bioaccumulated by marine organisms and can pose dangers to them as well as to any human predators.

There are some general tests for genetically active substances, perhaps the most famous is the "Ames Test" in which bacterial populations (*Salmonella typhimurium*) are exposed to the suspected substances. The number of mutant bacteria produced by such an exposure, compared to those in controls, provides a quantitative measure of mutagenicity and inferentially of carcinogenicity. The test has the advantage of simplicity, inexpensiveness and sensitivity. The assay has been used in many studies of mutagens in waters.

It is highly possible that similar simple assays for mammals and other higher organisms will be devised in the future. Some investigators argue that chromosomal damage offers a similar type test.

But important problems relating to the adop-

tion of such tests remain. What is the level of carcinogens that can be tolerated in the environment, either with respect to the protection of human health or to organisms? Clearly, the results will involve the antagonistic or enhancing activity of one mutagen upon another or some substance upon a mutagen. Still, the concept of such general tests is appealing especially to those responsible for managing the environment.

The essential information triad is completed with knowledge of the dilution factors at the discharge source and the subsequent environmental levels as a function of distance from the source. This sets up the exposure problem from the injection of the waste into coastal waters. The dilution problem involves the goal of not creating an unacceptable zone of pollution.

The physical processes that disperse the wastes and consequentially reduce the exposure levels include movement by currents, mixing by turbulence and gravitational settling. Biological processes can also act to enhance the settling or deposition rates.

These physical processes vary as a function of season and of location and are dependent upon tides, weather and large scale water movements.

Of primary importance is the initial dilution of the waste whether introduced into coastal waters from a barge or a ship. For disposal sites, the long term concentration, initially modeled on a steady state situation assumes continuous or routinely episodic inputs.

Finally, the identification of the proposed waste site must take into account any unique ecosystem that might be endangered such as a mangrove area, a coral reef, or the habitat for unusual species. Further, there should be an awareness of any commercially utilized species of plants or animals.

## 7. Overview

Like Gaul, the essential scientific and technological information to consider the marine disposal of wastes can be divided into three parts: the source term; the impact upon marine resources; and the mixing or dilution with the receiving waters. The three sets of information are site specific and are interrelated. With such data, monitoring or surveillance programs can be devised to ensure that unacceptable impacts

have not or are not possible of attainment in the near future. All three are necessary before the discharge strategy is devised. But perhaps of greater importance is the sense that all three are available today with the exception of impacts upon ecosystems. Here, perhaps it is best to proceed on an ad hoc basis. And here, of course is the greatest need for innovative research.

### References

- CEQ (1981): Environmental Trends. Council on Environmental Quality, Executive Office of the President, Washington. 346 pp.
- GARDNER, B.D. (1984): Chlorinated pesticides in cats on Marion Island. *South African J. Sci.*, **80**, 43-44.
- GOLDBERG, E.D. (1983): Can the oceans be protected? *Can. J. Fisheries and Aquatic Sciences*, **40**, Supplement 2, 349-353.
- HUNT, G.J. (1982): Radioactivity in surface and coastal waters of the British Isles, 1980. Ministry of Agriculture, Fisheries and Food, Directorate of Fisheries Research, Aquatic Monitoring Report No. 8. Lowestoft, United Kingdom, 35 pp.
- HUTTON, M. (1982): Cadmium in the European Community: a prospective assessment of sources, human exposure and environmental impact. Monitoring and Assessment Research Center Report No. 26. Chelsea College, University of London, 100 pp.
- NAVY (1982): Draft environmental impact statement on the disposal of decommissioned, defueled naval submarine reactor plants. United States Department of the Navy, December, 1982.
- NOAA (1979): Assimilative capacity of U.S. coastal waters for pollutants. Environmental Research Laboratories, U.S. National Oceanic and Atmospheric Administration, Boulder, Colorado, December, 1979. 284 pp.
- OCEANIC (1983): Scientific Committee Report on Draft Environmental Impact Statement on the Disposal of Decommissioned, Defueled Naval Submarine Reactor Plants. The Oceanic Society, Magee Avenue, Stamford CT 06902, March 13, 1983. 26 pp.
- OTA (1983): Technologies and management strategies for hazardous waste control. Congress of the United States, Office of Technology Assessment. 407 pp.
- PRESTON, A. (1975): The radiological consequences of releases from nuclear facilities to the aquatic environment. *In: Impacts of Nuclear Releases into the Aquatic Environment*. International Atomic Energy Agency, Vienna, Austria. 1-23.
- PYE, V.I. and R. PATRICK (1983): Ground water contamination in the United States. *Science*, **221**, 713-718.

## **Eaux froides des profondeurs** —une ressource en énergie des mers—\*

Kenzo TAKANO\*\*

La plupart (94%) des eaux terrestres se trouvent dans les mers. L'eau de mer est froide: 76% de son volume sont à une température inférieure à 4°C et 93% en sont à une température inférieure à 10°C. Sa température moyenne est de 3,8°C, tandis que l'eau de mer de surface est à une température moyenne de 17,8°C. Ici je me propose de décrire brièvement dans quelle mesure cette énorme masse de l'eau de mer froide est utile comme ressource en énergie.

### *1) Refroidissement des centrales*

Une fraction importante des centrales thermiques et nucléaires est installée au bord de la mer pour diverses raisons, dont une est le refroidissement de la centrale à l'eau de mer. Les eaux sortant de la centrale sont plus chaudes et moins denses que les eaux ambiantes dans la zone de rejet. Elles vont alors s'étaler à la surface et former une tache thermique localisée, qui peut avoir un effet écologique très grave.

Si la centrale est refroidie à l'eau des profondeurs au lieu de l'eau de surface, le débit diminuera considérablement parce que celle-là est beaucoup plus froide que celle-ci. De plus la température des eaux sortant de la centrale n'est pas si supérieure à celle de l'eau dans la zone de rejet et peut être même inférieure. La formation de la tache thermique est ainsi supprimée. Il n'est donc plus à craindre que l'eau tiède de surface sortant de la centrale soit recirculée dans la centrale.

Comme les eaux des profondeurs sont pauvres en être vivant, les parois intérieures des tuyauteries sont protégées contre les salissures d'origine biologique. Cela est un autre avantage.

### *2) Énergie thermique (ETM)*

Les eaux froides profondes sont utiles comme source froide d'une machine thermique dont la

source chaude est fournie par les eaux chaudes de surface.

L'exploitation de l'énergie thermique de la mer (ETM) vient d'entrer dans une phase active dans plusieurs pays, alors qu'il existe toujours des polémiques entre ceux qui voient une immense source d'énergie propre sans pollution dans la différence de température de l'eau de mer et ceux qui y voient les installations gigantesques coûteuses et économiquement irréalisables. D'après des estimations récentes, l'ETM est probablement pleine de promesses au point de vue du prix du kilowatt installé et du coût du kilowattheure à côté d'autres ressources en énergie des mers: énergie marémotrice, énergie des vagues et énergie des courants.

### *3) Climatization*

L'électricité produite par une usine ETM peut faire fonctionner le climatiseur. Cependant, l'eau froide pompée en profondeur peut être conduite directement à l'échangeur thermique d'un climatiseur, sans la conversion électrique. Si l'énergie électrique mettant un seul climatiseur en service est utilisée pour le pompage et la circulation des eaux froides profondes qui sont amenées directement à des climatiseurs, elle peut faire fonctionner quelques centaines de climatiseurs au lieu d'un seul, dans une région tropicale favorable où le fond s'incline brusquement vers le large et les eaux profondes sont de facile accès de la côte (STEVEN, 1974, rapport inédit). En outre l'eau douce est fournie comme sous-produit des échangeurs thermiques.

### *4) Aquiculture*

Le pompage des eaux profondes fertilise les couches de surface, car le sel nutritif est plus abondant en profondeur qu'en surface. Les eaux profondes rejetées après l'utilisation à l'ETM ou au climatiseur sont plus froides et plus denses que les eaux de surface dans la zone de rejet. Par suite, la stratification des couches de surface

\* Manuscrit reçu le 2 août 1984

\*\* Institut des Sciences Biologiques, Université de Tsukuba, Ibaraki-ken, 305 Japon



est affaiblie et le mélange vertical des eaux est renforcé, ce qui conduit à fertiliser encore plus les couches de surface et au développement de l'aquiculture.

##### 5) Extraction de l'eau douce de l'atmosphère

Un des problèmes à résoudre dans un grand nombre d'îles isolées est la provision de l'eau douce. Le dessalement de l'eau de mer par des méthodes physico-chimiques est une solution. Une autre solution serait la condensation de la vapeur d'eau contenue dans l'atmosphère par les eaux froides pompées en profondeur. La pression de la vapeur d'eau sur la surface de la mer est de 20 à 30 mb dans les régions tropicales. Elle est à peu près équivalente à une teneur d'eau de 15 à 22 cm<sup>3</sup> par un mètre cube d'air. Si la vapeur d'eau était toute entière condensée sur une surface de 1 m<sup>3</sup> d'un condenseur perpendiculaire au vent à une vitesse de 10 m/s, on obtiendrait de l'eau douce de 15 m<sup>3</sup> par jour. En réalité, le rendement du condenseur n'est pas si élevé et le vent n'est pas toujours si fort non plus. GERARD et WORZEL (1967, 1972) suggèrent tout de même que cette méthode peut être praticable. Elle sert aussi à un climatiseur de grande échelle; l'extraction de la vapeur d'eau abaisse l'humidité de l'atmosphère au-dessus de l'île et fait le milieu agréable, surtout dans la région tropicale humide. D'ailleurs, il n'y a pas de rejet de l'eau à salinité élevée.

##### 6) Energie solaire

Le rejet des eaux froides en surface stabilise des couches inférieures de l'atmosphère, alors que'il déstabilise des couches supérieures de la mer. Il empêche l'atmosphère de monter vers

le haut pour former les nuages et augmente l'énergie solaire incidente à la mer et à la terre. Cela est une bonne situation pour l'utilisation de l'énergie solaire, bien qu'elle puisse donner lieu à la formation de brouillards locaux.

Quand le ciel est peu couvert, la surface de la mer et de la terre est bien chauffée pendant la journée et bien refroidie pendant la nuit. Le contraste thermique de jour et nuit est alors accentué. Le vent de terre et de mer est bien développé. Cela est une condition météorologique favorable à l'utilisation de l'énergie des vagues aussi bien qu'à l'extraction de l'eau douce de l'atmosphère par l'augmentation du débit d'air passant le condenseur. En outre le mélange vertical actif des eaux perturbées par le vent amène l'eau profonde nutritive vers le haut en faveur de l'aquiculture.

Figure 1 schématise les modes d'emploi des eaux profondes.

##### Ressource

L'eau de mer de surface tiède chauffée en basses latitudes est refroidie au cours de son mouvement global vers les régions en hautes latitudes. L'eau de surface bien refroidie à basse température et à haute salinité descend vers les profondeurs et remplit les couches profondes dans les océans mondiaux. De cette manière la différence de température est établie entre les couches de surface et les couches profondes.

