
Tome 6

Mai 1968

Numéro 2

う み

La mer

昭和 43 年 5 月

日 仏 海 洋 学 会

La Société franco-japonaise
d'océanographie
Tokyo, Japon

日 仏 海 洋 学 会

編 集 委 員 会

委員長 今村 豊 (東京水産大学)
委員 星野通平 (東海大学) 井上 実 (東京水産大学) 川原田 裕 (気象庁) 西村 実 (東海大学) 大柴五八郎 (理化学研究所) 杉浦吉雄 (気象研究所) 高木和徳 (東京水産大学) 高野健三 (東京大学) 冨永政英 (東京学芸大学) 宇野 寛 (東京水産大学) 渡辺精一 (理化学研究所)

投 稿 規 定

1. 報文の投稿者は原則として本会会員に限る。
2. 原稿は簡潔にわかりやすく書き、図表を含めて印刷ページで12ページ以内を原則とする。[原稿は、東京都千代田区神田駿河台2-3 日仏会館内 日仏海洋学会編集委員会宛に送ること。]
3. 編集委員会は、事情により原稿の字句の加除訂正を行なうことがある。
4. 論文には必ず約500字の和文の要約をつけること。
5. 図および表は必要なものみに限る。図はそのまま版下になるように縮尺を考慮して鮮明に黒インクで書き、論文の図および表には必ず英文 (または仏文) の説明をつけること。
6. 初校は原則として著者が行なう。
7. 報文には1編につき50部の別刷を無料で著者に進呈する。これ以上の部数に対しては、実費 (送料を含む) を徴収する。

Rédacteur en chef
Comité de rédaction

Yutaka IMAMURA (Tokyo University of Fisheries)
Michihei HOSHINO (Tokai University) Makoto INOUE (Tokyo University of Fisheries) Yutaka KAWARADA (Meteorological Agency) Minoru NISHIMURA (Tokai University) Gohachiro OSHIBA (Institute of Physical and Chemical Research) Yoshio SUGIURA (Meteorological Research Institute) Kazunori TAKAGI (Tokyo University of Fisheries) Kenzo TAKANO (University of Tokyo) Masahide TOMINAGA (Tokyo Gakugei University) Yutaka UNO (Tokyo University of Fisheries) Seiichi WATANABE (Institute of Physical and Chemical Research)

RECOMMANDATIONS A L'USAGE DES AUTEURS

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

オレゴン沖の海洋化学*

杉 浦 吉 雄**

Océanographie chimique au large de l'Oregon

Yoshio SUGIURA

Résumé: Des observations au large de l'Oregon nous permettent: 1° de proposer des méthodes pour évaluer l'étendue de la région soumise à l'influence du fleuve Columbia et pour évaluer le temps qu'il faut pour l'échange des eaux dans cette région, 2° de mettre en relief la relation anormale entre le phosphate et l'oxygène dans le courant ascendant établi d'une manière frappante au large de l'Oregon et la variation de ce courant ascendant, et 3° d'analyser la structure verticale de la salinité dans la couche superficielle d'un mètre d'épaisseur.

1. はしがき

1967年6月末より8月末まで米国オレゴン州コバリスに滞在し、オレゴン州立大学の K. PARK, L. GORDON, M. CISELL らと共に行った研究を概説する。ここに用いた資料は、67年7月5日より10日間、オ大所属の観測船 YAQUINA で観測して得たものである。

2. コロンビヤ川の影響域の一推定法と影響域内水の入れ換え時間の試算

河水の影響域と外洋水との境界をどこにするかについて、ある人は水色でわかるだろうか、塩分でわかるだろうと言って、実際、オレゴン沖のコロンビヤ川についても、従来、32.0~32.5‰ くらいのところに、その境界を求めてきたが、その根拠にはあまり客観的な説得力がない。

筆者は、保存性の二成分間の関係を追求すれば、この問題に対して、客観的な根拠が得られると考えた。いま、保存性の二成分を B, C とし、混合水、外洋水、河川水に対応するものに、それぞれ、 m, o, r の添字を付けて区別することにしよう。

$$C_m = (1-v)C_o + vC_r \quad (2.1)$$

$$B_m = (1-v)B_o + vB_r \quad (2.2)$$

である。ここで、 v は混合比である。 v は近似的

に $(1-C_m/C_o)$ に等しい。

実際問題として、筆者らは、 C として塩分 S を、 B としてアルカリ度 A を用いた。もちろん、はじめはアルカリ度が保存性成分の一つである、という仮定のもとにこれを用いた。しかし、後でそうしても大過ないことがわかった。(1)と(2)から、さきの置き換えを考慮して、

$$A_m/S_m = A_r/S_r + (A_o - A_r)/S_o \quad (2.3)$$

の関係を得る。ただし、 $S_r/S_o \ll 0$ により省略が行なわれている。これより、 (A_m/S_m) を縦軸に $(1/S_m)$ を横軸にとれば、 (A_m/S_m) 対 $(1/S_m)$ プロットは、河川水中のアルカリ度の値に等しい傾斜の直線上に配列することが推察される。この直線の一方の端は、河川水の性質を、他方の端は外洋水の性質を表わす。外洋水の性質を表わす方の端を、どこにするかが実は問題なのである。外洋水と一口に言っても、実はいく種類かの水が混っているような場合は、今は考えないことにしよう。外洋水はただ一種類としよう。しかし、蒸発あるいは降水の影響で塩分の濃淡を生じたとしよう。この場合、増減するのは水ばかりで溶存物質の量には著しい変動がないと考えられるから、 A_m/S_m は $1/S_m$ の変化にかかわらず一定となるであろう。すなわち、この領域では、 (A_m/S_m) 対 $(1/S_m)$ プロットは横軸に平行の直線となる。従って、先に得た斜めの直線と、ここに得た横軸に平行の直線の交わりを、河川水の影響域の外縁と決めるのである。

* 1967年12月5日受理

** 気象研究所 Meteorological Research Institute

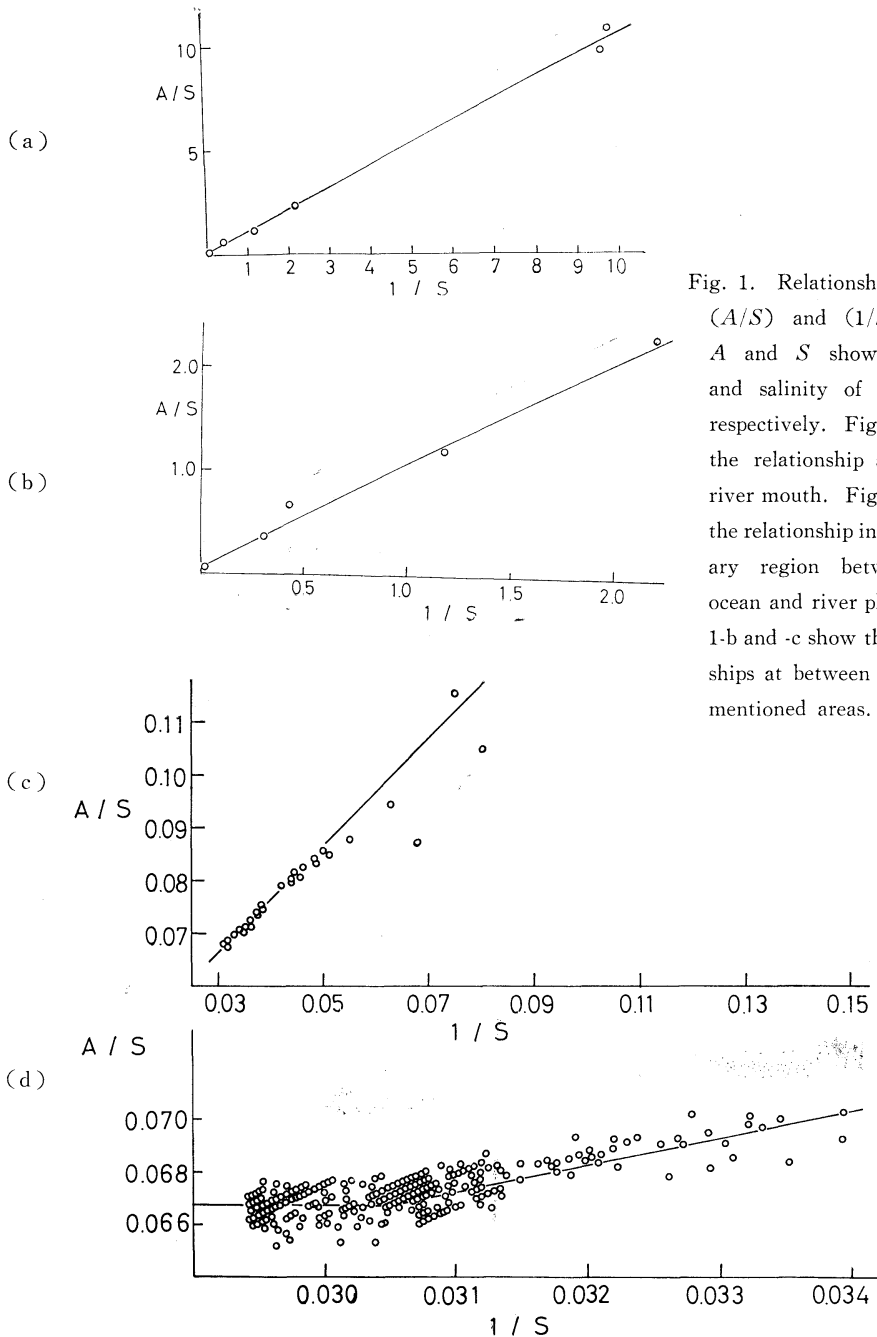


Fig. 1. Relationship between (A/S) and $(1/S)$, where A and S show alkalinity and salinity of sea water, respectively. Fig. 1-a shows the relationship around the river mouth. Fig. 1-d shows the relationship in the boundary region between open ocean and river plume. Fig. 1-b and -c show the relationships at between the above-mentioned areas.

以上の考え方が観測事実と符合するかどうかを確かめるために、現場の値を実際にプロットしてみた。Fig. 1-a は最も河口に近い方の観測値を、Fig. 1-d は、最も遠い方の観測値を、Fig. 1-b と -c は、その中間の状態を表わしている。これをみ

てわかることは、4枚のグラフについて現われる斜めの直線は、いずれも同一の直線の延長上にある、ということである。また、その傾斜は1で、これは、コロンビア川のアルカリ度の平均値、1 meq/l に等しいということである。また、Fig. 1-

d についてみると、外洋水の領域では、点の配列は確かに横軸に平行するように見えることである。Fig. 1-d をみると、二つの直線の交点は、 $1/S_m$ の値にして 0.0305 のあたりにあることがわかる。仮りにこの値を取れば、混合比 v は $(1 - 0.0305 \cdot S_m)$ とすることができる。0.0305 に相当する塩分は、32.8‰ である。

塩分 S_m の水の混合比がわかれば、次のようにして、その水の交換時間、 τ_i が推定される。

$$\tau_i = (1/R) \sum (1 - S_i/S_o) \cdot \Delta V_i \quad (2.4)$$

ここで、 R は河川水の単位時間当りの流量、 ΔV_i は、塩分が $(S_i - \frac{1}{2} \Delta S)$ と $(S_i + \frac{1}{2} \Delta S)$ の範囲内にある水の占める体積とする。

実際の計算に当っては、塩分を 0~4, 4~8, 8~12, 12~16, 16~20, 20~24, 24~28‰ に分け、おのおのの水の占める体積を見積り、それぞれに対応する S_i の値として、2, 6, 10, 14, 18, 22, 26‰ を用いた。また、 ΔV_i の見積りとしては、

$$\Delta V_i = \sigma_1 \cdot \Delta h + \sigma_2 (h - \Delta h)$$

の關係を用いた。ここで、 σ_i というのは、 $(S_i - \frac{1}{2} \Delta S)$ と $(S_i + \frac{1}{2} \Delta S)$ の塩分範囲の水が深さ h_i で占める面積とする。なお、 Δh の値としては、次の關係から定まるものを用いた。

$$\Delta h = h(2S_2 - S_1 - \sqrt{S_1 \cdot S_2}) / 3(S_2 - S_1)$$

ここで、 S_2 とは、二つの相隣る深さにおいて $(S_i - \frac{1}{2} \Delta S)$ と $(S_i + \frac{1}{2} \Delta S)$ の二つの等塩分線で囲まれる領域のうち、広い方の面積であり、狭い方の面積を S_1 とする。二つの深さの差を h 、 S_1 から切断面までの深さを Δh とする。

深さ 0 m と 5 m とにおける水平分布図を Fig. 2 と 3 に示す。0 m では、河口付近に顕著な濃度勾配がある。また、河口の南西約 40 km のあたりに塩分の低い水の塊が孤立しているのが注目される。その塊の中の低塩分のコアは、12~16‰ の塩分を示している。5 m 層では、45°30'N, 125°20'W のところに 27~28‰ の低塩分水コアがある。10 m 層以深には、28‰ 以下の低塩分水は見当らなかった。塩分は、0 m 層では 100 km おきに、その他の層では 200 km お

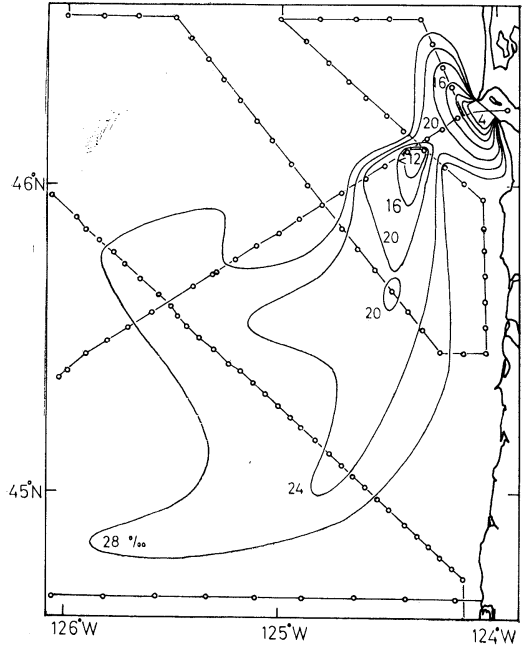


Fig. 2. Horizontal distribution of salinity at zero m depth. Figures by the distribution pattern show salinities in ‰.

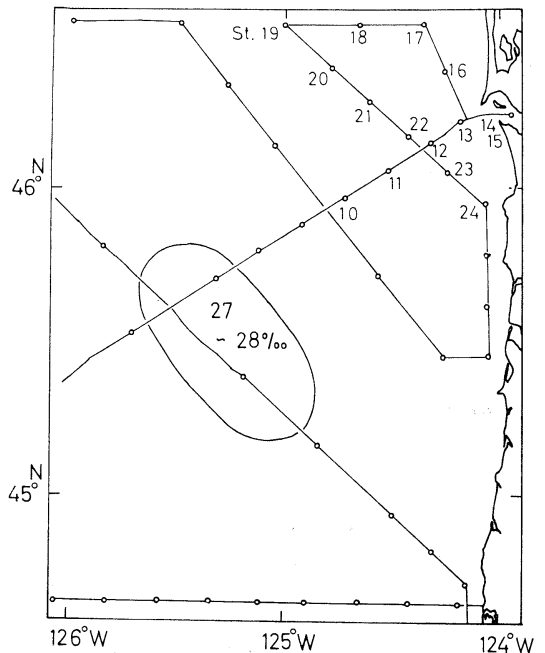


Fig. 3. Horizontal distribution of salinity at 5 m depth. Serial numbers of the observational stations concerned are shown.

きに汲み上げた水について、電磁誘導式の塩分計で測定した。アルカリ度の測定は、次のようにした。試水 100 ml に 0.01 N 塩酸 30 ml を加えて、十分に振とうして pH を測定する。この pH の値を別表に照らして、直ちにアルカリ度を meq/l 単位で求める。

観測値に前記のプロセスを当てはめて Table 1 の結果を得た。

Table 1. Estimation of turn-over time based on alkalinity and salinity.

Salinity, ‰	Turn-over time, days
28	5.1
24	1.7
20	0.9
16	0.3

この結果を、次に、別の方法から推定した結果と比較してみよう。OSTERBERG らは、1965 年 6 月に同じ海域で、コロンビヤ川に固有の Cr^{51} の濃度を測定した (FREDERICK, 1967)。採水時の Cr^{51} の比放射能を同時に測った塩分に対してプロットすると、Fig. 4 のようになる。Fig. 4 についてメノコで引いた直線 (実線) により、28, 24, 20, 16 ‰ の塩分に対応する比放射能の強さを求める*。次式により、入れ換えの時間、 t_m を推定する。

$$t_m(\text{日}) = 93.03(\log v + \log A_r/A_m)$$

ここで、 v は混合比、 A_r と A_m は、それぞれ、河川水と影響域内の水の、採水時における Cr^{51} の比放射能の強さとする。計算の結果は、Table 2

* 厳密には、採水時の比放射能が直線上に配列するのではなく、水が河口を離れるときの値、別の言い方をすれば、放射能の減衰という非保存性を補正して、保存性という条件を維持させたときの値に換算したのについて、直線性が期待されるのである。×印は 4 点で実線上の対応値を河口を離れたときの値に換算したもので、それが直線 (破線) 上に乗ることを示している。これによって、実線によって採水時の比放射能を求めたやり方が、實際上、誤りでないことを示している。

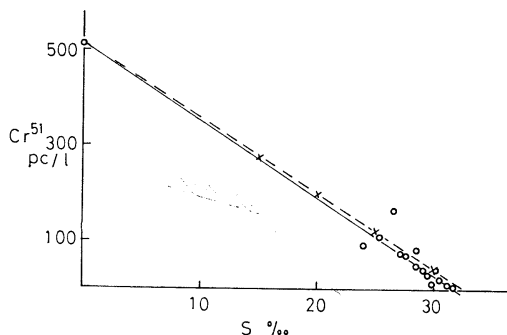


Fig. 4. Relationship between specific activity of Cr^{51} and salinity. See the text about the meanings of solid and broken lines.

Table 2. Estimation of turn-over time based on Cr^{51} specific activity and salinity.

Salinity, ‰	Turn-over time, days
28	7.7
24	3.6
20	2.1
16	1.4

のようになった。

Table 1, 2 の結果は、大体よく一致しているともいえるが、 Cr^{51} の結果は、概して大きい値を与えている。

河口付近の塩分分布は、潮位との関連を度外視しては意味がない。Fig. 5 に河口付近のある点における潮位を示す。同図に記入された観測点 (Fig. 3 参照) で、矢印が示す時刻に採水が行なわれた。Fig. 5 から、河口およびそれに直接続く点 (Fig. 3 の St. 12, 13, 14, 15) においては、低潮時に観測が行なわれたことがわかる。

河川水は、低潮時に海へ流出し、高潮時にせき止められる。その結果、河口付近の海水の塩分は、低潮時に低く高潮時に高い (DUXBURY & MCGARY, 1967)。従って、Fig. 2 において、河口付近の低塩分域と河口の南西約 40 km 付近に孤立した低塩分域の間にはさまる高塩分帯は、Fig. 5 の 7 月 8 日 01:00 にみられる高潮時に対

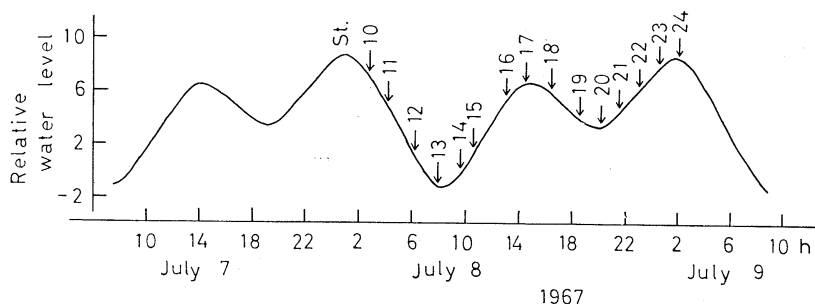


Fig. 5. Tidal phase at Astoria located at the Columbia river mouth, Oregon.

応するものと考えられる。それから更に、前記の孤立した低塩分域は、Fig. 5 の7月7日 19:00 にみられる低潮時に対応するものと考えられる。この際、この孤立した低塩分域の正確な形は、関与する観測点のそれぞれの観測時刻における潮位の差によりゆがめられていることは、承知していなければならない。

もし、孤立した低塩分域が7月7日 19:00 の低潮時に対応するならば、塩分 16% の水の入れ換え時間は、約 12 時間となる。これは、Cr⁵¹ からの推定値の 1.4 日より、アルカリ度からの推定値の 0.3 日にはるかに近い値である。もし、前記の孤立低塩分域（これを、河口付近の低塩分域に対して、第2の低塩分域と呼ぼう）の南にある第3の低塩分域が、Fig. 6 の7月7日 08:00 の低潮時に対応するものであるならば、塩分 20% の水の入れ換え時間は約 24 時間で、Table 1 の結果とよく一致する。ここで注目すべきは、第1の低塩分域の 20% 以下の水が占める表面積と、第2の低塩分域のそれとがほぼ等しく、かつ、それらの領域内に含まれる河川水の総量が、コロンビア川の 24 時間流量の 90% に当ることである。これは、1日に2回起きる低潮時に、おのおの 24 時間流量の約半分ずつの河川水が放流されることに対応するものと考えられる。なお、コロンビア川の流量としては、同じ年の6月の平均流量を用いた。

3. 湧昇流内、リン酸塩と酸素の特異な関係と、その結果に現われた湧昇流の変動

湧昇流が下層から光合成層の中に上昇してくる

と、光合成が酸化分解に優越する結果として、リン酸塩濃度は水の上昇と共に低下する一方、酸素濃度は高まる。ある特定の深さ、 u において、ある時刻 (t) に採取された水のリン酸塩と酸素の濃度を、それぞれ、 P_u, O_u としよう。一方、同じ時刻 (t) に、深さ u より浅い任意の深さ、 i において採取された水のリン酸塩と酸素の濃度を P_i, O_i としよう。そうすると、

$$P_i = P_u' - \Delta P, \quad O_i = O_u' + \Delta O$$

と書き表わすことができる。ただし、 P_u' と O_u' は、前記の時刻 (t) に深さ i を占めていた水が、それよりさき深さ u を通過した時、($t - \Delta t$) に保有したリン酸塩と酸素の濃度とする。また、この水が深さ、 u から i まで上昇するのに要する時間、 Δt に、光合成で消費されるリン酸塩濃度を ΔP 、生成する酸素濃度を ΔO とする。

$$P_u - P_i = (P_u - P_u') + \Delta P \quad (3.1)$$

$$O_i - O_u = (O_u' - O_u) + \Delta O \quad (3.2)$$

となる。

もし、 $P_u = P_u'$ で $O_u = O_u'$ ならば、

$$P_u - P_i = \Delta P \quad (3.3)$$

$$O_i - O_u = \Delta O \quad (3.4)$$

となり、($P_u - P_i$) を ($O_i - O_u$) に対してプロットすれば、点の配列は、光合成に伴う P と O との増減関係を表わす特有のものになることが期待される。また一方、 $P_u \neq P_u', O_u \neq O_u'$ の場合は、

$$(P_u - P_i) - (P_u - P_u') = \Delta P \quad (3.5)$$

$$(O_i - O_u) - (O_u' - O_u) = \Delta O \quad (3.6)$$

を得る。(3.5)と(3.6)の関係は、座標系を、原点が $(P_u - P_u')$, $(O_u' - O_u)$ だけズレるように、平行移動させれば、(3.3)と(3.4)の関係が示すのと同じ ΔP と ΔO の関係を与えることを教えてくれる。原点のズレは、生化学的以外の原因によるもので、湧昇水が深さ u から i まで上昇するのに要する時間 Δt 以内に起った水質の変動、言いかえれば、異質の水に置き換えられたことを意味する。とにかく、そういう水の置換が起きない限り $(P_u - P_i)$ 対 $(O_i - O_u)$ プロットは、前述の生化学的継起に特有の関係を与える。水の置換があったときに、その関係は中断され、次にまた、同質の水が間断なく上昇する状態が維持される限りは、前記と同じ関係が再現する。かくの如くして、 $(P_u - P_i)$ 対 $(O_i - O_u)$ プロットは、一般的に言って、いくつかの平行曲線の上に点を配列させるであろうこと

が予測される。

かくの如き考察に基づいて、実際に $(P_u - P_i)$ に対して $(O_i - O_u)$ をプロットしてみた。その結果を Fig. 6 に示す。Fig. 6 の観測点の位置を Fig. 7 に示した。

Fig. 6 をみると、奇妙なことに、多くの近接する深さにおいて、点はほぼ $1(\mu\text{g at } P/l) / 3(\text{mlO}_2/l)$ に等しい傾斜の直線上に配列することがわかる。この傾斜は、筆者が既に別報 (SUGIURA & YOSHIMURA, 1964) において指摘したものと一致する。またこれは、今回オレゴン沖の湧昇流域外の海水について認められた関係 (Fig. 8) とも一致する。

Fig. 6 に示した数例の中でも特に注目すべきは St. 62 の結果である。このときは、0 m から 75 m までの間を占める水が、ほぼ同質の水に属する

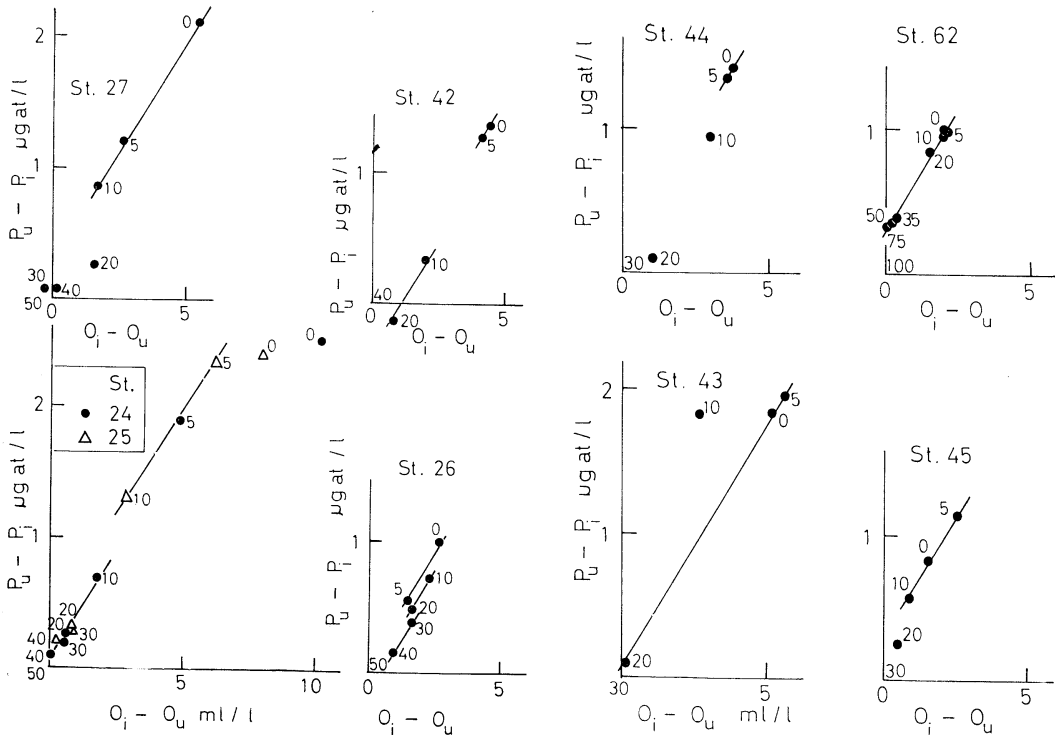


Fig. 6. Relationship between $(P_u - P_i)$ and $(O_i - O_u)$. P_u and O_u show phosphate and oxygen concentrations at the observational time at the particularly chosen subsurface depth, u . P_i and O_i show phosphate and oxygen concentrations at the observational time at the arbitrarily chosen depth, i . Figures by plotted points or the origin of coordinate show the depth of water collection. Locations of the stations concerned are shown in Fig. 7.