WICK et SCHMITT (1977) ont évalué la ressource mondiale en énergie thermique en faisant les hypothèses: (i) la différence de température entre la surface et une profondeur de 400 m est 12°C en moyenne, (ii) la couche de mélange de surface a une profondeur moyenne de 100 m, et

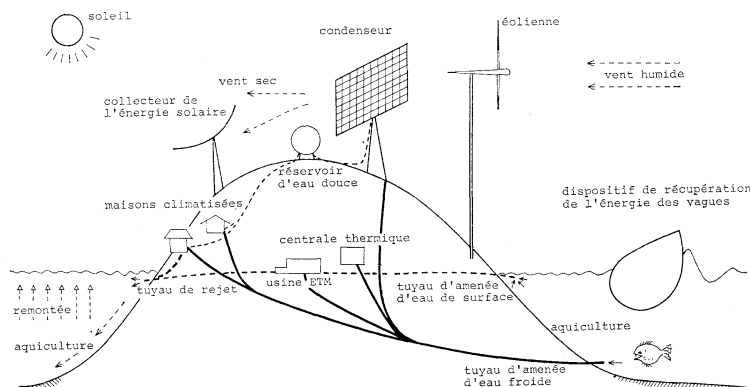


Fig. 1. Utilisation des eaux des profondeurs

(iii) le taux de renouvellement de la masse d'eau profonde est de 1000 ans. Cela posé, il vient:

$$P = E/t = \rho c V \Delta T / t,$$

où  $P$  est la puissance thermique renouvelable,  $E$  l'énergie thermique,  $t$  le taux de renouvellement,  $\rho$  la densité de l'eau de mer,  $V$  le volume de l'eau dans la couche de surface,  $c$  la chaleur spécifique et  $\Delta T$  la différence de température.

Cette relation donne  $P = 50 \times 10^{12} \text{ W}$  pour  $V = 3 \times 10^{16} \text{ m}^3$ . Compte tenu du faible rendement de Carnot (4%) pour une petite différence de température, la puissance disponible est de  $2 \times 10^{12} \text{ W}$  au maximum. Il faut un débit de 2,5 à  $4 \text{ m}^3/\text{s}$  à la source froide d'une usine ETM pour produire 1MW électrique par la technologie actuelle. Il s'ensuit donc qu'un débit de 5 à  $8 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$  est nécessaire pour produire  $2 \times 10^{12} \text{ W}$  électrique. Il convient de noter que le taux de production de la masse d'eau froide en hautes latitudes est estimé à quelque  $40 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$ .

BRIN (1979) a évalué la ressource mondiale d'une autre manière. Le volume de l'eau froide d'une température comprise entre  $0^\circ\text{C}$  et  $4^\circ\text{C}$  est  $1,04 \times 10^{18} \text{ m}^3$  (76% du volume totale). Son âge mesuré par la méthode carbone 14 est de 400 à 2000 ans. Si l'âge moyen est supposé à 1000 ans, on a le taux de renouvellement:

$$1,04 \times 10^{18} \text{ m}^3 / 1000 \text{ ans} = 34 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{s},$$

qui est en accord avec le chiffre ci-dessus  $40 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$ . Comme un débit de 2,5 à  $4 \text{ m}^3/\text{s}$  est nécessaire pour 1MW électrique, la puissance thermique existante est de 0,8 à  $1,4 \times 10^{13} \text{ W}$ , qui est à peu près égale à la consommation mondiale de la puissance actuelle.

Le chiffre de 0,8 à  $1,4 \times 10^{13} \text{ W}$  n'est toutefois pas la puissance renouvelable. Cette dernière devrait être beaucoup plus faible. Le pompage des eaux profondes diminuera la ressource en eau froide, car il accélère la circulation générale de l'eau de mer et affaiblit la différence de température, soit horizontale soit verticale, en réduisant la durée de chauffage et de refroidissement de l'eau de surface.

Cet effet du pompage est évalué d'une manière approchée par un modèle simple montré dans la figure 2. L'océan se compose de trois boîtes; deux dans la couche de surface en basses et hautes latitudes et une en profondeur. La température dans chacune est désignée par  $T_1$ ,  $T_2$  et  $T_3$ . Le débit entre deux boîtes voisines

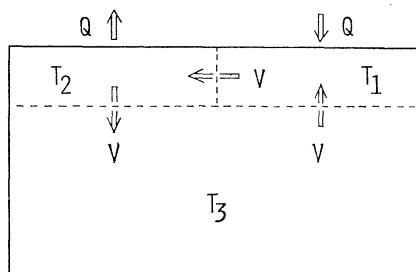


Fig. 2. Modèle à trois boîtes

est désigné par  $V$  et l'énergie thermique entrant ou sortant à travers la surface par  $Q$ . En état permanent, on a:

$$\rho c V (T_3 - T_1) + Q = 0 \text{ et } \rho c V (T_1 - T_2) + Q = 0.$$

Il vient alors:

$$T_2 = T_3 \text{ et } \Delta T = T_1 - T_2 = T_1 - T_3 = Q / (\rho c V).$$

En supposant que le débit  $V$  augmente à  $kV$  ( $k > 1$ ) par suite du pompage et que le flux de chaleur en surface n'est pas changé, on a la différence de température  $\Delta T'$  après l'intervention du pompage:

$$\Delta T' = Q / (\rho c k V) = \Delta T / k.$$

La différence de température se réduit de 9% si le débit augmente de 10% ( $k = 1,1$ ).

Dans la nature  $Q$  diminue quelque peu suivant le changement dans la température de l'eau de surface. La diminution de  $T_1$  et l'augmentation de  $T_2$  augmenteront  $Q$  de façon à modérer l'effet du pompage, pourvu que la condition atmosphérique ne soit pas changée.

Les estimations ci-dessus permettront, bien que très grossièrement, de prendre un aperçu global de la ressource en eau froide et son changement possible par le pompage.

### Bibliographie

- BRIN, A. (1979): Océan et énergie. Editions Technip, Paris, 125 pp.
- GERARD, R.D. and J.L. WORZEL (1967): Condensation of atmospheric moisture from tropical maritime air masses as a fresh water resource. *Science*, **157**, 1300-1302.
- GERARD, R.D. and J.L. WORZEL (1972): Atmospheric moisture extraction over the ocean. *In* Beneficial modification of the marine environment. National Academy of Sciences, Washington, D.C. 116 pp.
- WICK, G.L. and W.R. SCHMITT (1977): Prospects for renewable energy from the sea. *MTS Journal* **11**(5,6), 16-21.

## 日仏海洋学会賞受賞記念講演

### 海洋環境における遷移元素の沈殿機構に関する研究\*

竹 松 伸\*\*

この度、計らずも日仏海洋学会賞を戴き、身に余る光栄に責任の重さを痛感すると共に深く感謝しております。これを機会に新たな気持で研究を進めたいと思いますので、皆様方の一層のご支援とご鞭撻をお願いします。

海洋環境における遷移元素の沈殿機構としては、従来、ケイ酸塩鉱物、鉄およびマンガン酸化物への遷移元素の吸着現象あるいは固溶体形成が考えられていた。それは、海洋は一種の蒸発皿であるが、海水中の遷移元素濃度は、鉄およびマンガンを除き、これらの元素の最も難溶性の化合物の飽和濃度より1桁以上低い値を示すためである。

しかし、最近海水中の遷移元素の分析技術の進歩に伴い、これらの元素の鉛直分布の多くが栄養塩のそれと酷似していることが見出され、海中における遷移元素の循環に生物が重要な役割を果していることが示唆された。海水中の遷移元素は植物プランクトンなどに摂取され、表層海水から除去される。生物起源の粒子の大部分は水深数百メートルまでに分解されるが、残りの部分および動物プランクトンの糞粒は変質を受けながらまた遷移元素の吸脱着を繰り返しながら、陸から運ばれたケイ酸塩鉱物と共に、settling particlesとして海水柱を沈降し、遷移元素を海底に運ぶ。

海底に沈積した settling particles は初期続成作用を受け分解される。それに伴って、ケイ酸塩鉱

物以外の物質に含まれて沈積した遷移元素は底層水あるいは間隙水中に放出される。もし放出された遷移元素を海底に捕捉する物質がなければ、これらの元素は再び海水に戻ることになるが、その役割を果しているのが鉄およびマンガン酸化物であり、その典型的物質がマンガン瘤であると考えられている。

本研究は、上記の諸過程の中で、遷移元素の海底への固定過程を対象とし、堆積物構成成分への遷移元素の編入機構を明らかにした。

海底堆積物構成成分への遷移元素の吸着—settling particles 中の有機物濃度は20%程度であるが、深海堆積物のそれは1%以下であるので、重要な堆積物構成成分はケイ酸塩鉱物、鉄およびマンガン酸化物である。そこで、これらの物質に対する遷移元素の吸着実験を海中で行ない、吸着分配係数を求めた。水和酸化第二鉄に対する遷移元素の吸着分配係数はケイ酸塩鉱物(Na-モンモリロナイトおよび酸-還元剤処理を施した赤粘土)に対するそれより約2桁高い値を示したが、吸着分配係数の順序は同じで、 $Cu > Zn > Ni > Co > Mn$ であった。一方、マンガン酸化物に対する吸着分配係数は水和酸化第二鉄に対するそれより大きく、その順序は $Cu \geq Mn > Co > Zn > Ni$ であった。ケイ酸塩鉱物および水和酸化第二鉄に対する遷移元素の吸着挙動は表面錯体形成モデルによって解釈できるが、マンガン酸化物に対するそれは説明できない。その原因については後に述べる。

得られた吸着分配係数を用いて、深海堆積物中のケイ酸塩鉱物、鉄およびマンガン酸化物に対する遷移元素の分配を求めた。計算は次のような仮

\* 1984年5月29日 日仏会館(東京)で講演

Résumé de la conférence faite le 29 mai 1984 après la remise du Prix de la Société franco-japonaise d'océanographie

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

定に基づいて行なった: 1) 深海堆積物中の鉄およびマンガン濃度は、それぞれ、6.5% および 0.67% である、2) その中で、鉄の 10% およびマンガンの 80% が酸化物として存在する。その結果、鉄およびマンガン酸化物、特にマンガン酸化物が遷移元素の海底への固定に重要な役割を果していることが予想された。この結果は、実際の深海堆積物中における遷移元素の存在状態と矛盾しない。

海底堆積物中の遷移元素の存在状態—海底堆積物中の遷移元素の存在状態は弱酸および還元剤を用いる分別抽出法により調べられる。弱酸処理は、ケイ酸塩や酸化物をできるだけそこなうことなく、これらの物質に吸着している元素および炭酸塩中に含まれている元素を抽出するためであり、還元剤処理は酸化物を選択的に溶解するための操作である。

深海堆積物中の海水起源の遷移元素は弱酸より還元剤処理によって溶出する。すなわち、海水起源の元素の大部分は酸化物中に存在する。また、この海水起源の部分の元素組成はマンガン瘤のそれに非常によく似ている。また、石灰質軟泥においても、海水起源の遷移元素の大部分は、軟泥中に分散あるいは軟泥粒子を被覆して存在している鉄およびマンガン酸化物中に存在する。

このようにマンガン酸化物が遷移元素の海底への固定に重要な役割を果していることは明らかであるが、遷移元素のマンガン酸化物-海水間の分配はどうなっているのか、マンガン酸化物による遷移元素の取り込みは吸着現象だけなのかなどは明らかではない。