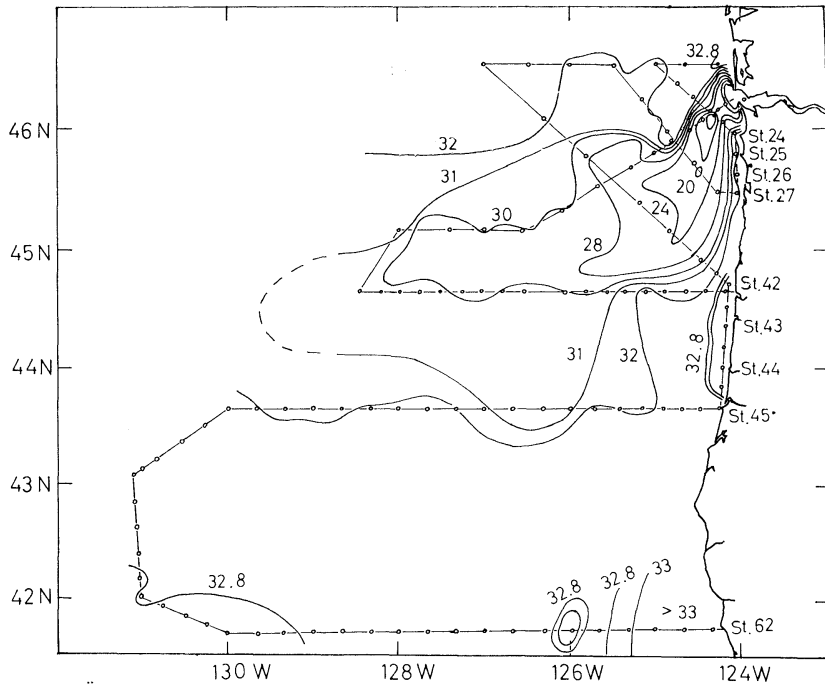


Fig. 7. Location of the upwelling region. Distribution of salinity at zero m depth is shown. Figures by isolines show salinities in ‰.

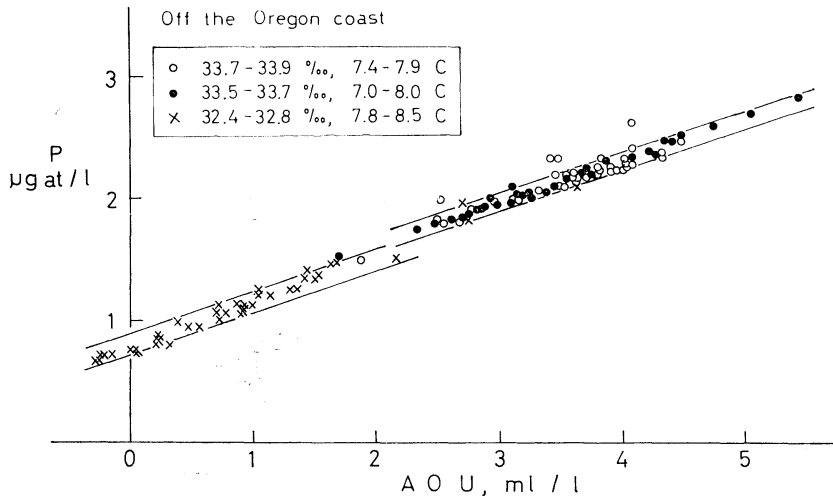


Fig. 8. Relationship between phosphate and AOU off the Oregon coast.

ものと判断される。75 m と 100 m の間で水の交替が起きているらしい。Fig. 6 の St. 62 の例について、 $(P_{75}-P_i)-(P_{75}-P_{i+1})$ あるいは、 $(O_i-O_{75})-(O_{i+1}-O_{75})$ を深さ i とそれに続く深さ

$(i+1)$ の間にとってゆくと、Fig. 9 のような関係が得られる。これは、現場の光合成曲線と考えるとよい。Fig. 9 の鉛直分布の形からみて、ここでとり扱っている水が、100 m の深さで示したであろ

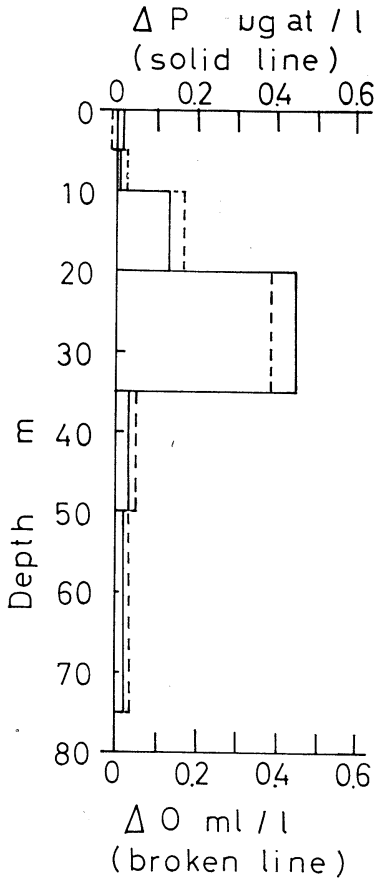


Fig. 9. Vertical distribution of ΔP and ΔO at St. 62. Curves suggest the possible pattern of vertical distribution of relative photosynthesis.

う濃度によって決まる ($P_u - P_i$) 対 ($O_i - O_u$) プロット上の位置は、75 m の深さに相当するものにきわめて近接しているであろうことが想像される。従って、先に述べた座標原点の移動が、この場合は、酸素について 0.1 ml/l 以下、リン酸塩について 0.3 $\mu\text{g at/l}$ 以下であることを示している。すなわち、観測の時点において、75 m 以浅を占めていた水が 100 m の深さにあったときに示した濃度より、観測の時点で 100 m の深さを占めていた水の濃度は、酸素で約 0.1 ml/l 低く、リン酸塩で約 0.3 $\mu\text{g at/l}$ 高いことを示している。リン酸塩の濃度は、一般に、この位の深さのところでは、深さと共に増すから、このことは、観測時より少し前から観測時以後にかけて、湧昇水の給供源の

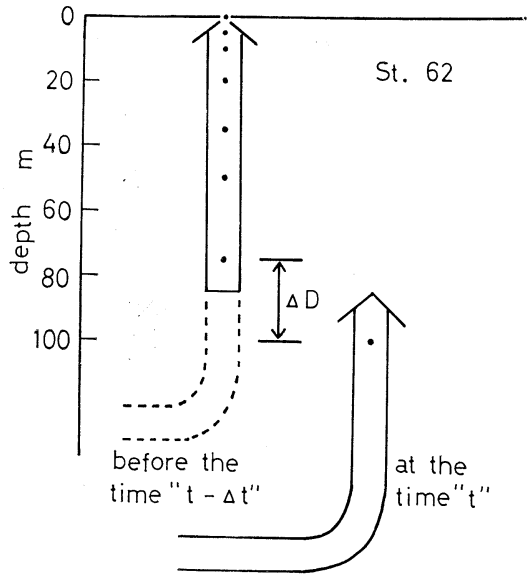


Fig. 10. Illustration of exchange of water mass in the upwelling water system.

深さが、若干深いところへ移ったとみることが出来る。

以上の関係を図解すると、Fig. 10 のようになる。図中、深さ 0 m から 75 m までの、時刻 (t) における採水は、時刻 ($t - \Delta t$) 以前に 100 m を越えるある深さから湧昇してきた同質の水であるのに反し、深さ 100 m での時刻 (t) における採水は、先の水の湧昇源より深いところから湧昇してきた異質の水であると考えられる。ここで、 $\Delta t \leq \Delta D/v$ (v は湧昇流の鉛直上方への速さとする) である。

4. 海面下 1 m までの塩分の鉛直構造とその意義

海・気間における交換現象を理解するために、海面下のマイクロな分布を明らかにする必要を感じ、まず、手はじめに、城ヶ島において観測を行なった。このときは、神奈川県水試の構内にある縦、横 2 m × 5 m、深さ 1 m の水槽に、三崎水道の海水を汲み入れ (9 時 30 分)、水槽のほぼ中央の水面下 0.5, 1, 2, 5, 10, 15, 20, 30 cm の各層から採水 (13 時 30 分から 14 時 30 分の間に) を行なった。採水には、50 cm 角、厚さ 10 cm のスチ

ロフォームを海面に浮かべ、これに取り付けてあるガラス管からポリエチ管を通じて、吸引採取した。測定項目には塩分 そのほか二、三の成分が含まれていたが、結局、今回は精度の点で塩分以外は有意の差を見出せなかった。塩分はオーストラリア製の電磁誘導式の塩分計で測定した。城ヶ島での観測は、神奈川県水試の小金井正一氏、矢沢敬三氏らの協力を得て行なわれた。

同様のことをオレゴン沖で行なってみた。現地時間の14時、St. 4 (126°30'W, 45°10'N) で1回、19時に St. 32 (125°30'W, 46°32'N) で2回、14時に St. 56 (131°03'W, 42°01'N) で2回観測を行なった。このときは、内径 5.3 cm、長さ 30 cm のシリンダーの両端にゴムで互に引っ張ったゴム球を付けた採水器を用いた。採水前、二つのゴム球はシリンダー外に引き出され、採水時、ゴムの牽引力で引きもどされて、シリンダーの蓋が閉じる。この採水器を 20 cm おきに 6 個、約 5 cm 角の木の棒に直角に取り付けた。これをボートの舷側から静かに水面下に差し入れ、しばらくそのままの姿勢に保った。その間にボートはシフトした。最上段の採水器が水面直下に位置するようになるのを見計らって、6 個の採水器の蓋を同時に閉じた。塩分は、電磁誘導式塩分計で測定した。その結果を Fig. 11 に示す。Fig. 11 には、城ヶ島の結果も含めてある。

まず、オレゴン沖について、同じ場所で 30 分前後の間を隔てて引き続き行なった二回の観測結果をみると、0.01 % 以下の変動が各層について認められる。これについては、採水法からみて、深さの不精確さかまず挙げられる。そのほかに、測定精度と実際にあるかもしれない水平方向の濃度勾配を挙げることができると思う。St. 32 の場合は、その変動を明らかに越える 0.02 % 以上の塩分躍層が 40 cm 以深のところ認められる。この傾向は、城ヶ島の場合についても認められた。ただし、城ヶ島の場合は、塩分躍層の深さが 5 ないし 10 cm とはるかに浅いところに現われている。このことは外洋と水槽の違いである。

オレゴン沖の 3 測点における鉛直構造の違いは天候と関係が深い。St. 4 の場合は曇天で波が高

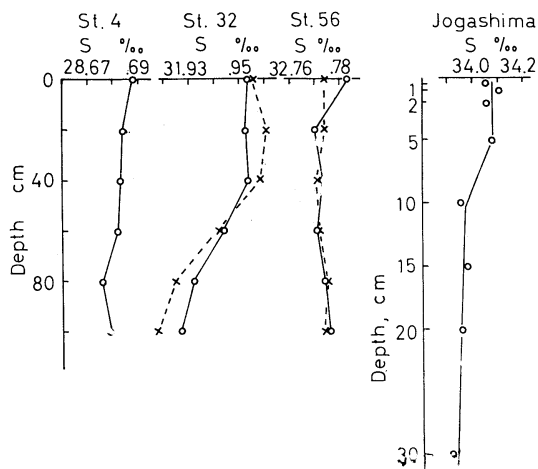


Fig. 11. Vertical distribution of salinity in the upper 1 m layer off the Oregon coast and that in the upper 30 cm layer in the water contained in the concrete reservoir at Jogashima Is. Locations of stations concerned are shown in the text.

かった。St. 56 の場合は薄日で波があった。St. 32 の場合は晴天でうねりは多少あったがおだやかであった。

以上の結果から判断されることは、1 m 以浅にみられる塩分の鉛直構造は、24 時間以内の短時間内に形成される、ということである。晴天でおだやかな海況下にあつては、日照の進行と共に温度成層が発達し蒸発が促進され、そのために、水面において塩分の最高が見出されることが期待されるのであるが、実際には、海面下数 10 cm までのところに乱れを生じ、その部分に塩分の均一化が蒸発と並行して起きる、ということである。波があると、海面下の乱れの層の厚さを増すこと、曇天には温度成層の発達が鈍化すること。この双方あるいは片方の原因によって鉛直構造の均一化が出現する。以上のように理解することができる。

参 考 文 献

- DUXBURY, A. C. and N. B. MCGARY (1967): Tidal period oscillations of an isohaline surface off the mouth of the Columbia river. *Int. Jour. Oceanogr. & Limnol.* **1**, 71-84.
- FREDERICK, L. C. (1967): Dispersion of the Columbia river plume based on radioactivity measurements. PhD thesis submitted to Oregon State Univ., 134 pp.
- SUGIURA, Y. and H. YOSHIMURA (1964): Distribution and mutual relation of dissolved oxygen and phosphate in the Oyashio and the northern part of Kuroshio regions. *Jour. Oceanogr. Soc. Japan*, **20**, 14-23.

日本近海における pH の分布とその意義*

杉 浦 吉 雄**

Distribution du pH et son interprétation aux environs du Japon

Yoshio SUGIURA

Résumé: La relation entre le pH et l'AOU obtenue par la théorie de BUCH et la recherche de SUGIURA et YOSHIMURA sur l'acide carbonique total est en accord avec des observations. Le pH_r de l'eau de mer se compose de deux parties distinctes: l'une dépendante de la température et de la chrolinité et l'autre en indépendante. Aux environs du Japon, il est plus haut dans les eaux de température et chrolinité élevées. Il est donc plus haut dans le Kuroshio que dans l'Oyashio. Cependant, la différence du pH entre le Kuroshio et l'Oyashio est plus forte que la différence prévue théoriquement, ce qui s'expliquera si l'on suppose l'échange lente du gaz entre l'eau et l'air. Le pH des eaux profondes dans le Pacifique du Nord-Ouest suggère la dissolution de $CaCO_3$, qui n'est toutefois pas si clairement suggéré par les données du pH à la mer du Japon.

1. はし が き

海水の pH は、最近、ガラス電極の普及につれて、船上で容易にしかもかなりの精度で測定されるようになった。そのお蔭で、資料としては、かなり累積されてきている。しかし、せっかくの資料も猿橋 (SARUHASHI, 1955) の研究以外には案外利用されていない。これを何とかしたいものだと考えて、はじめたのがこの研究である。

2. pH と AOU の関係

Fig. 1 に pH と AOU の関係を示す。AOU とは、溶存酸素の飽和量[†]から観測値を差し引いた量である。その値は、酸素未飽和なら正、過飽和なら負となる。図の縦軸は、20°C の値に換算した pH (pH_{20} と記号する) を示す。この換算には、

$$pH_{20} = pH_t + \alpha(20 - t)$$

を用いた。 α は水温と pH の値に依存する。その値は、BUCH が用いたもので、 CO_2 の交換がなく、水温だけの変動で変わる pH のそれを示す

* 1968年2月21日受理

** 気象研究所 Meteorological Research Institute

† Fox の飽和量 現場の水温、塩素量のもとで、1気圧の乾燥空気で飽和した海水 1 l 中に溶存する酸素の標準状態における容積, ml。

(HARVEY, 1957)。 α の値は、およそ -0.01 である。 pH_{20} を用いる理由は、pH に及ぼす水温効果を消去して、pH と CO_2 の関係をより明瞭に示さんがためである。

Fig. 1 で、最上段の点の群れは、深さ 50 m から 200 m にわたる水で、水温 18.5°C、塩素量 19.25 ‰ の黒潮系水についての関係を示す。最下段の点の群れは、水温 2.5°C、塩素量 18.3 ‰ の親潮系水についての関係を示している。Fig. 1 は、海水の pH が、二つの部分に分けて考えられることを示す。すなわち、水温、塩素量に依存する部分と AOU に依存する部分とである。前者を保存性 pH と呼び、 pH_r と記号する。そうすると、Fig. 1 の結果は、19.25 ‰, 18.5°C; 19.0 ‰, 10.0°C; 18.5 ‰, 5.0°C; 18.5 ‰, 2.4°C; 18.3 ‰, 2.5°C と、大体、水温、塩素量の高い水ほど pH_r の値が高いことを示している。一方、 CO_2 の海水への溶解度は、水温、塩素量が高いほど低い。このことは、 pH_r が大気 CO_2 の海水への溶解量によって、この場合は、ほぼ決定されていることを示している。大気 CO_2 の溶解量は同じでも、海水のアルカリ度が大きいほど pH の下り方は少い。従って、pH と同時に、アルカリ度あるいは全炭酸量を測らなければ、pH を CO_2 の問題に直結することはできない。[従来の資料には、pH と

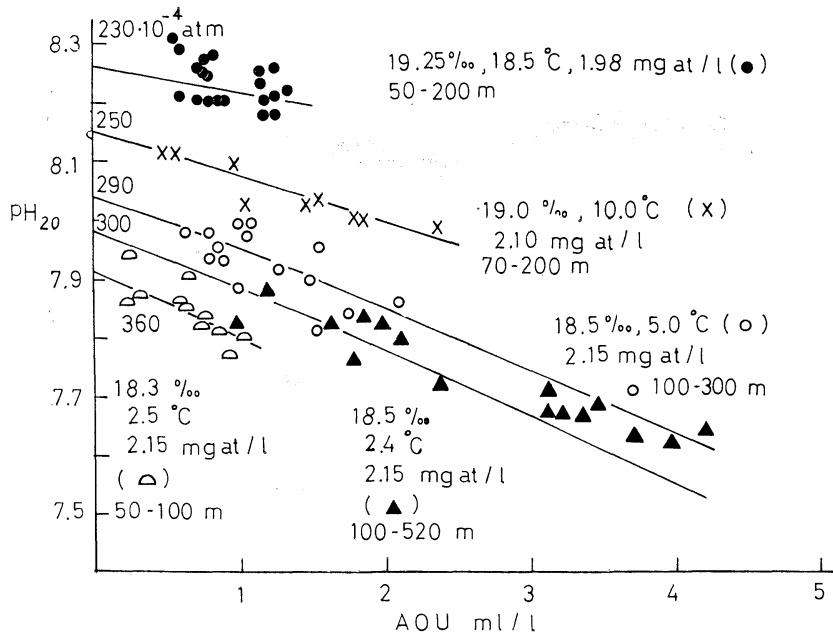


Fig. 1. The pH to AOU diagram for the Kuroshio and the Oyashio waters.

アルカリ度あるいは全炭酸量の双方が併記されたものが少い。惜しいことであると思う。

保存性 pH に対して、AOU の大小に応じて変化する部分を非保存性 pH と呼び、 ΔpH と記号しよう。 ΔpH の値は、AOU が正の領域では、Fig. 1 に示す通り負で AOU の値と共にその絶対値は増加する。AOU の増大は、有機物の酸化分解に伴う遊離 CO_2 の増加に対応し、これが pH を低下させる。有機物の酸化分解の際、アルカリ度の変化は無視できるとすれば、次のようにして AOU と pH の関係を導き出すことができる。

BUCH の研究 (HARVEY, 1957) によると、

$$C = f_1 \cdot A \quad (1)$$

$$P = f_2 \cdot A \quad (2)$$

ここで、

$$f_1 = \frac{1 + \frac{K_2'}{a_{H^+}} + \frac{\alpha_s \cdot a_{H^+}}{K_1' \alpha_0 a_{H_2O}}}{1 + \frac{2K_2'}{a_{H^+}}}$$

$$f_2 = \frac{a_{H^+}}{K_1' \alpha_0 \left(1 + \frac{2K_2'}{a_{H^+}}\right) a_{H_2O}}$$

である。C は、全炭酸量、 $m\text{-mols/l}$; A は car-

bonate alkalinity, $m\text{-eq/l}$; P は CO_2 の分圧、 10^{-3} atm ; K_1' と K_2' はそれぞれ、炭酸の海水中での、みかけの第 1, 第 2 平衡定数; α_0 と α_s は、それぞれ、純水と海水中での CO_2 の溶解度、 $mole/l$; a_{H_2O} は水の活量; a_{H^+} は水素イオンの活量、 $g \text{ イオン/l}$ である。

f_1 と f_2 は、水温と塩素量が一定ならば、pH のみの関数である。pH の低下は、 f_1 , f_2 の増大に対応する。AOU=0 における全炭酸量を C_r , pH_r に対応する f_1 の値を f_{1r} と記号すれば、

$$C_r = f_{1r} \cdot A \quad (3)$$

(1), (3) 式から、

$$C - C_r = (f_1 - f_{1r})A = (f_1 - f_{1r})(C_r / f_{1r}) \quad (4)$$

杉浦と吉村の全炭酸の研究 (1967) によれば、

$$C - C_r = (0.1/3)(AOU) \quad (5)$$

(4), (5) 式より、

$$f_1 = f_{1r} + \frac{AOU}{(30) \frac{C_r}{f_{1r}}} \quad (6)$$

を得る。 C_r の値は、杉浦と吉村の C-AOU 図から、おのおのの水の群れについて概数がわかって

いる。いま、ある水温と塩素量の水について考えよう。pH_r の値を任意の一つ選んでみる。その pH_r に対応する f_{1r} の値を (6) 式に代入すると、(6) 式は f_1 と AOU の間に一つの関係を与える。 f_1 は前述のように、水温、塩素量一定のもとで pH の値を決定する。従って、これは pH と AOU の関係に置き換えられる。はじめに選んだ pH_r の値を別のものに換えれば、また別の pH と AOU の関係が取り出せる。このようにして、いろいろの pH_r の値に対して、それぞれ別々の pH-AOU 図が描ける。ここで、もし以上に述べた推論が事実とは全くかけ離れた妄想にすぎないものであるならば、pH_r をどんなふうに変えてみても、観測結果と符合する pH-AOU 図を期待するのは無理であろう。ところが実際には、Fig. 1 にも示すように、ある pH_r の値に対して、観測結果とよく一致する pH-AOU 図を描くことができる。そのような pH_r をいま考えている水の群れについての pH_r とする。この pH_r は f_{2r} の値を決定する。 f_{2r} の値は (2) 式によって P_r の値を決める。 P_r は現場の水温と塩素量をもつ水が 1 気圧の大気と接して、酸素の飽和量に等しい溶存酸素量をもつときに、その水が示す CO₂ の分圧である。それは、300 ないし 320×10^{-4} atm の値をとることが知られている。さて、Fig. 1 にもあるように、さきに掲げた 5 種類の水について、観測結果にもっともよく適合する pH-AOU 図から pH_r を、次いで P_r の値を求めてみると、水温、塩素量共に高い黒潮系水では 230×10^{-4} atm ときわめて低く、逆に、水温、塩素量ともに低い親潮系水では 360×10^{-4} atm と、かなり高い値をとることがわかった。この、きわめて対照的な結果は、全く偶然の出来事として見捨ててよいものであろうか？次にその意味を考えてみたい。

3. 表層水の pH—大気・海洋間気体交換の遅れ

黒潮系表層水で P_r がきわめて低い反面、親潮系表層水で高いという前節の結果は、次のように考えれば説明がつく。黒潮系水は現場の水温より高い水温で大気と接し、CO₂ や O₂ をその条件下で飽和させた。しかし、日本近海まで流れて来て

水温が低下しても、はじめに溶けた気体の量はそのままに維持されていたとしよう。溶解度から言えば、なお若干溶けこむ余地がありながら、もとの濃度のままであるから、結果は CO₂ の分圧が低下したことに相当する。逆に、親潮では CO₂ や O₂ が海水に溶けこんだときは低温だったが、日本近海に到達して温度が上がっても、気体の離脱が遅れて水温変動に追いつけないとすれば、CO₂ の分圧は上ることになる。

以下の試算では気体の海・気間交換には遅れがあるが、海水中における炭酸の解離は遅滞なく進行すると仮定した。黒潮系表層水の水温 18.5°C に対して、23°C で気体が溶けこみ、その後、水温が低下しても気体の溶存量は変らなかつた、と仮定する。ただし、炭酸の解離平衡は 18.5°C の現場水温で進行するとした。すなわち、計算に当って、 α_0 , α_s には 23.0°C の値を、 f_1 , f_2 には 18.5°C の値を用いた。また、水温が 18.5°C から 23.0°C に上昇すると、酸素の飽和量は 0.40 ml/l だけ減るので、pH-AOU 図の各点を 0.40 ml/l だけ左方に平行移動させた (Fig. 2)。その結果、さきに述べた順序で P_r の値を計算すると、 290×10^{-4} atm となり、 230×10^{-4} atm に比べれば、全圧 1 気圧の大気の CO₂ 分圧にはるかに近い値を得る。

Fig. 3 に親潮系表層水についての関係を示す。この場合には、水温 0°C で全圧 1 気圧の大気で飽和した水の温度が 2.5°C に昇温しても、気体の溶解量に変化しないとすると、 P_r の値は、やはり

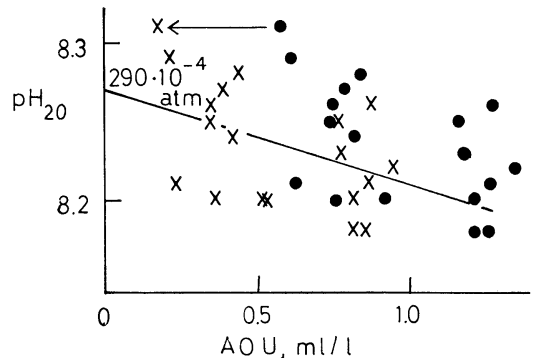


Fig. 2. The pH to AOU diagram for the Kuroshio waters at the depth of 50 to 200 m.