マンガン酸化物による遷移元素の取り込み—幸い、東海大学海洋科学博物館の地下海水給水系では、マンガン酸化物(轟石およびパーネス鋳)が沈殿しており、固相と水相の両方を採取できるので、この系を利用してマンガン酸化物による遷移元素の取り込みを調べた。

井戸海水は塩分が 33%, 水温が 18°C, 溶存マンガン濃度が 1 ppm, 溶存酸素をほとんど含んでいない。この井戸海水は曝気され、半透明のプラ

スチック製波板で覆われた水路を通して、沈殿槽に流れ込む。沈殿槽は 4 つに分かれており、それぞれに 3 枚のポリウレタンフィルターが入っている。水路では、ミズゴケやある種のケイ藻が繁殖しており、有機物を沈殿槽に供給している。この有機物はマンガン酸化物の一種である轟石の生成に重要な役割を果している。

沈殿槽の底、ポリエチレン製水切籠およびポリウレタンフィルター上に沈殿したマンガン酸化物を採取し、鋳物組成(轟石/パーネス鋳存在比)、酸化状態(O/Mn比)、有機炭素濃度および遷移元素濃度を測定した。轟石/パーネス鋳存在比はO/Mn比と反比例の関係にある。この結果は轟石がパーネス鋳より還元的环境で生成することを意味する。さらに、轟石の割合が高い酸化物中においては有機炭素濃度が高い傾向にあることから、その酸化還元電位は有機物濃度によって支配されているものと考えられる。

ポリウレタンフィルター上に沈殿した酸化物中の遷移元素濃度はポリエチレン製水切籠上のそれに比べて高く、特に Co および Ni においてこの傾向が顕著である。両者の最も大きな相異は、ポリウレタンフィルター上の沈殿が水槽に 1 年間入っていたのに対してポリエチレン製水切籠上のそれは 3 ケ月あるいは 6 ケ月入っていた点である。また、ポリウレタンフィルター上の沈殿においても、マンガン酸化物の沈殿速度の速い第 1 水槽に入っていた沈殿物中の Co および Ni 濃度は低い値を示す。これらの結果は Co および Ni がマンガン酸化物沈殿後も海水から取り込まれているか、あるいはこれらの元素がマンガン酸化物に取り込まれるのに時間がかかることを示し、マンガン酸化物へのこれらの元素の編入が単なる吸着ではないことを意味する。

このような酸化物沈殿後の遷移元素の取り込みを考慮して、沈殿槽に入っていた期間がほぼ同じ沈殿物を比較すると、轟石とパーネス鋳はほぼ同じ遷移元素濃度を示す。この結果は、海産マンガン瘤では轟石は Ni および Cu を選択的に取り込むという従来の説と矛盾する。しかし、海底で轟石が生成する環境を考慮すれば、ここで得られた

結論で轟石への Ni および Cu の濃縮を説明できる。轟石は一般的に生物生産の高い海域に豊富に存在する。そのような海域では, settling particles の供給も多く, 海底表面は, 有機物の分解により, より還元的となり轟石の生成を促す。また, settling particles の供給は 轟石中の 遷移元素濃度を高くする。すなわち, 轟石への遷移元素の濃縮は 鉍物に起因するのではなく, settling particles の供給によって支配されている。

次に, マンガン酸化物沈殿の際の遷移元素の分配係数を, ポリエチレン製水切籠上の沈殿物中のこれらの元素の平均濃度と海水中のそれとから求める。海水中のこれらの元素濃度は, V および Mo を除き, Chelex-100法, 溶媒抽出法および Amberlite XAD-2 法の 3 つの方法で濃縮し, 原子吸光光度法で測定した。V および Mo はオキシ錯体を, それぞれ, クロロフォルムで抽出および Amberlite XAD-2 樹脂へ吸着した後, 比色法で測定した。井戸海水中の濃度は, 深層水中のそれに比べて, Mn で約 10 万倍, Fe で約 200 倍, Co で約 300 倍, Ni で約 3 倍, Zn および Mo では同程度, Cu では約半分, V では 4 分の 1 程度であった。また, Amberlite XAD-2 樹脂に捕捉された部分の全量に対する割合から, Cu のかなりの部分が有機物と結合して存在することが明らかとなった。得られた Co, Ni, Cu, Zn, V および Mo の分配係数は, それぞれ,  $4.7 \times 10^5$ ,  $1.2 \times 10^5$ ,  $3.6 \times 10^5$ ,  $3.0 \times 10^5$ ,  $6.7 \times 10^5$  および  $2.1 \times 10^4$  (ml/g) であった。これらの分配係数の順序は吸着分配係数のそれと一致するが, その絶対値は小さく, 特に Cu において著しく小さい。その原因は, 井戸海水中で Cu が有機態で存在しているためと考えられる。また, 沈殿槽中により長い期間入っていたポリウレタンフィルター上の沈殿物中の遷移元素濃度から計算すれば, 特に Co および Ni において大きな分配係数が得られ, マンガン酸化物

の沈殿速度が遅い場合には, これらの元素に対して, より大きな分配係数が予想される。

最後に, ここで得られた分配係数がどの程度まで海洋に適用できるか, その可能性をマンガン瘤を対象にして検討する。マンガン酸化物が深層水中の遷移元素濃度を持った海水から沈殿するものと仮定し, 分配係数を用いてマンガン酸化物中のこれらの元素濃度を計算し, 深海産マンガン瘤中のそれと比較する。計算されたマンガン酸化物中の Co, Ni, Cu および Zn の濃度は, マンガン瘤中のそれに比べて, それぞれ, 3,000 倍, 70 倍, 60 倍および 6 倍程度低い。しかし, V および Mo においては両者はほぼ一致している。

赤粘土の間隙水中の Cu の濃度は深層中のそれより 1 桁以上高く, Ni の濃度は深層水中のそれと余り変らないと報告されている。Co についてはデータがないが, settling particles 中のその濃度から推測して, 間隙水中での高濃度は期待できない。したがって, Cu における不一致はマンガン瘤と接している海水中の Cu の濃度が深層水中のそれよりも高いためであり, Co および Ni における不一致は, 東海大学海洋科学博物館の地下水給水系で観測されたように, これらの元素はマンガン酸化物に取り込まれるのに時間がかかる現象に起因するものと考えられる。この現象は Co および Ni がマンガン酸化物の格子に入るか, あるいは結晶場で安定化されることに起因するものと考えられる。

海洋環境で起っている現象は時間スケールが長く, 種々の要因が複雑に絡まっているため, モデル実験の結果がそのまま海洋に適用できるとは限らない。しかしながら, 適当なモデル系を探るか, あるいは注意深くモデル化すれば, それから得られる結果は海洋を理解するのに有効であろう。

## Nécrologie

### 日高学兄を憶う

富永政英\*

日高先生と呼ばないでここで学兄と呼ぶのは私が昭和16年3月東京帝大理学部地震学科を卒業した時点では学兄は未だ帝大教授ではなく、従って学生時代私は兄に師事しなかったからである。そのころ藤原咲平先生による気象学の講義と演習が地球物理学の中では地震学以外の唯一の教育内容でまだ海洋物理学講座は存在しなかった。それで私は海洋学には関心がなかった。その年日本には戦雲が慌しく垂れ罩め私は卒業してわずか20日後に軍服を着る破目となり続いて戦野へとゆく。そのとき日高孝次著積分方程式論という一本を笈ならぬ雑嚢へ入れて戦に赴いた。その本は冷酷なる戦地でアカデミックな思いに浸ることのできる聖書のような効果があった。そして兄から私に湖水のセーシュの理論を通じて水の運動の面白さを紹介して戴いたのである。

日高学兄との親しいおつきあい、そして指導を受けたのは戦後曲りなりにも多少無理をして学問研究に復帰したときである。私は海洋学会で海岸に近寄って高さを増すうねり波高変化の理論的計算を発表した。学兄からは面白い研究だから続けるようにとの激励の言葉を頂戴した。兄は若くして学位を得、湖のセーシュに関する数学的解析によって学士院賞を授けられた。地球物理学の現象を天体力学や量子力学のように優雅な数理で解くことは容易でない。しかし水の波動現象は観測と統計だけでは自然の神秘の本質に逼ることはむづかしい。それでも本質にアプローチしてみようという知的好奇心を持つということで私は学兄の心がよくわかるような気がする。そこに私は学兄に対する尊敬と親しみを感じてきたのである。遽かなる兄の訃報に接し寂寥の感一入であるとともに師弟の垣を取り払い同門の兄弟という気持で心から冥福を祈ることを懇していただきたいと思うのである。

\* 日本気象協会東京本部

### 山口生知先生を悼む

高野健三\*

本会の名誉会員、山口生知先生は本年5月8日に逝去された。1894年に生まれ、東京帝国大学理科大学物理学科を卒業(1919年)ののち、電機学校教授、海軍兵学校教官、海軍大学校教官、帝國女子理学専門学校教授、地質調査所研究員、群馬大学教授、北海道大学教授、山形大学教授、神奈川大学教授などを歴任、1975年に80才で神奈川大学を退職、引退された。

この間、おもに沿岸測地学の分野、とくに潮位変化と地殻変動・地震予知とのかかわりの研究を行って、多くの業績を残しておられる。私とは親子ほどにも年が離れているし、専門分野はかなりちがうし、勤務先もちがう。それでありながら、いろいろな会合で発言を伺ったり、話をかわしたりすることがすくなくなかった。学生の就職の面倒をみて頂いたこともある。そういうふうになったのは、先生がさまざまな場所に足を運び、どこでもいつでも積極的に発言されていたからである。年老いてなお旺盛な好奇心と学問への意欲——“なお”といっているのかどうか実はよくわからない。私は60才以前の先生をまったく知らないのだから——はなみのものではなかった。お名前は「セイチ」と読むのであるが、「ナマッチ」だの「ナマチリ」だのとしばしば呼ばれていたのは深く敬愛されていたからであろう。

10数年前に、ある外国人は日本の海洋研究者の世代を評して、「第一世代は学問第一であったが、そのあとに続く第二世代は学問にそれほどの熱意をもっていない」と言った。先生はまさに第一世代を代表する一人だった。この世代の方々がつぎつぎと世を去ってゆかれるのはまことに淋しい。

謹んでご冥福を祈るとともに、先生にあやかって、好奇心や学問に対する熱意をこの先すこしでも長くもち続けたいものだと思う。

\* 筑波大学生物科学系

# 学 会 記 事

1. 昭和59年5月28日、日仏会館会議室において日仏会館との共催で、パリ第6大学アンリ・カバンヌ教授 (Prof. Henri CABANNES) の「船舶のための新しい風力推進装置」の講演が行われた。
2. 昭和59年5月28日、東京水産大学において評議員会が開かれた。
  - 1) 会務報告および編集報告が行われた。
  - 2) 学会賞受賞候補者として竹松伸氏が推薦され、受賞者として決定された経過が報告された。
  - 3) 昭和58年度の収支決算報告および監査報告が行われ、昭和59年度の収支予算案が審議された。
  - 4) 昭和59・60年度の役員選出が行われた。
  - 5) 昭和59年度学会賞受賞候補者推薦委員の選出について協議し、下記の通り決定された。  
阿部友三郎, 有賀祐勝, 石野 誠, 井上 実, 岡見 登, 鎌谷明善, 竹松 伸, 中村重久, 根本敬久, 松生 治, 丸茂隆三, 村野正昭, 森田良美
  - 6) 分科会活動の状況について報告がなされた。
3. 昭和59年5月29日、日仏会館会議室において第25回総会が開かれた。
  - 1) 昭和58年度の会務報告および会計報告が行われ、別表の収支決算が承認された。
  - 2) 編集委員長から学会誌 La mer の編集報告が行われた。第21巻は総ページ数282で、その内訳は原著論文22篇(和文7, 英文11, 仏文4), 寄稿1篇, 資料7篇, 記念講演1篇, シンポジウム1篇, その他(追悼記事, 学会記事, 会則, 名簿等)である。
  - 3) 学会賞受賞者として竹松伸氏が決定に至る経過が報告された。
  - 4) 昭和59年度収支予算案について審議の結果、別表の通り承認された。
  - 5) 昭和58年度学会賞受賞候補者推薦委員が紹介された(前出評議員会の項参照)。
  - 6) 分科会活動の状況が報告された。
4. 総会終了後、学会賞授与が行われた。  
昭和59年度学会賞受賞者: 竹松 伸氏(理化学研究所)  
受賞課題: 海洋環境における遷移元素の沈殿機構に関する研究(別項「推薦理由書」参照)  
会長から竹松氏に賞状, メダル, および賞金が授与され、続いて受賞記念講演が行われた。

(別表) 昭和58年度収支決算

収 入	
項 目	決算額 (円)
前年度繰越金	16,969
正会員会費	1,746,600
賛助会員会費	594,500
学会誌売上金	188,870
広告料	260,000
著者負担印刷費	263,000
雑収入	137,400
計	3,207,339
支 出	
項 目	決算額 (円)
学会誌等印刷費	1,955,800
送料・通信費	272,760
編集費	42,680
事務費	588,835
交通費	121,710
会議費	31,650
次年度繰越金	193,904
計	3,207,339

昭和59年度収支予算

収 入	
項 目	予算額 (円)
前年度繰越金	193,904
正会員会費	2,130,000
賛助会員会費	800,000
学会誌売上金	200,000
広告料	440,000
著者負担印刷費	100,000
雑収入	605,000
計	4,468,904
支 出	
項 目	予算額 (円)
学会誌等印刷費	3,000,000
送料・通信費	280,000
編集費	60,000
事務費	650,000
交通費	150,000
会議費	50,000
学会賞賞金	50,000
予備費	228,904
計	4,468,904

5. 受賞記念講演終了後、懇親会が開かれ、盛会であった。  
 6. 昭和59年5月29日、日仏会館会議室において、昭和59年度学術研究発表会が次の通り行われた。

## 午前の部

1. 周期的に変動する風による静振の発達  
 一風洞水槽実験による測定結果について—  
 矢内秋生(目白学園短大)
2. 白浜周辺沿岸域における長周期波の観測例  
 森谷誠生((財)日本気象協会),  
 中村重久(京大・防災研)
3. モアレ縞による水面傾斜の測定  
 高山晴光, 阿部友三郎(東京理科大)
4. 浅海域の波浪特性と海浜過程 (I)  
 一小八幡海岸の侵食— 糸淵長敬, 大嶋真司,  
 戸辺伸一(東水大), 天野伸一(ソード株式会社)
5. 浅海域の波浪特性と海浜過程 (II)  
 一小八幡海岸の波浪特性— 糸淵長敬,  
 大嶋真司, 戸辺伸一(東水大),  
 天野伸一(ソード株式会社)
6. 海水の流動シミュレーションの視覚化に関する研究  
 加納 敬, 平田敏之,  
 本田陽一, 米山佳伸(東水大)
7. 魚の視覚運動反応と漁法 VI. 移動網地に  
 対する魚群の行動 有元貴文, 朴鍾洙(東水大)
8. 濁った水中における魚の視力と視距離  
 中村善彦, 松生 治(東水大)
9. 太平洋におけるクロマグロの分布, 回避と  
 エル・ニーニョ 山中 一(水産庁遠洋水研)

## 午後の部

10. 東京湾北部海域のリモートセンシング  
 (1) 概況 鬼塚正光, 寒川 強,  
 太田一之(公害資源研)
11. 東京湾北部海域のリモートセンシング  
 (2) 海底地形 太田一之, 寒川 強,  
 鬼塚正光(公害資源研)
12. 東京湾北部海域のリモートセンシング  
 (3) 蛍光放射体について 寒川 強, 太田一之,  
 鬼塚正光(公害資源研)
13. 岩手県大槌湾のベントス群集, 特に碎波帯  
 の群集について 堀越増興(東大・海洋研)
14. 岩手県大槌湾奥部にある2, 3の小湾入の  
 ベントス群集と海底環境 山本龍太,  
 堀越増興(東大・海洋研)

15. 三重県立神および穴川において得られた  
*Neomysis japonica* NAKAZAWA (ニホ  
 シアミ) の体長組成の周年変化

澤本彰三(東海大・海洋研),  
 塚田 修(鳥羽水族館)

## 学会賞受賞記念講演

- 海洋環境における遷移元素の沈殿機構に関する研究 竹松 伸(理化学研究所)
7. 昭和59年7月14日, 東京水産大学において佐々木忠義前会長追悼号の編集会議が開かれた。
8. 昭和59年8月1日, 東京水産大学において幹事会が開かれ, 日本学術会議会員選出のための学会登録について協議がなされた。
9. 昭和59年8月18日, 東京水産大学において佐々木忠義前会長追悼号の編集会議が開かれ, 追悼号の体裁, 経費等について協議がなされた。
10. 昭和59年9月22日, 東京水産大学において常任幹事会が開かれ, 日本学術会議会員選出のための学会登録について協議がなされた。また, 佐々木前会長追悼号の体裁, 経費等について協議がなされた。

## 11. 新入会員

氏名	紹介者
若木 毅	〒167 杉並区南荻窪 3-5-12 村野 正昭
平川 廣満	〒890 鹿児島市郡元 1-21-40 鹿児島大学工学部

## 12. 退会者

バンク・ド・ランドシーヌ・エ・ド・スエズ  
 木原 興平, 渋谷 勝治

## 13. 逝去

山口 生知, 日高 孝次

## 14. 住所変更

苛原 暲 〒162 新宿区富久町 3-6  
 小林 博 〒577 東大阪市小若江 3-4-1  
 近畿大学農学部水産学科  
 森谷 誠生 〒206 多摩市落合 3-105  
 川村文三郎 〒253 茅ヶ崎市富士見町 10-31  
 浅田 敏 〒161 新宿区下落合 3-13-12  
 古野電気(株) 〒104 中央区京橋 1-6-13 古野ビル  
 深瀬 茂 〒248 鎌倉市雪ノ下 2-14-13  
 行縄 茂理 〒424 清水市折戸 5-7-1  
 遠洋水産研究所  
 奈須 紀幸 〒162 新宿区余丁町 52-1 余丁町サンハイツ 301



15. 交換および寄贈図書
- 1) 早稲田大学理工学部紀要 第47号
- 2) 鯨研通信 第354, 355
- 3) 著作権の集中的処理に関する  
調査研究協力者会議報告書 昭和59年4月
- 4) 東海大学紀要 第17号, 第18号
- 5) 東海大学海洋学部業績集 第13集
- 6) 日本海区水産研究所研究報告 第34号
- 7) なつしま No. 70, No. 71
- 8) 養殖研究所研究報告 第5号
- 9) 養殖研ニュース No. 7
- 10) 神奈川県立博物館研究報告 15号
- 11) Geological Investigation of the Junction  
Area of the Tohoku and Ogasawara Arcs April-June 1980
- 12) 釜石沖表層堆積図 25
- 13) 航海 第80号
- 14) 海洋産業研究資料 Vol. 15 No. 3, 4
- 15) 研究実用化報告 Vol. 33 No. 6
- 16) JODC 要覧
- 17) 海洋時報 第33号
- 18) コングレス & コンベンション 第4号
- 19) 水産工学研究所報告 第5号
- 20) " 技報 "
- 21) 横浜海洋科学博物館20年の歩み
- 22) 広島県水産試験場研究報告 第14号
- 23) 船と港のはくぶつかん No. 24
- 24) 農業土木試験場場報 No. 42
- 25) 東北区水産研究所研究報告 第46号
- 26) Bulletin of the National Science  
Museum Vol. 10 No. 2
- 27) 沿岸海域海洋データカタログ
- 28) 海洋地形図
- 29) Preliminary Report of the Hakuho Maru  
Cruise KH-82-5 22 November, 1982—  
24 February, 1983
- 30) Preliminary Report of the Hakuho Maru  
Cruise KH-79-4 Aug. 28—Nov. 9, 1979
- 31) Bulletin of the Ocean Research Institute,  
University of Tokyo No. 16
- 32) 海産研ニュース No. 9
- 33) 日本プランクトン学会報 第31巻第1号
- 34) 神戸海洋気象台彙報 No. 202, 203
- 35) 科学通報 Vol. 29 No. 4, 5, 6

- 36) 海洋与湖沼 第15巻第2期, 第3期
- 37) Boletim Inst. National de Invest.  
das Pescas No. 8
- 38) Annales Hydrographiques No. 751
- 39) A Revision of the Orectolobiform Shark  
Family Hemisyllidae Vol. 176
- 40) Science et pêche N° 338-339
- 41) Production de jenes ormeaux à la station  
expérimentale d'arcenton No. 50
- 42) Instituto nacional de investigação das  
pescas No. 2
- 43) 海洋学報 Vol. 6 No. 1, 2, 3
- 44) 韓国海洋学会誌 第19巻第1号

日仏海洋学会賞受賞候補者推薦理由書

氏名: 竹松 伸 (理化学研究所)

題名: 海洋環境における遷移元素の沈殿機構に関する研究

推薦理由: 海洋環境における遷移元素の沈殿機構は、海洋学的に興味深いばかりでなく、重金属による海洋汚染や低レベル放射性廃棄物の海洋への放出などに関連して、実用的にも重要である。海洋からの遷移元素の除去過程は、プランクトンによる海水からの分離、沈降粒子による海底への輸送、および海底への固定に分けられるが、竹松博士は海洋からの遷移元素の除去に最終的に最も重要な海底への固定過程に関して、特に収着現象に焦点を合わせて研究を行ない、多くの貴重な成果を発表して内外から高い評価を受けている。

博士はまず堆積物構成成分であるケイ酸塩鉱物、鉄およびマンガン酸化物に対する Mn, Co, Ni, Cu, Zn などの遷移元素の収着実験を行ない、分配係数を求めた。この収着分配係数を用いて堆積物構成成分への遷移元素の分配を計算し、遷移元素の海底への固定剤としてマンガン酸化物が最も重要で鉄酸化物がこれに次ぐこと、ケイ酸塩鉱物は量が多いが余り重要でないことを明らかにした。

次に博士は酸および還元剤を用いる分別抽出法によって種々の海底堆積物を分析し、遷移元素の存在状態について新しい知見を得た。すなわち、深海堆積物中では遷移元素の大部分は酸化物中に存在しており、その酸化物の組成はマンガン瘤のそれに類似していること、生物起源の炭酸カルシウム中の遷移元素濃度は従来推定されていたものより元素によっては1桁以上低く、石灰質軟泥中の遷移元素の大部分は軟泥中に分散あるいは軟泥粒子を被覆している鉄—マンガン酸化物