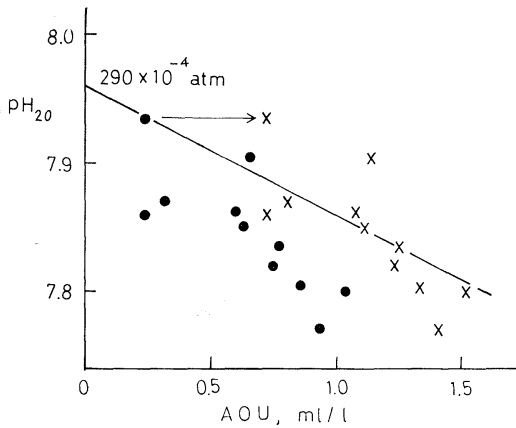


Fig. 3. The pH to AOU diagram for the Oyashio waters at the depth of 50 to 100 m.

290×10^{-4} atm となって、さきの 360×10^{-4} atm に比べると、期待値にかなり近い結果となっている。

このように、表層水の pH, アルカリ度から求められる P_r の値が、大気 CO_2 の分圧に関する期待値 (300 ppm にきわめて近い値) よりかなり外れる場合には、その原因として、大気・海洋間における気体交換の遅れがありそうだということは注目すべきことで、今後、更に検討さるべき点である。このことは、黒潮や親潮のように、南北方向に沿う水の流れがあるときに、問題となるものと考えられる。

4. 深層水の pH—炭酸塩の溶解

Fig. 4 は太平洋と日本海の深層水について、 pH_{20} と AOU の関係を示したものである。はじめに、太平洋水についてみよう。深さ 5,000 m の水の温度、塩素量は、この場合、ほぼ 1°C , 19.0% であった。前節に述べた順序で P_r を求めると 200×10^{-4} atm となる。西部北太平洋の酸素極小層はここで取り上げた限りでは、深さ 850 m から 1,350 m の範囲にわたっている。それらについて、 P_r を求めると 230×10^{-4} atm となる。上の二つの例はどちらも、大気 CO_2 の分圧の期待値に比べるとかなり低い。

海洋の深層では CaCO_3 の溶解が起きているといわれている。それが事実であれば、

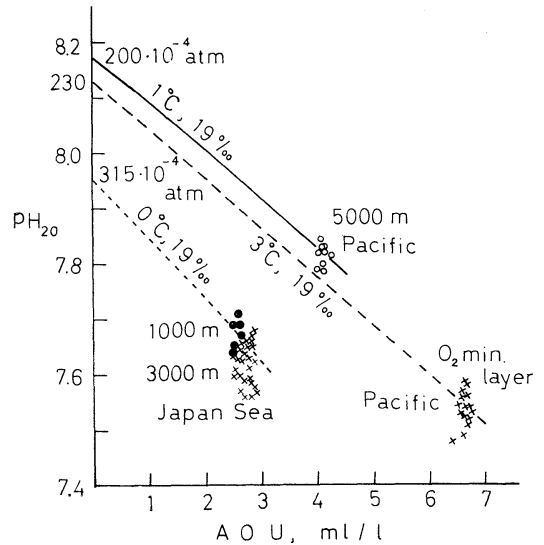


Fig. 4. The pH to AOU diagram for the Kuroshio and the Oyashio surface waters.



によって、 CO_2 の分圧が低下することが考えられる。そして、上に指摘した太平洋深層水の P_r の値が納得される。むしろ奇妙なのは日本海の値である。日本海の 1,000 m と 3,000 m の水について、Fig. 4 は pH_{20} と AOU の関係を示している。 P_r の値は 1,000 m, 3,000 m 双方とも、 315×10^{-4} atm となって、炭酸塩の溶解の余地を残さない。この結果は、日本海の深層水を涵養する日本海の表層水 (200 m 以浅の) に、炭酸物質が少ない、ということを示すものと考えられる。

5. あとがき

海水の pH は、観測値の豊富さの割には、その解析があまり進んでいない。それは pH の測定だけでは、あまり抽象的で解析の足場が得にくいためであろう。著者は、アルカリ度、あるいは全炭酸の測値と組み合わせて pH を CO_2 の問題におき換えて考察を進めることを試み、一応成功した。得られた結論の概要は、次の通りである。

海水の pH は、アルカリ度にももちろん依存するが、日本の近海では、アルカリ度の差があまり問題にならず、海水温度の違いに対応する溶解遊

離炭酸の差が pH の差をつけている。

観測された pH と AOU の関係は、海水の pH が溶存遊離炭酸によって大きく左右されるとし、BUCH の理論と杉浦-吉村の関係を組み合わせて、よく説明できることが示された。

pH_r の値は、大気・海洋間における気体交換の遅れのために、黒潮表層水と親潮表層水とで、遅れないとした場合に予想される差以上の開きを見せている。

太平洋深層水の pH に見合う P_r の値は大気 CO_2 の期待値に比べてかなり低い。これは、 $CaCO_3$ の溶解に伴う遊離 CO_2 の消失に帰せられるものと考えられる。奇妙なのは、日本海の深層水の P_r の値が、大気 CO_2 分圧の期待値とほぼ一致し、

$CaCO_3$ の溶解がよしあるにせよ、太平洋深層水に比べるとかなり少ないのではないかと考えられる点である。

参 考 文 献

- 1) HARVEY, H. W. (1957): The chemistry and fertility of sea waters. Univ. Press, Cambridge. 234 pp.
- 2) SARUHASHI, K. (1955): On the equilibrium concentration ratio of carbonic acid substances dissolved in natural water. Pap. Met. Geophys., **6**, 38-55.
- 3) SUGIURA, Y. (1965): The total carbon dioxide in the ocean. Pap. Met. Geophys., **16**, 230-236.
- 4) SVERDRUP, H. U., M. W. JOHNSON and R. H. FLEMING (1942): The Oceans. Prentice-Hall, Inc. Englewood Cliffs, N. J., 1087 pp.

On the Maintenance of the Turbulent Reynolds Stress in the Surface Boundary Layer*

Noriyuki IWATA**

Abstract: A new interpretation and formulation on the maintenance of the turbulent Reynolds stress in the surface boundary layer is proposed and compared with other reasonings. It is concluded that the turbulent Reynolds stress in the so-called constant stress layer is proportional to the nondimensionalized mean velocity profile curvature and to the turbulent intensity of the energy containing eddy. As a geophysical application the modification of mixing length and reduction of mean velocity gradient due to the wave-induced Reynolds stress over a disturbed sea surface are formalized.

1. Formulation of the Reynolds stress

We may assume that the turbulent velocity field in the surface boundary layer will be represented as,

$$u_i(\mathbf{X}, t) = \int_n dA_i(\mathbf{X}, n) e^{int} \quad (1.1)$$

$$dA_i(\mathbf{X}, n) = \int_{\mathbf{K}} dB_i(\mathbf{K}, n, z) e^{i\mathbf{K}\cdot\mathbf{X}}, \quad (1.2)$$

where the integration is over the horizontal wave number plane and over all frequencies. This decomposition of velocity field implies that the turbulent shear flow consists of mean velocity field and superimposed neutral perturbations with arbitrary wave number \mathbf{K} and frequency n , so that we consider neither the mutual interactions nor the self-excitations of these superimposed sinusoidal disturbances.

These neutral disturbances are to be considered as the limit of self-excited disturbance imaginary part of the phase velocity c_i tends to zero. According to the stability theory, Reynolds stress due to self-excited disturbance is related to the vorticity theory (LIN, 1954),

$$\frac{d\tau_{K,n}}{dz} = \rho \bar{\omega}^2 \frac{U''}{K} \frac{c_i}{(U-c_r)^2 + c_i^2}, \quad (1.3)$$

where prime denotes the differentiation with

* Received March 11, 1968

** Institute of Coastal Oceanology, National Research Center for Disaster Prevention, Hiratsuka, Kanagawa, Japan

respect to the vertical coordinate z .

In the limit $c_i \rightarrow 0$ the equation gives $\tau_{K,n} = \text{const}$ except $U=c_r$. Then, for neutral oscillation, the Reynolds stress remains constant except for a discontinuous jump at the critical layer, $U=c_r$. The extent of this jump can be given.

$$\begin{aligned} \delta\tau_{K,n} &= \tau_{K,n}(c_-) - \tau_{K,n}(c_+) \\ &= \lim_{c_i \rightarrow 0} \int_{z_1}^{z_2} \frac{c_i}{(U-c_r)^2 + c_i^2} \frac{-U''}{K} \rho \bar{\omega}^2 dz \\ &= \lim_{c_i \rightarrow 0} \int_{U_1}^{U_2} \frac{c_i}{(U-c_r)^2 + c_i^2} \frac{-U''}{KU'} \rho \bar{\omega}^2 dU \\ &= \pi \rho \frac{-U''}{KU'} \bar{\omega}^2 \delta \left(\frac{z}{z_m} - 1 \right), \end{aligned} \quad (1.4)$$

where z_m denotes the critical layer. Thus the abrupt change of the Reynolds stress occurs only at the critical layer $z=z_m$ and in the other regions it remains constant.

In general the neutral disturbance in the boundary layer with wave number \mathbf{K} can take arbitrary frequency n varying, say, from zero to infinity. However the contribution to the Reynolds stress through the formula (1.4) is only possible for the neutral disturbance whose frequency is

$$n = \mathbf{K} \cdot \mathbf{U}(z). \quad (1.5)$$

Thus at some given height $z=z_m$ and given wave number \mathbf{K} , the frequency n of effective disturbance to the Reynolds stress must be taken as n_m and all the other disturbances with $n \neq n_m$ have no contribution to the Reynolds stress at

$z = z_m$.

Spectral representation for vertical component

of turbulent velocity vector may be given (PHILIPS, 1967),

$$\bar{\omega}^2 = \Psi(\mathbf{K}, n, z) dn d\mathbf{K} \quad (1.6)$$

$$\Psi(\mathbf{K}, n, z) = \left(\frac{1}{2\pi}\right)^3 \iiint \overline{\omega(x, y, z, t_0)\omega(x+r_1, y+r_2, z, t_0+t)} e^{-i(\mathbf{K}\cdot\mathbf{r}+nt)} d\mathbf{r} dt. \quad (1.7)$$

The disturbance to be considered must have the relation (1.5), so that we may write,

$$\begin{aligned} \bar{\omega}_m^2 &= \Psi(\mathbf{K}, n, z) \delta\left(\frac{n}{\mathbf{K}\cdot\mathbf{U}} - 1\right) dn d\mathbf{K} \\ &= \Psi(\mathbf{K}, \mathbf{K}\cdot\mathbf{U}, z) d\mathbf{K}. \end{aligned} \quad (1.8)$$

Substituting (1.8) into (1.4), we obtain,

$$\delta\tau_K = \pi\rho \frac{-U''}{KU'} \Psi(\mathbf{K}, \mathbf{K}\cdot\mathbf{U}, z) \delta\left(\frac{z}{z_m} - 1\right) d\mathbf{K}. \quad (1.9)$$

It must be noticed that (1.9) denotes the jump of the Reynolds stress due to *one* neutral disturbance with wave number \mathbf{K} and consequently with frequency $n = \mathbf{K}\cdot\mathbf{U}(z_m)$. If we confine ourselves to the motion in the x - z plane, then the total jump of Reynolds stress is given by,

$$\delta\tau(z) = \pi\rho \frac{-U''}{U'} \delta\left(\frac{z}{z_m} - 1\right) \int_{K_0}^{K_p} \frac{\Phi(K, KU, z)}{K} dK, \quad (1.10)$$

where K_0 denotes the lowest wave number determined by the viscous force (LIN, 1954),

$$K_0 = \frac{n_0}{U(z_m)} = \frac{2\nu}{U(z_m)} \frac{1}{\delta_1^2}, \quad (1.11)$$

where δ_1 means the thickness of the viscous sublayer and K_p is the highest wave number contributing to the Reynolds stress in the boundary layer, so that higher wave number components than K_p could be regarded as isotropic and have no contribution to the Reynolds stress.