中に存在すること、従って生物起源の炭酸カルシウム自身は遷移元素の沈殿剤として余り重要でないことを明らかにした。

更に博士はマンガン酸化物 (todorokite および birnessite) が生成している東海大学海洋科学博物館の地下給水系を堆積物—海水境界層のモデルとして用いて、マンガン酸化物への遷移元素の編入挙動を研究した。その結果、todorokite が birnessite よりも還元的环境で生成すること、遷移元素のマンガン酸化物への編入は鉱物種によらないこと、マンガン酸化物生成時の遷移元素の分配係数は Cu を除き収着分配係数と一致するが、Co および Ni の分配係数は時間とともに増大すること、これは Co および Ni がマンガン酸化物生成後海水から取り込まれるため、この現象は両元素のマンガン酸化物中における存在状態に起因すること、Cu の分配係数が小さい原因は Cu が海水中で有機錯体として存在しているためであることなどが分かった。

博士は伊勢湾堆積物中の遷移元素の水平分布に因子解析を適用し、各元素の収着特性および熱力学的データに基づいてそれらの固定機構を考察した。

以上の研究成果は海洋学の進歩に貢献する所が顕著であり、ここに本委員会は竹松博士を日仏海洋学会賞の受賞候補者として推薦する。

学会賞受賞候補者推薦委員会

委員長 森田良美

### 主要論文

#### [本研究関係論文]

- 1970: Contribution of sorption process to the precipitation mechanism of metal elements in sea water (I). *La mer*, 8(3), 143-148. (with T. SASAKI)
- 1972: Contribution of sorption process to the precipitation mechanism of metal elements in sea water (II). *La mer*, 10(1), 3-8. (with M. KISHINO)
- 1975: The diffusion coefficients of radionuclides in the sediments. *La mer*, 13(1), 5-14. (with M. KISHINO)
- 1978: The chemical forms of transition elements in marine sediments. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, 34(6), 242-249.
- 1979: The apparent diffusion coefficients of metals in marine sediments. *La mer*, 17(4), 165-170.
- 1979: Sorption of transition metals on manganese and iron oxides, and silicate minerals. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, 35(1), 36-42.
- 1979: The incorporation of minor transition metals into marine manganese nodules. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, 35(5), 191-198.

- 1981: The partition of minor transition metals between manganese oxides and seawater. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, 37(4), 193-197. (with Y. SATO and S. OKABE)
- 1981: 伊勢湾底質中の重金属分布に影響を及ぼす因子 (I) うみ, 19(1), 6-17. (岸野元彰, 小川 務と共著)
- 1981: Enrichment of transition metals in deep-sea sediments relative to near-shore sediments. *La mer*, 19(3), 125-131.
- 1983: Metal-organic complexes in seawater pumped up from under the ground. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, 39, 279-283. (with Y. SATO and S. OKABE)
- 1984: The formation of todorokite and birnessite in sea water pumped from under ground. (submitted to *Geochim. Cosmochim. Acta*) (with Y. SATO and OKABE)

#### [その他の論文]

- 1966: 海洋投棄用放射性廃棄物容器に関する研究(第6報)モルタル試料の透水および拡散(2), 日本海洋学会誌, 22, 245-254. (佐々木忠義, 岡崎守良, 渡辺精一, 大柴五八郎, 岸野元彰と共著)
- 1967: Isotopic composition of magnesium in upper mantle materials and a meteorite. *Geochim. J.*, 1, 51-54. (with S. MATSUO and S. SATO)
- 1970: Examination of inorganic suspended matter in sea water by means of X-ray diffraction. *La mer*, 8(1), 1-5. (with N. OKAMI and T. SASAKI)
- 1971: The distribution of suspended matter in sea water off the coast of Tokai-mura. *La mer*, 9(4), 252-259. (with N. OKAMI, M. KISHINO, M. FUKUDA and T. SASAKI)
- 1979: 海水中の濁度構成物質の光学的特性とそのモデル化の研究 (I). うみ, 17(3), 117-126. (岸野元彰, 岡見 登と共著)
- 1981: 深見池における植物プランクトンの光合成量子収率. うみ, 19(3), 132-138. (岸野元彰, 岡見 登と共著)
- 1982: Analysis of ocean color spectra (III)—Measurements of optical properties of sea water—. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, 38, 362-372. (with N. OKAMI, M. KISHINO, S. SUGIHARA, and S. UNOKI)

#### 日仏海洋学会役員

- 顧問 ユベール・ブロッシェ ジャン・デルサル  
ト ジャック・ロベール アレクシス・ドラン  
デル ベルナル・フランク ミシェル・ル  
サージュ ロベール・ゲルムール ジャック・  
マゴー レオン・ヴァンデルメルシュ
- 名誉会長 オーギュスタン・ベルク
- 会長 冨永政英
- 副会長 高野健三, 森田良美
- 常任幹事 有賀祐勝, 宇野 寛, 佐伯和昭, 関 文威,  
高木和徳, 松生 洽

**幹 事** 青木三郎, 阿部友三郎, 石野 誠, 井上 実,  
岩下光男, 岡見 登, 川原田裕, 神田献二,  
菊池真一, 草下孝也, 斎藤泰一, 佐々木幸康,  
佐藤孫七, 高橋 正, 奈須敬二, 根本敬久,  
半沢正男, 丸茂隆三, 三浦昭雄, 山中鷹之助  
(五十音順)

**監 事** 久保田 穰, 辻田時美

**評 議 員** 青木三郎, 青山恒雄, 赤松英雄, 秋山 勉,  
安達六郎, 阿部宗明, 阿部友三郎, 新崎盛敏,  
有賀祐勝, 石野 誠, 石渡直典, 市村俊英,  
井上 実, 今村 豊, 岩井 保, 岩崎秀人,  
岩下光男, 岩本康三, 宇野 寛, 大内正夫,  
小倉通男, 岡市友利, 岡部史郎, 岡見 登,  
岡本 巖, 梶浦欣二郎, 梶原昌弘, 加藤重一,  
加納 敬, 鎌谷明善, 川合英夫, 川上太左英,  
川村輝良, 川原田裕, 神田献二, 菊池真一,  
草下孝也, 楠 宏, 久保田 穰, 黒木敏郎,  
小泉政美, 小林 博, 西条八東, 斎藤泰一,

斎藤行正, 佐伯和昭, 坂本市太郎, 坂本 亘,  
佐々木幸康, 佐藤孫七, 猿橋勝子, 柴田恵司,  
庄司大太郎, 須藤英雄, 関 文威, 平 啓介,  
隆島史夫, 多賀信夫, 高木和徳, 高野健三,  
高橋淳雄, 高橋 正, 高橋正征, 谷口 旭,  
田村 保, 辻田時美, 寺本俊彦, 鳥羽良明,  
冨永政英, 鳥居鉄也, 中野猿人, 永田 豊,  
奈須敬二, 奈須紀幸, 西沢 敏, 西村 実,  
根本敬久, 野村 正, 畑 幸彦, 半沢正男,  
菱田耕造, 日比谷 京, 平野敏行, 深沢文雄,  
深瀬 茂, 淵 秀隆, 前田昌調, 増沢譲太郎,  
松生 洽, 丸茂隆三, 三浦昭雄, 三宅泰雄,  
宮崎龍雄, 村野正昭, 元田 茂, 森川吉郎,  
森田良美, 森安茂雄, 安井 正, 柳川三郎,  
山口征矢, 山路 勇, 山中鷹之助, 山中一郎,  
山中 一, 吉田多摩夫 (五十音順)  
マルセル・ジュグラリス, ジャン・アングテ  
イル, ロジェ・ペリカ

賛 助 会 員

旭化成工業株式会社  
株式会社内田老鶴園新社 内田 悟  
株式会社 沖 縄 さ ん ご 園  
株式会社 オセアノート  
小樽船用電機株式会社  
社団法人 海洋産業研究会  
小 山 康 三  
三信船舶電具株式会社  
三洋水路測量株式会社  
シュナイダー財団極東駐在事務所  
昭和電装株式会社  
新日本気象海洋株式会社  
株式会社 鶴 見 精 機  
株式会社 東 京 久 栄  
東京製綱繊維ロープ株式会社  
中川防蝕工業株式会社  
日本アクアラング株式会社  
日本テトラポッド株式会社  
深田サルベージ株式会社  
古野電気株式会社  
丸 文 株 式 会 社  
三井海洋開発株式会社  
宮 本 悟  
株式会社ユニオン・エンジニア  
ング 佐野博持  
吉野計器製作所  
株式会社 読売広告社  
株式会社 離 合 社  
株式会社 渡部計器製作所

東京都千代田区有楽町 1-1-2 三井ビル  
東京都千代田区九段北 1-2-1 蜂谷ビル  
那覇市首里金城町 3-5  
東京都世田谷区北沢 1-19-4-202  
小樽市内色内町 3-4-3  
東京都港区新橋 3-1-10 丸藤ビル  
東京都文京区本駒込 6-15-10 英和印刷社  
東京都千代田区神田 1-16-8  
東京都中央区日本橋堀留町 1-3-17  
東京都港区南青山 2-2-8 DFビル  
高松市寺井町 1079  
東京都世田谷区玉川 3-14-5  
横浜市鶴見区鶴見中央 2-2-20  
東京都中央区日本橋 3-1-15 久栄ビル  
東京都中央区日本橋本町 1-7-1  
東京都千代田区神田鍛冶町 2-2-2 東京建物ビル  
神奈川県厚木市温水 2229-4  
東京都新宿区西新宿 2-7-1 新宿第一生命ビル17F  
東京都千代田区神田錦町 1-9-1 天理教ビル8階  
東京都中央区八重洲 2-3-13 藤和ビル  
東京都中央区日本橋大伝馬町 2-1-1  
東京都千代田区一ツ橋 2-3-1 小学館ビル  
東京都中央区かちどき 3-3-5 かちどきビル (株本地郷)  
神戸市中央区海岸通 3-1-1 KCCビル4F  
東京都豊島区駒込 7-13-14  
東京都中央区銀座 1-8-14  
東京都千代田区鍛冶町 1-10-4  
東京都文京区向丘 1-7-17

## お 知 ら せ

**“Progrès récent dans les sciences de la mer” の  
刊行**

本誌「うみ」第22巻3-4合併号（佐々本忠義 会長 追悼号）から学会記事や広告などを除き、表紙を変え、単行本の形で“Progrès récent dans les sciences de la mer”が本学会から刊行された。一般価格は5,000円、会員価格は4,000円、本年12月末までの会員特別価格は3,000円である。売上金は本合併号の出版経費の一部に充てられるので、会員各位の購入、会員外の個人・団体や図書室（館）・研究室などへの購入紹介をおねがいする。

**第3回 JECSS (Japan and East China Seas Study)  
研究集会**

標記の研究集会が本学会などの後援のもとに1985年5月13日から18日まで筑波大学で開かれる。本学会は、第1回および第2回研究集会の後援機関であり、第1回研究

集会の論文集を刊行している。（第2回研究集会の論文集は、Elsevier Science Publishers から、Oceanography Series の一冊として、“Ocean hydrodynamics of Japan and East China Seas”（423ページ）の名で、今年6月に刊行されている。）第3回研究集会についての照会は下記へ。