Now we consider the turbulent Poiseuille flow in which it is well known,

$$\tau_e(z) + \tau(z) = \rho u_*^2 \left(1 - \frac{z}{\delta}\right), \quad (1.12)$$

where $\tau_e(z)$ denotes the viscous stress and δ is the distance from the wall to the center of the channel. In the outer region of this boundary layer the effect of viscous stress is negligible, so that the Reynolds stress decreases linearly towards the center of the channel. Comparing (1.12) with (1.10) we assume presumably that the extent of the jump of the total Reynolds stress at two points separated each other by $d\mathbf{z}$ remains constant in the outer region down to the edge of so-called constant stress layer adjacent to the wall. Moreover we assume in the region near

the wall $\bar{\omega}_m^2$ in (1.8) could be represented as,

$$\bar{\omega}_m^2 = u_*^2 \phi(\xi, R_i) d\xi, \quad \xi = Kz. \quad (1.13)$$

It means that the spectral form of the vertical turbulent velocities contributing to the Reynolds stress could be normalized by nondimensional wave number Kz alike in the case of the general turbulent vertical velocities. Substituting this into (1.10) and regarding the above reasonings we arrive at the conclusion that the total Reynolds stress at the outer edge of the constant stress layer is proportional to the extent of the total jump of these Reynolds stress in the outer region, which must be constant down to the edge of constant stress layer.

$$\frac{\tau(z)}{\rho u_*^2} = \text{const} \frac{-zU''}{U'} \delta\left(\frac{z}{z_c} - 1\right) \int_{\xi_0}^{\alpha} \frac{\phi(\xi, R_i)}{\xi} d\xi, \quad (1.14)$$

where

$$\xi_0 = \frac{2\nu}{U(z_c)} \frac{z_c}{\delta_1^2}, \quad \alpha = K_p z_c.$$

z_c denoting the height adjacent to the constant stress layer but still in the outer region. On the contrary, in the constant stress layer the jump of the Reynolds stress must remain negligibly small. Then we must have the following relation from (1.14)

$$\xi_0 = \frac{z}{U(z)} \frac{2\nu}{\delta_1^2} \gg \alpha \tag{1.15}$$

which gives immediately,

$$\frac{U}{u_*} \leq \frac{2}{\alpha} \frac{u_* z}{\left(\frac{u_* \delta_1}{\nu}\right)^2} \tag{1.16}$$

For example we put $\alpha=1$, $u_* \delta_1 / \nu = 25$, $u_* z / \nu = 10^4$, then it follows $U/u_* \leq 30$ which could be regarded as representative values for the outer edge of constant stress layer.

Thus, at the outer edge of constant stress layer $\xi_0 + d\xi \rightarrow \alpha$ and the Reynolds stress in this layer would be given,

$$\begin{aligned} \tau(z) &= \text{const} \frac{-zU''}{U'} \rho u_*^2 \left[\frac{\phi(\xi, R_i)}{\xi} d\xi \right]_{\alpha} \\ &= \text{const} \frac{-zU''}{U'} \frac{\rho \bar{\omega}_c^2(\xi_\alpha)}{\xi_\alpha} \end{aligned} \tag{1.17}$$

The turbulent Reynolds stress is then proportional to the nondimensional velocity profile curvature and to the turbulent intensity of the energy containing eddy.

In the atmospheric surface boundary layer we may assume $\alpha=1$ and it is well known in the unstable case $\phi(\xi_\alpha, R_i)$ increases in proportion to the absolute value of Richardson number to the contrary of decreasing ξ_α (GURVICH, 1960). Moreover in this unstable case also increases the nondimensional profile curvature, so that the Reynolds stress increases in unstable conditions and decreases in stable case.

2. Comparison with other reasonings

From momentum transfer hypothesis the turbulent Reynolds stress is given by,

$$\tau(z) = \rho l^2 \left(\frac{dU}{dz} \right)^2, \tag{2.1}$$

where l denotes the mixing length and it is usually assumed near the wall $l = \kappa z$. On the other hand Karman's similarity hypothesis gives,

$$l = -\kappa \frac{dU}{dz} \bigg/ \frac{d^2U}{dz^2} \tag{2.2}$$

When we substitute (2.2) into (1.17) we obtain simply,

$$\tau(z) = \rho u_*^2 \kappa \frac{z}{l} \tag{2.3}$$

thus the Reynolds stress becomes proportional to z/l , for constant stress layer it follows from (2.3) $l = \kappa z$, that is, Prandtl's assumption.

Near the smooth plane wall we must take into account the viscous shear stress. With the absence of horizontal pressure gradient it declares making use of (1.17),

$$\rho u_*^2 = \mu \frac{dU}{dz} - \rho u_*^2 \left(\frac{d^2U}{dz^2} \bigg/ \frac{dU}{dz} \right) (z - \delta_1), \tag{2.4}$$

where δ_1 denotes the lower bound of the formula (1.17) and we shall assume this height as the outer edge of viscous sublayer where it holds,

$$\frac{U_\delta}{u_*} = \frac{u_*}{\nu} \delta_1 \tag{2.5}$$

Equation (2.4) is easily integrated and we get,

$$\frac{U}{u_*} = \frac{1}{\kappa} \ln \left[\frac{1}{\kappa} + \frac{u_*}{\nu} (z - \delta_1) \right] + B \tag{2.6}$$

For $z \gg \delta_1$ it is reduced to the well known semi-logarithmic formula for velocity profile on the smooth plane wall. At the outer edge of viscous sublayer it follows

$$\frac{U_\delta}{u_*} = \frac{1}{\kappa} \ln \frac{1}{\kappa} + B \tag{2.7}$$

From (2.5) and (2.7) we obtain,

$$B = \frac{u_* \delta_1}{\nu} - \frac{1}{\kappa} \ln \left(\frac{1}{\kappa} \right) \tag{2.8}$$

Now the value of B can be calculated in so far as $u_* \delta_1 / \nu$ is given. For example we may assume,

$$\frac{u_* \delta_1}{\nu} = 7.0, \quad \frac{1}{\kappa} = 2.4 \tag{2.9}$$

then (2.8) gives,

$$B \doteq 4.9 \tag{2.10}$$

From momentum transfer hypothesis it is derived under the same assumption as above (ROTTA, MILES referred by HINZE, 1959, p. 479),

$$B_{\text{Rotta}} = \frac{1}{\kappa} [\ln(4\kappa) - 1] + \frac{u_* \delta_1}{\nu} \tag{2.11}$$

The difference between (2.11) and (2.8) is given,

$$B_{\text{Rotta}} - B = \frac{1}{\kappa} [\ln(4) - 1] \doteq 0.93. \quad (2.12)$$

3. Reynolds stress over disturbed sea surface

Let us now consider turbulent boundary layer above the sea surface. We shall assume a statistically steady state in which the total shear stress can be regarded as constant and viscous stress neglected,

$$\tau_t(z) + \tau_\omega(z) = \text{const}, \quad (3.1)$$

where $\tau_t(z)$ denotes the turbulent Reynolds stress and $\tau_\omega(z)$ the Reynolds stress associated with the momentum transfer to the surface waves. When we use momentum transfer hypothesis we get from (2.1) and (3.1),

$$\frac{1}{u_*} \frac{dU}{dz} = \frac{1-f(z)}{l}, \quad (3.2)$$

where

$$\begin{aligned} 1-f(z) &\equiv \sqrt{1-\tau_\omega^*(z)} \\ \tau_\omega^*(z) &\equiv \frac{\tau_\omega(z)}{\rho u_*^2}. \end{aligned} \quad (3.3)$$

Putting $l = \kappa z$ MILES attempted to estimate the reduction of wind profile curvature due to wave induced Reynolds stress (MILES, 1965). It must be noticed here that the mixing length concept derived from Karman's similarity hypothesis is not applicable in this case, because we get from (2.1), (2.2) and (3.1),

$$\frac{1}{u_*} \frac{dU}{dz} = \frac{1}{z - \int_z^\infty \frac{f}{1-f} dz} \quad (3.4)$$

which shows the gradual increase of wind profile gradient near the sea surface. This contradictory result is due to the fact that the wind profile over sea surface can not be decided exclusively by the turbulent motions.

From (1.17) and (3.1) we obtain

$$\frac{\kappa}{u_*} \frac{dU}{dz} = \frac{1}{z} \exp \left[- \int_z^\infty \frac{\tau_\omega^*(z)}{z} dz \right]. \quad (3.5)$$

Comparing with (3.2) we get for the mixing length,

$$l = \kappa z \sqrt{1 - \tau_\omega^*(z)} \exp \left[\int_z^\infty \frac{\tau_\omega^*(z)}{z} dz \right] \quad (3.6)$$

which shows that the mixing length is modified due to the wave induced Reynolds stress.

4. Concluding remarks

The above considerations show that the turbulent Reynolds stress could be regarded to be proportional to the curvature of the mean velocity profile in the region adjacent to the wall. On the other side momentum transfer hypothesis predicts the Reynolds stress proportional to the square of the nondimensional profile gradient. In so far as we concern ourselves with the turbulent boundary layer adjacent to the wall, both formulae predict naturally so-called semi-logarithmic velocity profile indiscernibly. However when we take into account of the other induced Reynolds stress, the above derived formula predicts the modification of mixing length and in general larger amount of reduction of wind profile gradient over disturbed sea surface.

References

- GURVICH, A. S. (1960): Frequency spectra and functions of distribution of probabilities of vertical wind velocity components. *Izv. Geophys. Ser.*, 1042-1055.
- LIN, C. C. (1954): Some physical aspects of the stability of parallel flows. *Proc. Nat. Acad. Sci.*, 40, 741-747.
- MILES, J. W. (1965): A note on the interaction between surface waves and wind profile. *J. Fluid Mech.*, 6, 22, 823-827.
- PHILLIPS, O. M. (1967): The maintenance of Reynolds stress in turbulent shear flow. *J. Fluid Mech.*, 27, 131-144.

乱流境界層内のレイノルズ応力

岩 田 憲 幸

要旨： 乱流境界層内のレイノルズ応力の発生とその分布について、安定理論により解析を試みた。境界層内の速度場は、境界からの距離だけの関数である平均流と、種々の波数と振動数を持つ中立な擾乱の重ね合わせで表現できるとすると、境界層内のある点における、レイノルズ応力の増分は、これら中立擾乱によって決定される。

一般に表面境界層は、境界近くの粘性領域と外部領域にわかれ、その中間にレイノルズ応力が一定とみられる遷移領域がある。例として Poiseuille の流れをとると、外部領域ではレイノルズ応力は流れの中心から遷移領域に向って直線的に増大する。すなわちその増分は一定である。従って遷移領域の外側では全レイノルズ応力は、その点における増分に比例して、遷移領域ではそのまま一定の値を保持する。

このような考え方によれば、レイノルズ応力一定と見られる遷移領域では、この応力は、平均流の曲率と、鉛直速度成分のスペクトルが最大値をとる渦の強さとの積で決定される。

以上の結論を波浪上の海洋境界層に適用すると、波浪による誘起応力のための乱流混合距離の変化を推定することができる。

A Note on the Wind-Wave Interaction*

Noriyuki IWATA**

Abstract: Over disturbed sea surface wind energy is drained from the mean wind to the ocean wave at the critical layer where mean wind velocity is equal to the propagation velocity of perturbation induced by sea surface motion. On account of this energy transfer, turbulent Reynolds stress can not remain constant vertically, but decreases towards the sea surface. It results the modification of wind profile and then of the energy transfer coefficient. Our attempt is to compute numerically this wind-wave interaction using linear model both for air and water motion. It is concluded (1) the modification of wind profile is due not only to the interaction between wind and waves but also to the surface irregularities of ocean surface wave fields. (2) energy transfer coefficient increases rapidly for some particular components of perturbations whose phase velocities are approximately equal to the wind velocity near the surface, (3) energy transfer coefficient is also affected from the interaction outside the critical layer so that we must take into account of this contribution.

1. Preliminary remarks about the wind profile over sea surface

At present some observations and experiments show (TAKEDA, 1963; TAKAHASHI, 1958; KUNISHI, 1963) that the mean wind velocity profile over sea surface is not compatible with the logarithmic one, which is so well documented over fixed smooth surface. It has been inferred that the transfer of momentum to the surface waves from the wind blowing over water must affect the wind profile (STEWART, 1961) and moreover the reduction of the profile curvature has been calculated (MILES, 1965).

Our attempt is the same in principle with Miles' one but we have assumed from the first that the affected velocity profile can be represented roughly by logarithmic one with so-called zero-plane displacement and from this assumed velocity profile is calculated the energy transfer coefficient, which has been used to compute the wave-induced Reynolds stress and once more to calculate the modified velocity profile by this stress. Of course the difference between assumed and

resultant velocity profile is much smaller for this shifted velocity profile than for usual logarithmic one, moreover it gives more adequate value for induced Reynolds stress.

The following reasoning is referred to the particular coordinate system, whose origin coincides with the air-sea interface so that the boundary condition may be applied at any stream line $y=y_0$; thus, the wind velocity at the boundary need not vanish (MILES, 1957). However, the observations of wind profile have been mostly made at the fixed point, say, from the mean sea level, rather than at a fixed point y from the interface.