宗山 敬（海洋科学技術センター、0468-66-3811）

高野健三（筑波大学、0298-53-6682または4651）

**「海と人間」第3刷の刊行**

本学会創立20周年記念事業の一つとして作られた「海と人間」（岩波ジュニア新書）は、1981年7月以来、好評のうちに増刷を重ねてきたが、先月（10月）小さな誤りなどを訂正の上、第3刷が刊行され、総部数は26,000をこえた。価格は第1刷と同じく530円である。

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

Tome 22 (1984)

Sommaire

Numéro 1

Notes originales

- Shelf-seiches off Susami, South of Japan (2)  
(in Japanese) ..... Shigehisa NAKAMURA 1~ 7
- Feeding Habits and Copulation of the  
Chaetognath *Sagitta crassa* .....  
Sachiko NAGASAWA and Ryuzo MARUMO 8~ 14
- Studies Concerning the Fishery Biology of  
the Sea Urchin *Hemicentrotus pulcher-  
rimus* (A. AGASSIZ) in Kaji, Fukui Pre-  
fecture —IV. Stock Size Estimation by  
DELURY's Methods (in Japanese) .....  
Kuniteru MAEKAWA, Takashi NANBA,  
Naonori ISHIWATA and Hiroshi FUSHIMI 15~ 22
- Intercomparison Test of Current Measure-  
ments by Two Types of Mooring in  
Shallow Water (in Japanese) .....  
Yoshio TAKASUGI, Hideaki NOGUCHI  
and Munehiro YAMASAKI 23~ 33
- Solution of a Fourth Order Finite Difference  
Vorticity Equation in an Ocean .....  
.....Satoshi MURATA 34~ 36
- Instrument for measuring Downward and  
Upward Spectral Irradiances in the Sea  
.....Motoaki KISHINO and Noboru OKAMI 37~ 40
- Procès-Verbaux ..... 41~ 42

Numéro 2

Notes originales

- Spontaneous Sexual Maturation of *Penaeus  
japonicus* Bate in a Southeast Italian  
Sandy Pond ..... Febo LUMARE 43~ 47
- Utilisation d'*Orchestia gammarellus* (PAL-  
LAS) (Amphipoda, Tlritridae), à des fins  
de nutrition en aquaculture: Résultats  
Préliminaires chez le homard, *Homarus  
gammarus* LINNAEUS.....Annik LACHAUX,  
Alain Van WORMHOUDT, Hervé LUCIEN-  
BRUNT et Yves HENOCQUE 48~ 54
- Settling Velocity of Resuspended Matter in  
the Hiuchi-Sound of the Seto Inland Sea  
..... Kichiichiro KAWANA, Terumi  
TANIMOTO and Eiichi SUMI 55~ 62

うみ(日仏海洋学会誌)

第22巻(1984年)

総目次

第1号

原 著

- 周参見の棚静振(2).....中村重久 1~ 7
- 内湾性やむし *Sagitta crassa* の摂餌と交尾  
(英文).....永沢祥子, 丸茂隆三 8~ 14
- 福井県梶地先におけるバフソウニの漁業生物  
学的研究 IV. DELURY 法による資源量の  
推定.....前川邦輝, 難波高志,  
石渡直典, 伏見 浩 15~ 22
- 浅海域での係留方式による流速測定値の差異  
.....高杉由夫, 埜口英昭, 山崎宗広 23~ 33
- 4次精度のうず度方程式の差分解(英文) ...  
.....村田 聡 34~ 36
- 水中分光放射照度計の試作(英文) .....  
.....岸野元彰, 岡見 登 37~ 40
- 学会記事..... 41~ 42

第2号

原 著

- イタリア南東部の砂池におけるクルマエビの  
自然成熟(英文) ..... Febo LUMARE 43~ 46
- 養殖飼料としてのヨコエビ *Orchestia gam-  
marellus* の利用価値 ヨーロピアンロブス  
ター *Homarus gammarus* の場合(予報)  
(仏文) ..... Annik LACHAUX, Alain  
Van WORMHOUDT, Hervé LUCIEN-  
BRUNT et Yves HENOCQUE 48~ 54
- 瀬戸内海の燧灘における再懸濁物質の沈降速  
度(英文).....川名吉一郎, 谷本照巳,  
鷺見栄一 55~ 62

総 目 次

Miscellanées

- Underwater Observation on the Surface  
Swarm of a Euphausiid, *Euphausia  
pacifica* in Sendai Bay, Northeastern  
Japan..... Yukio HANAMURA, Yoshinari  
ENDO and Akira TANIGUCHI 63~ 68

Documentation

- Old Documents of Tsunami and Their  
Evaluation (en japonais) .....  
..... Shigehisa NAKAMURA 69~ 72
- Late Professor Tadayoahi SASAKI, Japanese-  
French Oceanographical Society and I  
(en japonais) ..... Takashi ICHIYE 73~ 76
- “The Ocean Characteristics and Their  
Changes” — A special research project  
supported by the Japanese Ministry of  
Education, Science and Culture — I.  
Evaluation as a research proposal (en  
japonais) ..... Takashi ICHIYE 77~ 82

Livres..... 83

Procès-Verbaux ..... 84

Numéros 3-4

- Préface ..... Masahide TOMINAGA 85~ 86
- Sciences de la mer: un renforcement des  
liens entre le Japon et la France .....  
..... Hubert J. CECCALDI 87~ 89
- Effect of nutrient loading in seawater as  
observed in experimental ecosystem.....  
..... Timothy R. PARSONS 90~ 94
- The process of eutrophication in a body of  
natural water..... Humitake SEKI and  
Tetsuo IWAMI 95~100
- Les engins français d'exploration sous-marine  
..... Marc DUPUIS 101~103
- Spectra of currents in a shallow sea 1. Tur-  
bulence aspect ..... Takashi ICHIYE and  
Masaaki TSUJI 104~114
- Slope measurement of water surface by  
means of Moiré fringes.....Harumitsu  
TAKAYAMA and Tomosaburo ABE 115~123
- Storm-induced currents observed in Tanabe  
Bay ..... Shigehisa NAKAMURA and  
Shigeatsu SERIZAWA 124~130
- Study on deepening of the surface mixed layer  
..... Zhen Hua JING, Jin Ping ZHAO and  
Guo Jin SHEN 131~136
- A numerical simulation of oil spreading on  
the sea surface ..... Tetsuo YANAGI and  
Yasuaki OKAMOTO 137~146

寄 稿

- 仙台湾のツノナシオキアミ (*Euphausia paci-  
fica*) 濃密浮上群の潜水観察 (英文) .....  
.....花村幸生, 遠藤宜成, 谷口 旭 63~ 68

資 料

- 津波の古記録とその意義について.....  
.....中村重久 69~ 72
- 佐々木忠義先生, 日仏海洋学会と私.....  
.....市 栄 誉 73~ 76
- 「海洋の動的構造に関する基礎的研究」につい  
て—I. 研究計画の評価 .....市 栄 誉 77~ 82

書 評..... 83

学会記事..... 84

第 3-4 号

- 序.....富永政英 85~ 89
- 海洋科学 — 日本とフランスの間の固いきずな  
(仏文).....Hubert J. CECCALDI 87~ 89
- 実験海洋生態系における栄養塩負荷の影響 (英  
文)..... Timothy R. PARSONS 90~ 94
- 水圏の富栄養化の過程 (英文) ..... 関 文 威,  
岩見哲夫 95~100
- フランスの潜水調査船・調査機 (仏文) .....  
..... Marc DUPUIS 101~103
- 浅海域における流れのスペクトル 1. 乱れの状  
況 (英文) ..... 市 栄 誉, 辻 正明 104~114
- モアレ縞による水面傾斜の測定 (英文) .....  
況 (英文) ..... 高山晴光, 阿部友三郎 115~123
- 田辺湾で観測された台風時の流れ … 中村重久,  
芹沢重厚 124~130
- 表層混合層の発達について (英文) … Zhen Hua  
JING, Jin Ping ZHAO and Guo Jin SHEN 131~136
- 海上での流出油の拡がりの数値シミュレーショ  
ン (英文) ..... 柳 哲雄, 岡本恭明 137~146

総 目 次

- A barotropic, wind-driven flow of Korean Strait and transport of the Tsushima Current..... Takashi ICHIYE 147~155
- Current path in a deep layer of the Kuroshio east of Taiwan—A case study of an observation result of February to March 1940..... Bingxian GUAN 156~162
- Satellite observation of temperature and ocean color distribution in the surface water of a Kuroshio warm core ring ..... Sei-ichi SAITOH, Ichio ASANUMA, Yasunori SASAKI and Kei MUNAYAMA 163~166
- A study of several models for the calculation of equatorial flow..... Yaochu YUAN 167~174
- Observation of deep ocean bottom currents ..... Moriyoshi OKAZAKI 175~214
- Water movement near the Kuroshio Front off Cape Inubo-zaki ..... Makoto ISHINO and Kazuyuki OTSUKA 215~223
- Influence of fluorescence of chlorophyll *a* on underwater upward irradiance spectrum ..... Motoaki KISHINO, Shigehiko SUGIHARA and Noboru OKAMI 224~232
- Estimation of quantum yield of chlorophyll *a* fluorescence from the upward irradiance spectrum in the sea..... Motoaki KISHINO, Shigehiko SUGIHARA and Noboru OKAMI 233~240
- The oxidation rate constant and the residence time of manganese in seawater pumped from underground ..... Yoshio SATO, Hitoshi MATSUMOTO, Shiro OKABE and Noburu TAKEMATSU 241~247
- Petrochemistry of the Nishinoshima Islands ..... Hitoshi AOKI and Tokai University Research Group for Marine Volcano 248~256
- Tar balls classified by crude oil around Japan and enrichment of minor elements in them ..... Hirozo YOSHIMURA, Yasuyuki HARAKAWA, Takio SHIBA and Misao ISHII 257~268
- Euphausiids of the continental shelf and slope of the Pacific coast ..... John FULTON and Robin LEBRASSEUR 268~276
- The zooplankton community and its abundance in Tokyo Bay ..... Sachiko NAGASAWA and Ryuzo MARUMO 277~286
- Influence combinée des facteurs température et salinité sur la croissance larvaire de *Palaemon pacificus* (Stimpson) (Palaemonides, Décapodes, Crustacés)..... Yasumasa IGARASHI, Hiroki YAGI et Yutaka UNO 287~292
- Diving operations for setnet fishery in Sagami Bay..... Yoshihiro INOUE and Nestor Hugo HERNANDEZ 293~298
- 朝鮮海峡の順圧風成流と対馬海流の輸送量(英文)..... 市栄 誉 147~155
- 台湾東方の黒潮深層の流れのみちすじ—1940年2月~3月の観測結果(英文)..... Bingxian GUAN 156~162
- 人工衛星による黒潮暖水リング表面の温度分布と水色分布の観測(英文) ..... 齊藤誠一, 浅沼市男, 佐々木保徳, 宗山 敬 163~166
- 赤道海流の計算法について(英文)..... Yaochn YUAN 167~174
- 深海底層流の観測 ..... 岡崎守良 175~214
- 犬吠崎沖の黒潮前線域の流動について..... 石野 誠, 大塚一志 215~223
- 海中上方向放射照度のスペクトルに対するクロロフィル *a* の蛍光の影響(英文) ... 岸野元彰, 杉原滋彦, 岡見 登 224~232
- 海中分光放射照度から推定したクロロフィル *a* の蛍光の量子収率(英文) ..... 岸野元彰, 杉原滋彦, 岡見 登 233~240
- 地下から汲み上げられた海水中のマンガンの酸化速度定数と滞留時間(英文) ..... 佐藤義夫, 松本 斉, 岡部史郎, 竹松 伸 241~247
- 西之島の岩石化学(英文) ..... 青木 斌, 東海大学海洋火山研究グループ 248~256
- 日本周辺における漂着流石油塊の原油種別分類と微量元素の濃縮 ..... 吉村広三, 原川保之, 柴 多喜男, 石井 操 257~268
- カナダ太平洋におけるオキアミの分布(英文)..... John FULTON and Robin LEBRASSEUR 268~276
- 東京湾の動物プランクトン群集とその個体数(英文) ..... 永沢祥子, 丸茂隆三 277~286
- イソスジェビ幼生の変態に及ぼす温度及び塩分の影響(仏文) ..... 五十嵐保正, 八木宏樹, 宇野 寛 287~293
- 相模湾における定置網の潜水作業(英文)..... 井上喜洋, Nestor H. HERNANDEZ 293~298