By a Taylor series expansion we get a representation for the mean wind velocity which is valuable up to the crest of surface waves (PHILLIPS, 1965),

$$U(y) = U(\bar{y}) + \frac{1}{2}(\bar{y}-y)^2 U''(\bar{y}). \quad (1.1)$$

If we put as an example,

$$U(y) = u_1 \ln \left[\frac{y}{y_0} + \exp(V_0) - 1 \right], \quad (1.2)$$

where V_0 is the nondimensional mean velocity at $y=y_0$, then we obtain from (1.1),

$$\frac{\overline{U(y)}}{u_1} = \ln \left[\frac{\bar{y}}{y_0} + \exp(V_0) - 1 \right] - \Delta V \quad (1.3)$$

* Received April 9, 1968

** Institute of Coastal Oceanology, National Research Center for Disaster Prevention, Hiratsuka, Kanagawa, Japan

$$\Delta V = \frac{1}{2y_0^2} \frac{\int_0^\infty S(K) \exp(-2Ky) K dK}{\left[\frac{\bar{y}}{y_0} + \exp(V_0) - 1 \right]^2}, \quad (1.3a)$$

where $S(K)$ denotes the spectrum of the displacements of air-sea interface. Now let us assume the Neumann spectrum,

$$S(K) K dK = \sqrt{\frac{2}{\pi}} \bar{s}^2 \sqrt{\frac{g}{K}} \frac{K^{-3}}{U_a} \exp\left(-\frac{2K_m}{K}\right) dK, \quad (1.4)$$

where \bar{s}^2 is the mean-square slope of the interface and is given by numerical expression (COX & MUNK, 1954)

$$\bar{s}^2 = 1.1 \times 10^{-4} U_a (g\nu_\omega)^{-1/3} \quad (1.4a)$$

K_m is related to the wind speed at the anemometer height as $K_m = g/U_a^2$. Now we shall define the following quantities,

$$\zeta = \ln \frac{\bar{y}}{y_0}, \quad \Omega = \frac{g y_0}{u_1^2}, \quad A_1 = \frac{U_a}{u_1}.$$

After some manipulations we obtain from (1.3a),

$$\Delta V = \sqrt{\frac{2}{\pi}} \frac{8\bar{s}^2 z^{-3/2} K_{5/2}(z)}{[1 + \exp(-\zeta) \{\exp(V_0) - 1\}]^2} \quad (1.5)$$

$$z = \frac{4}{A_1} \sqrt{\Omega \exp(\zeta)}, \quad (1.5a)$$

where $K_{5/2}$ denotes the modified Bessel function. Evidently ΔV increases towards the wave crest. At $\bar{y} = 1/2 H_{1/10}$ ($H_{1/10}$ is so-called one-tenth highest wave) we have,

$$\zeta_H = \ln \left(\frac{A_1^2}{2\Omega} \frac{g H_{1/10}}{U_a} \right).$$

If we put,

$$U_a = 10 \text{ m/s}, \quad A_1 = 10, \quad \Omega = 10^{-2},$$

$$\frac{g H_{1/10}}{U_a^2} = 0.21 \times 1.27$$

we obtain,

V_0	0	1	2	3	4
$(\Delta V)_{\zeta_H}$	0.164	0.164	0.162	0.159	0.152

Thus the velocity reduction at the wave crest amounts at most some fractions of u_1 for $\Omega = 10^{-2}$ which is representative for fully developed rough flow.

2. Wind profile over disturbed sea surface

We consider the portion of the turbulent boundary layer over fully arisen sea surface in which the total shear stress can be regarded as constant and the viscous shear stress neglected. Then we can write,

$$\tau_e(y) + \tau_w(y) = \rho u_*^2, \quad (2.1)$$

where τ_e represents the turbulent Reynolds stress and τ_w the Reynolds stress associated with the momentum transfer to the surface waves.

From momentum transfer hypothesis we have,

$$\tau_e = \rho l^2 \left(\frac{dU}{dy} \right)^2, \quad (2.2)$$

where l denotes the mixing length and it is usually assumed near the wall l is proportional to the distance from the boundary,

$$l = \kappa y, \quad (2.3)$$

where κ denotes the Karman constant. Substituting (2.3) and (2.2) into (2.1), we have immediately,

$$\frac{y}{u_1} \frac{dU}{dy} = \sqrt{1 - \tau_w / \rho u_*^2}, \quad (2.4)$$

where $u_1 = u_* / \kappa$.

As MILES has pointed out (MILES, 1965), the assumption (2.3) is only valid when $\tau_w / \tau_e \rightarrow 0$. Using a new formulation of Reynolds stress (IWATA, 1968) we obtain in neutral conditions,

$$\tau_e = \rho u_*^2 \frac{-y U''}{U}. \quad (2.5)$$

Substituting into (2.1) we get formally,

$$\frac{y}{u_1} \frac{dU}{dy} = \exp \left[-\frac{1}{\rho u_*^2} \int_y^\infty \frac{\tau_w}{y} dy \right]. \quad (2.6)$$

The object of this paper is to estimate numerically the effect of τ_w to the wind velocity gradient and the feed-back of this modified velocity gradient to the τ_w .

3. Numerical calculation of the wave-induced Reynolds stress

For a Fourier-Stieltjes component of surface waves, it is shown (LIGHTHILL, 1962)

$$\delta\tau_w(y) = \rho \int_y^\infty v\theta dy,$$

where θ denotes the perturbed vorticity and is given approximately by

$$\theta = U'(y-h) \div U'(y) - hU''(y).$$

Then we have

$$\overline{v\theta} = -\rho U''(y) \overline{hv}.$$

Now, air at levels y other than y_c suffers approximately sinusoidal displacements,

$$v = v_0 \cos(\sigma t)$$

with frequency

$$\sigma = K[U(y) - c]$$

the corresponding displacement is given,

$$h = \frac{v_0}{\sigma} \sin(\sigma t)$$

then we have

$$v\theta = -\frac{\rho U''}{2K[U-c]} \cdot \overline{v_0^2(y) \sin\{2K(U-c)\}t}.$$

Following the Kinsman's arguments (KINSMAN, 1965, p. 568), we expect small but finite covariance $\overline{v\theta}$, then it follows,

$$\delta\tau_w(y) = \rho\pi \left\{ \frac{-U_c''}{KU_c'} \overline{v_c^2} \right\} + \rho A \int_y^\infty \frac{-U''}{K|U-c|} \overline{v^2} dy, \quad (3.1)$$

where suffix c denotes the critical layer at which $U=c$ and the range of integration is over the fully developed turbulent flow excluding the region $y_c \pm \delta_c$ of the critical layer. δ_c is given (PHILLIPS, 1965) by

$$\delta_c = \left\{ \frac{4|v_c|}{KU_c'} \right\}^{1/2}. \quad (3.2)$$

A is a numerical constant proportional to the correlation coefficient between v and θ .

In order to evaluate the wave-induced Reynolds stress, we must at first get the solution of inviscid Orr-Sommerfeld's equation governing the wave-induced perturbation flow over sea surface (MILES, 1957),

$$(U-c)\phi_{yy} - [K^2(U-c) + U_{yy}]\phi = 0 \quad (3.3)$$

subject to the boundary conditions that the

interface shall remain a stream line and that the disturbance shall die out at infinity.

In the turbulent air flow over a corrugated solid wall $c=0$. There is no critical layer in the flow and the contribution to $\delta\tau_w$ from Miles regime vanishes. In this case we obtain from (3.1),

$$\delta\tau_w(y) = \rho A \int_y^\infty \frac{-U''}{KU} \overline{v^2} dy. \quad (3.4)$$

After transformation of variables,

$$V = \frac{U}{u_1}, \quad z = \frac{y}{y_0}, \quad \phi = u_1 \phi(z) \eta(x, t), \quad (3.5)$$

where η denotes the surface displacement, we get from (3.3),

$$L[\phi] = V \frac{d^3\phi}{dz^3} - \left(K^2 y_0^2 V + \frac{d^2V}{dz^2} \right) \phi = 0. \quad (3.6)$$

Approximate solution of this equation is given (MILES, 1957) by,

$$\phi = V \exp[-Ky_0 z] \quad (3.7)$$

which satisfies the boundary conditions,

$$\begin{aligned} \phi(0) &= V(0), \quad z=0, \\ \phi(\infty) &\rightarrow 0, \quad z \rightarrow \infty. \end{aligned}$$

Thus we have vertical velocity from (3.5) and (3.7)

$$v = \phi_x = iKu_1 \eta(x, t) V \exp(-Ky_0 z). \quad (3.8)$$

Substituting (3.8) in (3.4) we get (PHILLIPS, 1965)

$$\delta\tau_w(z) = \rho u_*^2 \frac{AKa^2}{2\kappa^2 y_0} \int_z^\infty (-V'') V \exp(-2Ky_0 z) dz, \quad (3.9)$$

where a denotes the amplitude of surface elevation. Together with the expression of turbulent Reynolds stress (2.2), (2.3), we have the governing equation from (2.1)

$$\frac{d}{dz} \left[z \frac{dV}{dz} \right]^2 + \frac{AKa^2}{2\kappa^2 y_0} V \frac{d^2V}{dz^2} \exp(-2Ky_0 z) = 0 \quad (3.10a)$$

or using the relation (2.5) we get,

$$\begin{aligned} \frac{d}{dz} \left[-z \frac{d^2V}{dz^2} / \frac{dV}{dz} \right] \\ + \frac{AKa^2}{2\kappa^2 y_0} V \frac{d^2V}{dz^2} \exp(-2Ky_0 z) = 0 \quad (3.10b) \end{aligned}$$

Table 1. Induced Reynolds stress calculated from (3.9) using (3.10a) and (3.10b)
 $A=1.6 \times 10^{-3}$ is assumed.

	Ka	$\frac{u_* a}{\nu}$	$\frac{C_a}{C_a + C_r}$	τ_1	τ_a	τ_b
(1)	0.157	356	0.185	0.222	0.203	0.185
(2)	0.314	720	0.387	0.896	0.608	0.492
(3)	0.304	335	0.445	0.391	0.332	0.291

(3.10a) and (3.10b) are numerically integrated for the first three models of Motzfeld's experiments (MOTZFELD, 1937). The results are shown in Table 1. The integration is due to the method of Runge-Kutta-Gill and the initial values are taken at $\zeta_\infty (= \ln z) = 12$, where,

$$V_\infty = \zeta_\infty, \quad V_\infty' = 1,$$

and integrated downwards up to the edge of viscous sublayer ζ_δ at which,

$$\zeta_\delta = \ln \frac{y_\delta}{y_0} = \ln \left[\frac{\frac{u_*}{\nu} y_\delta}{\frac{u_*}{\nu} y_0} \right] \doteq 4.0,$$

where $u_* y_0 / \nu = 0.1108$, $u_* y_\delta / \nu = 7.0$ are assumed. The step of integration is $\Delta \zeta = 0.01$.

τ_1 is computed by using semi-logarithmic profile, τ_a and τ_b are obtained by using the mean velocity integrated respectively from (3.10a) and (3.10b).

Fig. 1 shows the computed velocity profile and vertical distribution of induced Reynolds stress for the case II of Motzfeld. We see that τ_1 is unnaturally overestimated owing to the assumed logarithmic velocity profile and this inadequacy disappears in τ_a and τ_b by self-adjustment of wind flow over corrugated surface through the interaction between turbulence and induced perturbations.

The modification of wind profile due to the induced perturbation is not large but obvious. The increment of mean wind velocity at the edge of viscous sublayer amounts to about 10 percent for the case II.

It is interesting to note that modified wind profile can be roughly approximated by the semilogarithmic profile with adequate zero-plane

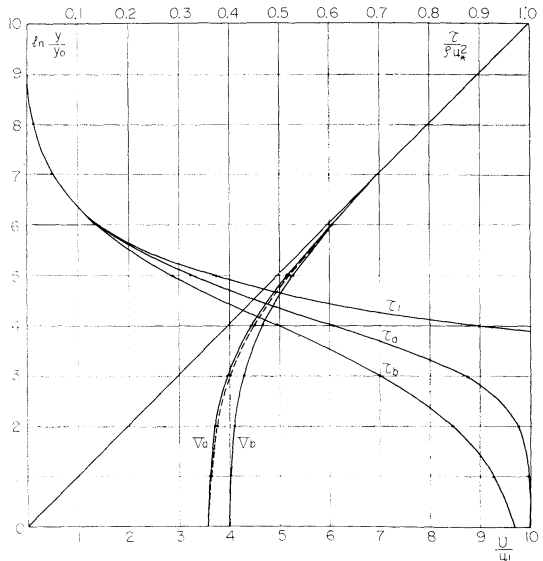


Fig. 1. Mean velocity and induced Reynolds stress distribution over corrugated surface for the case II of Motzfeld.

V_a and τ_a are referred to (3.10a)
 V_b and τ_b are referred to (3.10b)
 $A=1.6 \times 10^{-3}$ is assumed.

displacement such as (1.2). Dotted lines in Fig. 1 denote these modified semi-logarithmic profiles.