総 目 次

Tetrodotoxin — a review with special reference to its distribution in nature..... ..... Junichi MARUYAMA and ..... Tamao NOGUCHI 299~304	テトロドトキシン—自然界での分布(英文)..... ..... 丸山純一, 野口玉雄 299~304
Sequential processes in the occurrence of blooms and red tides in the sea..... ..... Tokimi TSUJITA 305~323	ブルームミングと赤潮の発生に関する諸過程... ..... 辻田時美 305~323
Efficacité des côtes et rivages de la mer — aménité et thalassothérapie..... ..... Tadashi NOMURA 324~326	海浜の効用—アメニティ機能と海洋療法..... ..... 野村 正 324~326
Information needs for ocean waste disposal ..... Edward D. GOLDBERG 327~333	汚染物質の海洋投棄のあり方(英文)..... ..... Edward D. GOLDBERG 327~333
Eaux froides des profondeurs — une ressource en énergie des mers ..... Kenzo TAKANO 334~336	深層の冷水—一つのエネルギー資源(仏文) ... ..... 高野健三 334~336
Conférence du lauréat du prix de la Société franco-japonaise d'océanographie ..... ..... Noburu TAKEMATSU 337~339	学会賞受賞記念講演..... 竹松 伸 337~339
Nécrologie ..... 340	追 悼 ..... 340
Procès-verbaux ..... 341~346	学会記事 ..... 341~346
Table annuelle ..... (1)~(4)	総目次 ..... (1)~(4)

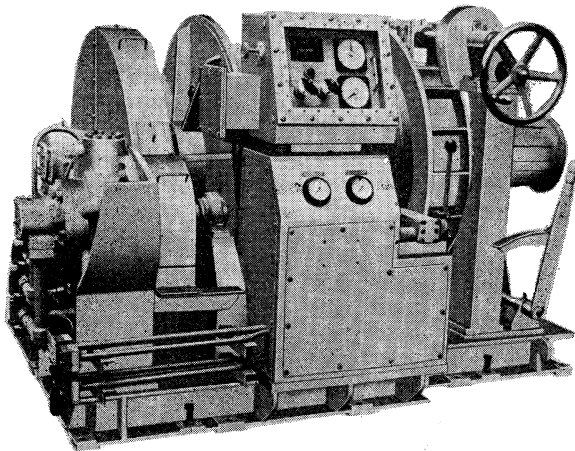


Exploiting the Ocean by...

# T.S.K. OCEANOGRAPHIC INSTRUMENTS

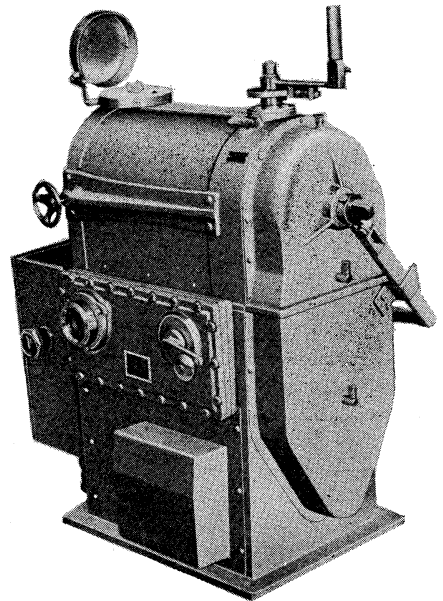
REPRESENTATIVE GROUPS OF INSTRUMENTS AND SYSTEMS

## ○ T.S.Kの海洋調査用捲上機



単に捲上機(ウインチ)と言  
っても、大洋上において、  
精密海洋調査に当るには電  
氣的・油圧・物理的・機構

的に過酷な使用に耐え、安全・確実に  
故障なく使えるものでなければなりま  
せん。当社の50余年の歴史は充分にそ  
れに御答え出来ます。観測要件のすべ  
てに万全である500m~10,000mまでの  
深度用の当社製各種より御選択下さい。



株式会社 鶴見精機

横浜市鶴見区鶴見中央2丁目2番20号 〒230 TEL; 045-521-5252

CABLE ADDRESS; TSURUMISEIKI Yokohama, TELEX; 3823750 TSKJPN J

OVERSEAS OFFICE; TSK-AMERICA INC. Seattle WASHINGTON

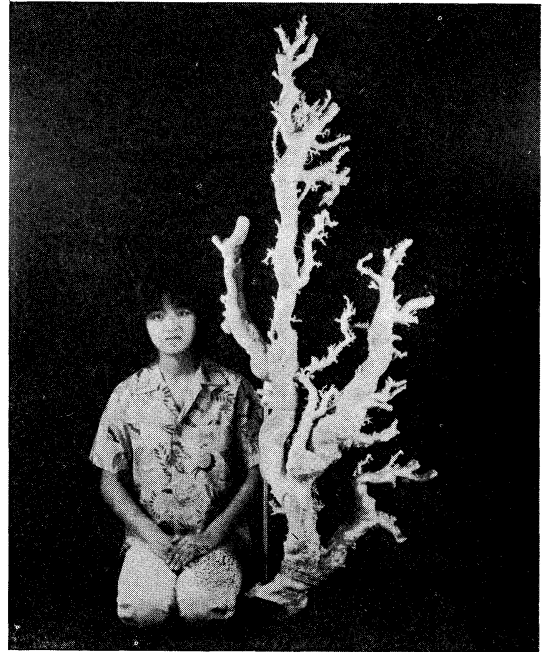
IWAMIYA INSTRUMENTATION LABORATORY



# 珊瑚美術館

「クイーン・コーラル」 ↑  
深海潜水艇“はくよう”により採集  
された、世界で一番美しい珊瑚。

高さ 1m 幅 1.2m 重さ 12kg  
採集場所 徳之島近海  
採集年月日 昭和54年7月4日



世界最大の珊瑚 一  
高さ 1.6m, 重さ 35kg の歴史上最大  
といわれる“ジャンボサンゴ”  
採集場所 沖縄近海  
採集年月日 昭和49年5月

花とさんごと美術館



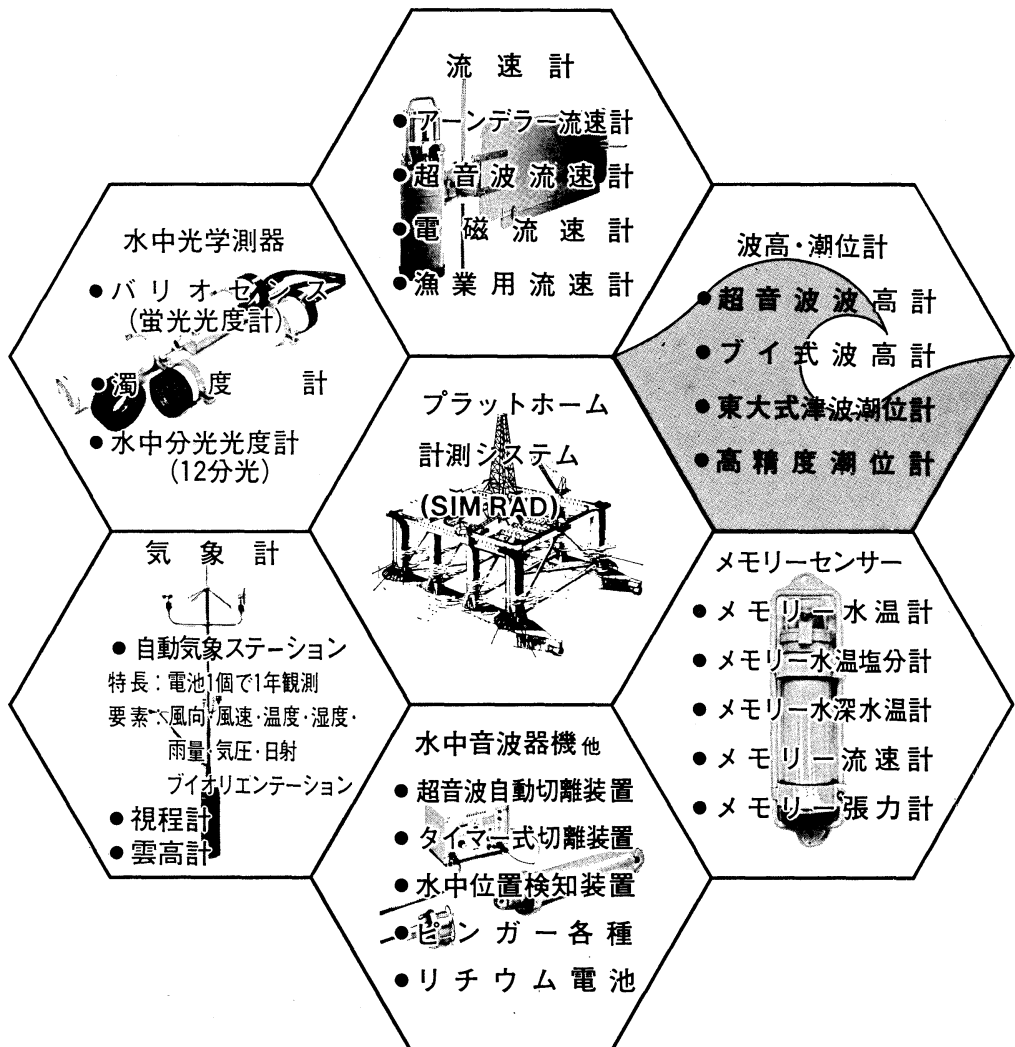
## 沖縄さんご園

本社 / 〒903 那覇市首里金城町 3-5 ☎ (0988) 86-3535 (代)  
さんご園事業所 / 〒901-03 糸満市字摩文仁 1102 ☎ (09899) 7-3535 (代)  
ホテル店事業所 / 〒903 那覇市首里山川町 1-132-1 ☎ (0988) 84-3535 (代)

ユニオン・エンジニアリングが  
 パーフェクトな観測をお約束する

# 海象・気象計測器

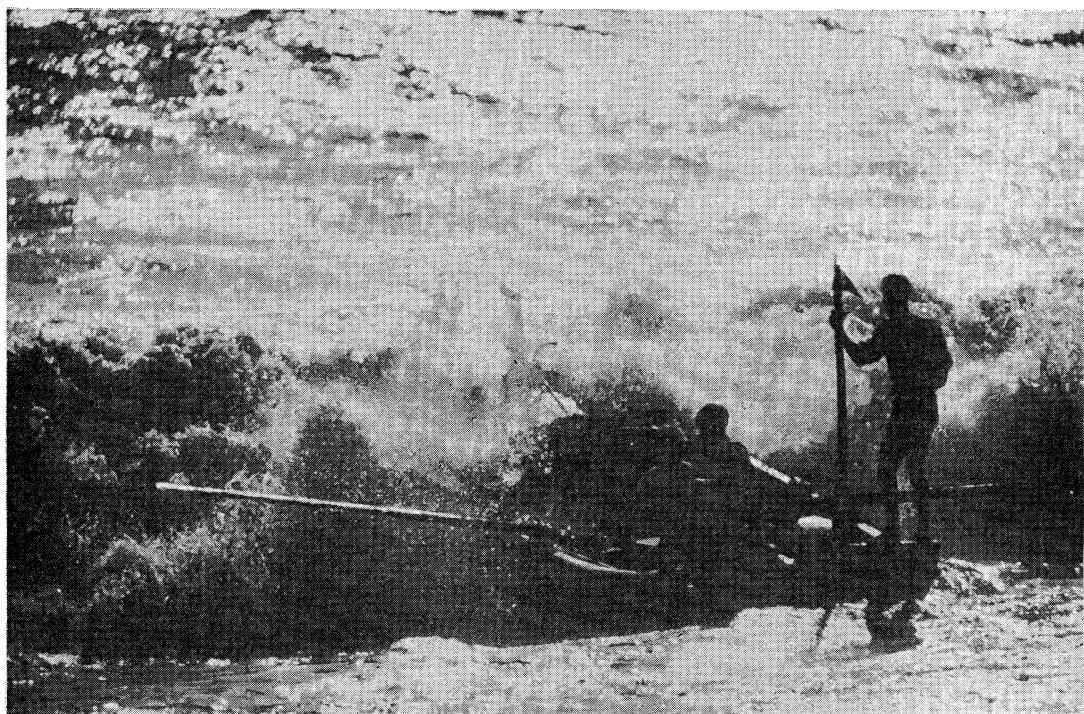
優れた精度・取扱い容易・世界的な実績・豊富な部品在庫・迅速確実なメンテナンス



株式会社 **ユニオン・エンジニアリング**

本社 神戸市中央区海岸通3丁目1-1  
 〒650 KCCビル4F TEL078-332-3381(代)  
 東京支店 東京都中央区銀座7丁目18  
 〒104 銀座スカイハイツ602号 TEL03-543-5399

# 好奇心



身近なもの、夢のあるもの、美しいもの、未来。自然、動物、魚、鳥、そして人々の笑顔。ほんのちょっとした好奇心が、なにげない情景を感動のドラマに変える。新しい興味が新しい世界を造る。今日から明日、そして未来へ——  
好奇心いっぱい。



**読売広告社**

支社：中央・新橋・渋谷・新宿・池袋・上野・蒲田・立川・横浜・北海道・仙台・名古屋・大阪・広島・小倉・福岡

本社：東京都中央区銀座1-8-14 TEL 567-8111 代

## 営業案内

○科学魚探SIMRAD

○理研式GEK

○曳航式水温計

D. B. T.	水中テレビジョン	採泥器類
C/S T D	自記流向流速計	電気流速計
水中照度計	比重計, 水色計, 標準海水	船用機器模型及標本類
水中濁度計	アキラアラング	標識票類
溶存酸素測定器	プランクトンネット類	
サリノメーター	採水器類	

株式会社 <sup>ホン</sup>本 <sup>チ</sup>地 <sup>ゴウ</sup>郷

東京都中央区勝どき3丁目3番5号 かしどきビル内 〒104 TEL 533-7771 (代)  
TELEFAX 533-4094

代表取締役 宮本 悟 取締役 大塚 昌治

# Tome 22      N<sup>os</sup> 3-4

## SOMMAIRE

Préface .....	TOMINAGA, M. 85
Sciences de la mer: un renforcement des liens entre le Japon et la France.....	CECCALDI, H.J. 87
Effect of nutrient loading in seawater as observed in experimental ecosystem.....	PARSONS, T.R. 90
The process of eutrophication in a body of natural water .....	SEKI, H. and T. IWAMI 95
Les engins français d'exploration sous-marine .....	DUPUIS, M. 101
Spectra of currents in a shallow sea 1. Turbulence aspect .....	ICHIYE, T. and M. TSUJI 104
Slope measurement of water surface by means of Moiré fringes.....	TAKAYAMA, H. and T. ABE 115
Storm-induced currents observed in Tanabe Bay.....	NAKAMURA, S. and S. SERIZAWA 124
Study on deepening of the surface mixed layer .....	JING, Z. H., J. P. ZHAO and G. J. SHEN 131
A numerical simulation of oil spreading on the sea surface .....	YANAGI, T. and Y. OKAMOTO 137
A barotropic, wind-driven flow of the Korean Strait and transport of the Tsushima Current .....	ICHIYE, T. 147
Current path in a deep layer of the Kuroshio east of Taiwan — A case study of an observation result of February to March 1940.....	GUAN, B. 156
Satellite observation of temperature and ocean color distribution in the surface waters of a Kuroshio warm core ring .....	SAITOH, S., I. ASANUMA, Y. SASAKI and K. MUNEYAMA 163
A study of several models for the calculation of an equatorial flow .....	YUAN, Y. 167
Observation of deep ocean bottom currents .....	OKAZAKI, M. 175
Water movement near the Kuroshio Front off Cape Inubo-zaki.....	ISHINO, M. and K. OTSUKA 215
Influence of fluorescence of chlorophyll <i>a</i> on underwater upward irradiance spectrum .....	KISHINO, M., S. SUGIHARA and N. OKAMI 224
Estimation of quantum yield of chlorophyll <i>a</i> fluorescence from the upward irradiance spectrum in the sea.....	KISHINO, M., S. SUGIHARA and N. OKAMI 233
The oxydation rate constant and the residence time of manganese in seawater pumped from underground .....	SATO, Y., H. MATSUMOTO, S. OKABE and N. TAKEMATSU 241
Petrochemistry of the Nishinoshima Islands .....	AOKI, H. and Tokai University Research Group for Marine Volcano 248
Tar balls classified by crude oil around Japan and enrichment of minor elements in them .....	YOSHIMURA, H., Y. HARAKAWA, T. SHIBA and M. ISHII 257
Euphausiids of the continental shelf and slope of the Pacific coast of Canada .....	FULTON, J. and R. LEBRASSEUR 268
The zooplankton community and its abundance in Tokyo Bay.....	NAGASAWA, S. and R. MARUMO 277
Influence de la combinée des facteurs température et salinité sur la croissance larvaire de <i>Palaemon pacificus</i> (Stimpson) (Palaemonidés, Décapodes, Crustacés) .....	IGARASHI, Y., H. YAGI et Y. UNO 287
Diving operations for setnet fishery in Sagami Bay .....	INOUE, Y. and N.H. HERNANDEZ 293
Tetrodotoxin — a review with special reference to its distribution in nature .....	MARUYAMA, J. and T. NOGUCHI 299
Sequential processes in the occurrence of blooms and red tides in the sea .....	TSUJITA, T. 305
Efficacité des côtes et rivages de la mer — aménité et thalassothérapie .....	NOMURA, T. 324
Information needs for ocean waste disposal .....	GOLDBERG, E.D. 327
Eaux froides des profondeurs — une ressource en énergie des mers .....	TAKANO, K. 334
Conférence du lauréat du prix de la Société franco-japonaise d'océanographie.....	TAKEMATSU, N. 337
Nécrologie .....	340
Procès-verbaux .....	341
Table annuelle .....	(1)

# 第 22 卷 第 3-4 号

## 目 次

序 .....	富永 政英	85
海洋科学—日本とフランスの間の固いきずな (仏文) .....	H. J. CECCALDI	87
実験海洋生態系における栄養塩負荷の影響 (英文) .....	T. R. PARSONS	90
水圏の富栄養化の過程 (英文) .....	関 文威, 岩見哲夫	95
フランスの潜水調査船・調査機 (仏文) .....	M. DUPUIS	101
浅海域における流れのスペクトル 1. 乱れの状況 (英文) .....	市栄 誉, 辻 正明	104
モアレ縞による水面傾斜の測定 (英文) .....	高山晴光, 阿部友三郎	115
田辺湾で観測された台風時の流れ .....	中村重久, 芹沢電厚	124
表層混合層の発達について (英文) .....	Z. H. JING, J. P. ZHAO and G. J. SHEN	131
海上での流出油の拡がりの数値シミュレーション (英文) .....	柳 哲雄, 岡本恭明	137
朝鮮海峡の順圧風成流と対馬海流の輸送量 (英文) .....	市栄 誉	147
台湾東方の黒潮深層の流れのみちすじ—1940年2月~3月の観測結果 (英文) .....	B. GUAN	156
人工衛星による黒潮暖水リング表面の温度分布と水色分布の観測 (英文) .....	齊藤誠一, 浅沼市男, 佐々木保徳, 宗山 敬	163
赤道海流の計算法について (英文) .....	Y. YUAN	167
深海底層流の観測 .....	岡崎 守良	175
犬吠崎沖の黒潮前線域の流動について .....	石野 誠, 大塚一志	215
海中上方向放射照度のスペクトルに対するクロロフィル <i>a</i> の蛍光の影響 (英文) .....	岸野元彰, 杉原滋彦, 岡見 登	224
海中分光放射照度から推定したクロロフィル <i>a</i> の蛍光の量子収率 (英文) .....	岸野元彰, 杉原滋彦, 岡見 登	233
地下から汲み上げられた海水中のマンガンの酸化速度定数と滞留時間 (英文) .....	佐藤義夫, 松本 齐, 岡部史郎, 竹松 伸	241
西之島の岩石化学 (英文) .....	青木 斌, 東海大学海洋火山研究グループ	248
日本周辺における漂着流石油塊の原油種別分類と微量元素の濃縮 .....	吉村広三, 原川保之, 柴 多喜男, 石井 操	257
カナダ太平洋岸におけるオキアミの分布 (英文) .....	J. FULTON and R. LEBRASSEUR	268
東京湾の動物プランクトン群集とその個体数 (英文) .....	永沢祥子, 丸茂隆三	277
イソスジェビ幼生の変態に及ぼす温度及び塩分の影響 (仏文) .....	五十嵐保正, 八木宏樹, 宇野 寛	287
相模湾における定置網の潜水作業 (英文) .....	井上喜洋, N. H. HERNANDEZ	293
テトロドトキシン—自然界での分布 (英文) .....	丸山純一, 野口玉雄	299
海洋のブルームと赤潮の発生における連鎖過程 .....	辻田 時美	305
海浜の効用—アメニティ機能と海洋療法 .....	野村 正	324
汚染物質の海洋投棄のあり方 (英文) .....	E. D. GOLDBERG	327
深層の冷水—一つのエネルギー資源 (仏文) .....	高野 健三	334
学会賞受賞記念講演 .....	竹松 伸	337
追 悼 .....		340
学会記事 .....		341
総 目 次 .....		(1)