The calculations were carried out by assuming $A=0.0016$, one order smaller value than that of Phillips' estimation (PHILLIPS, 1965). However it enters into the calculation as the product with, $\frac{u_* a}{\nu} / \frac{u_* y_0}{\nu}$, so that the other estimation of u_* and y_0 could easily alter the magnitude of A .

Let us now consider the wave field represented by Neumann spectrum (1.4) and assume the wind direction is opposite to the direction of the wave propagation. It follows from (3.9),

$$\frac{\tau_w(z)}{\rho u_*'^2} = \frac{A}{8} \frac{A_1^2}{\kappa^2 \Omega^2} \int_z^\infty (-V'') V \left[1 + \frac{4}{A_1} \sqrt{\Omega z} \right] \exp \left[-\frac{4}{A_1} \sqrt{\Omega z} \right] dz. \quad (3.10c)$$

If we put $\Omega = 3 \times 10^{-2}$, $A_1 = 10$, $A = 1.6 \times 10^{-3}$, $U_a = 20$ m/s, we see the induced Reynolds stress is the same order of magnitude with Motzfeld's experiments (see Fig. 1a).

Now that the order of magnitude of A is anticipated, we shall try to compute $\delta\tau_w$ from (3.1). Equation (3.3) is converted by the transformation (3.5) into

$$L[\phi] = \frac{d^2\phi}{dV^2} + \frac{V''-V'}{V'^2} \frac{d\phi}{dV} - \left[\left(\frac{\Omega}{\omega_0^2} \frac{e^\zeta}{V'} \right)^2 + \frac{1}{V+\omega_0} \frac{V''-V'}{V'^2} \right] \phi = 0, \quad (3.11)$$

where prime denotes the differentiation with respect to ζ and

$$\omega_0 = -\frac{c}{u_1}.$$

When the velocity profile $V = \zeta$ (3.11) is reduced to the one which MILES & CONTE have computed (MILE & CONTE, 1959; hereafter we reference this paper by the symbol I). As we have seen before, modified velocity profile due to the induced Reynolds stress would be simulated by the semi-logarithmic profile with zero-plane displacement, we shall integrate (3.11) for

the mean velocity profile (1.2). The procedure is the same as in I. The second solution of (3.11) is represented by the regular solution ϕ_1

$$\phi_2 = B\phi_1 \ln [V + \omega_0] + \phi_3,$$

where ϕ_3 satisfies (see I, Equation (3.4)),

$$L[\phi_3] = B \frac{\phi_1}{V + \omega_0} \left[\frac{1}{V + \omega_0} - \frac{V''-V'}{V'^2} \right] - \frac{2B}{V + \omega_0} \frac{d\phi_1}{dV}. \quad (3.13)$$

The boundary condition at the interface (I, Eq. (3.2)) is,

$$\phi(0) = V(0) + \omega_0 \quad \text{at } \zeta = 0 \quad (3.14)$$

and at the infinity,

$$\frac{d\phi}{dV} + \frac{\Omega}{\omega_0^2} \frac{e^\zeta}{V'} \phi = 0 \quad \text{at } \zeta \rightarrow \infty. \quad (3.15)$$

B is constant and given from the theory of differential equation,

$$B = \left[\frac{V''-V'}{V'^2} \right]_{V+\omega_0=0}. \quad (3.16)$$

In so far as we use (1.2), the solutions of (3.11) and (3.13) near the singular point $V + \omega_0 = 0$ are the same form with I (I, Eq. (3.3) and (3.5)), only the boundary condition (3.14) is different, so that the energy transfer coefficient to the wave is given by,

$$\beta = -\pi |\phi_c|^2 \frac{\omega_0^2}{\Omega} e^{-\zeta_0} \left[\frac{V''-V'}{V'} \right]_c \quad (3.17)$$

or from resulting pressure acting on the interface,

$$P = (\alpha + i\beta) \rho u_1^2 K \gamma$$

$$\alpha + i\beta = -(V_0 + \omega_0) \frac{\omega_0^2}{\Omega} (V')_{\zeta=0} \left[1 - \frac{d\phi}{dV} \right]_{\zeta=0}. \quad (3.18)$$

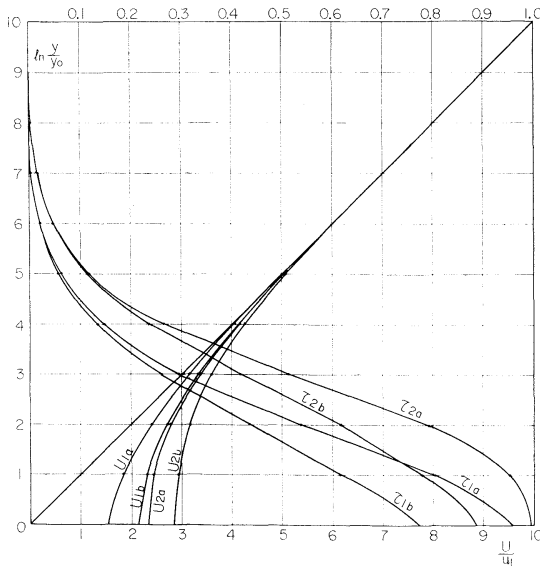


Fig. 1a. Mean velocity and induced Reynolds stress distribution over Neumann surface (wind direction is opposite to wave direction).

U_a and τ_a are referred to (3.10a)

U_b and τ_b are referred to (2.10b)

Suffix 1 and 2 are referred to respectively

$U_1 = 10$ m/s and $U_2 = 20$ m/s, $\Omega = 3 \times 10^{-3}$.

Substituting the approximate solution of (3.11),

$$\phi_c = \xi_c \int_{\xi_c}^{\infty} \left(V - \frac{c}{u_1} \right)^2 e^{-\xi} d\xi \quad (3.19)$$

into (3.17), MILES gives (MILES, 1957),

$$\beta = \pi \xi_c \left[\frac{\pi^2}{6} + \ln^2 (\gamma \xi_c) + Q(\xi) \right]. \quad (3.20)$$

From (1.2) we have, however,

$$\xi_c = \frac{\Omega}{\left(\frac{c}{u_1} \right)^2} \left[1 + \exp \left(\frac{c}{u_1} \right) - \exp (V_0) \right]. \quad (3.21)$$

Here we must notice that the second term of the right hand side of (3.20) could be very great for some components to which,

$$\frac{c}{u_1} \approx \ln [e^{V_0} - 1] \approx V_0. \quad (3.22)$$

The numerical procedure to determine β is the same with I. We write simply the sequence of computation to arrive at α and β (I, Page 364).

$$\alpha_1 = - \left[\frac{d}{dV} (B\phi_1) + \frac{\Omega}{\tau_0^2} \frac{B\phi_1}{V'} e^{\tau} \right]_{V_{\infty}}$$

$$\alpha_2 = - \left[\frac{d\phi_3}{dV} + \frac{\Omega}{\tau_0^2} \frac{\phi_3}{V'} e^{\tau} + \frac{B\phi_1}{V + \tau_0} \right]_{V_{\infty}}$$

$$\alpha_3 = B\phi_1(V_0) \ln [-(V_0 + \tau_0)] + \phi_3(V_0)$$

$$\alpha_4 = \frac{\alpha_2}{\alpha_1} + [\ln (V + \tau_0)]_{V_{\infty}}$$

$$\alpha_5 = (V_0 + \tau_0) [B\phi_1'(V_0) \ln \{-(V_0 + \tau_0)\} + \phi_3'(V_0)] + B\phi_1(V_0) - (V_0 + \tau_0) B\phi_1'(V_0) \alpha_4$$

$$\alpha_6 = B\phi_1(V_0) \alpha_4 - \alpha_3$$

$$\alpha_7 = \pi B\phi_1'(V_0) (V_0 + \tau_0)$$

$$\alpha_8 = \pi B\phi_1(V_0)$$

From (3.17) we get,

$$\beta = \pi \frac{(V_0 + \tau_0)^2}{\alpha_6^2 + \alpha_8^2} \frac{\tau_0^2}{\Omega} e^{W_0}$$

or from (3.18) it follows,

$$\beta = (V_0 + \tau_0) e^{-V_0} \frac{\tau_0^2}{\Omega} \frac{\alpha_5 \alpha_8 + \alpha_6 \alpha_7}{\alpha_6^2 + \alpha_8^2}$$

$$\alpha = -(V_0 + \tau_0) e^{-V_0} \frac{\tau_0^2}{\Omega} \left[1 + \frac{\alpha_5 \alpha_6 - \alpha_7 \alpha_8}{\alpha_6^2 + \alpha_8^2} \right].$$

The computed values are shown in Table 2 for

Table 2. Energy transfer coefficients for zero-plane displaced logarithmic profile $V_0=2.96875$.

$\frac{c}{u_1}$	$-\alpha$	β
3	-1.9742	0.2787
3.03125	-5.2871	2.3829
3.0625	-6.4062	9.7565
3.09375	1.2901	13.6893
3.125	5.6272	10.6977
3.15625	6.5887	8.2269
3.21875	6.5545	5.8525
3.28125	6.2377	4.8346
3.34375	5.9623	4.3022
3.40625	5.7356	3.9760
3.46875	5.5433	3.7583
3.53125	5.3743	3.6027
3.59375	5.2213	3.4855
3.65625	5.0792	3.3935
3.71875	4.9451	3.3186
4	4.3957	3.0894
5	2.7160	2.5618
6	1.4353	1.968
7	0.7287	1.29
8	0.7613	0.647
9	1.7382	0.19
10	3.9489	0.017~0.018
11	7.6576	
12	12.904	
13	19.688	

the case in which

$$V_0 = 2.96875, \quad \Omega = 0.01.$$

It is seen that β increases according as c/u_1 becomes small and reaches maximum value for wave component whose phase velocity is nearly equal to the wind velocity near the interface.

4. Wave-induced Reynolds stress from the outside region of critical layer

It remains to determine the second term of the right hand side of (3.1). For convenience we shall write,

$$\gamma(\xi, \xi_c) = A \int_{\xi}^{\xi_c - K\delta_c} \frac{W_{\xi\xi}}{|W|} |\phi_-|^2 d\xi, \quad (W < 0) \quad (4.1)$$

$$\delta(\xi_c) = A \int_{\xi_c + K\delta_c}^{\infty} \frac{-W_{\xi\xi}}{W} |\phi_+|^2 d\xi, \quad (W > 0) \quad (4.2)$$

$$W \equiv \frac{U-c}{u_1},$$

where δ_c is the thickness of critical layer given by (3.2). ϕ_{\pm} is the solution of (3.11) in the upper and lower range of ξ_c respectively. Thus the total induced Reynolds stress is given from (3.1),

$$\delta\tau_w(\xi) = \rho u_1^2 \left[\beta\left(\Omega, \frac{c}{u_1}\right) + \gamma\left(\Omega, \frac{c}{u_1}, \xi\right) + \delta\left(\Omega, \frac{c}{u_1}\right) \right] (K\gamma)^2. \quad (4.3)$$

Using the same procedure in the above paragraph we get finally,

$$|\phi_-|^2 = \frac{\left(V_0 - \frac{c}{u_1}\right)^2}{(\alpha_6^2 + \alpha_8^2)^2} [\alpha_6\tilde{\alpha}_6 + \alpha_8\tilde{\alpha}_8]^2 + (\alpha_6\tilde{\alpha}_8 - \tilde{\alpha}_6\alpha_8)^2 \quad (4.4)$$

$$|\phi_+|^2 = \frac{\left(V_0 - \frac{c}{u_1}\right)^2}{(\alpha_6^2 + \alpha_8^2)^2} \left[B\phi_1 \left\{ \ln\left(V - \frac{c}{u_1}\right) - \alpha_4 \right\} + \phi_3 \right]^2, \quad (4.5)$$

where

$$\begin{aligned} \tilde{\alpha}_6 &= B\phi_1(V)\alpha_4 - \tilde{\alpha}_3 \\ \tilde{\alpha}_3 &= B\phi_1(V) \ln\left(\frac{c}{u_1} - V\right) + \phi_3 \\ \tilde{\alpha}_8 &= \pi B\phi_1(V). \end{aligned} \quad (4.6)$$

is given,

$$\begin{aligned} W_m &= V_m - \frac{c}{u_1} = \ln \left[\frac{\xi_m \pm K\delta_c}{\xi_0} + B \right] - \frac{c}{u_1} \\ &= \ln \left[1 \pm \frac{\delta_c}{y_0} \exp\left(\frac{-c}{u_1}\right) \right]. \end{aligned} \quad (4.8)$$

Obviously (4.4) satisfies the boundary condition,

$$\phi(o)^2 = W(o)^2.$$

For the velocity profile (1.2), we obtain from (3.2),

$$\left(\frac{\delta_c}{y_0}\right)^2 = 4 \frac{(c/u_1)^2}{\Omega} \exp\left(\frac{c}{u_1}\right) K\alpha |\phi_c|. \quad (4.7)$$

Thus the thickness of the critical layer depends upon the steepness of the wave fields. Now the wind velocity at the both edge of critical layer

From adequate empirical formula for surface slope spectrum, we may be able to estimate the thickness of critical layer from (4.7) and so the limit of integration. For example, let us use the following slope spectrum which can be derived from standard power spectrum (PIERSON & MOSKOWITZ, 1959),

$$(Ka)^2 = \epsilon \left(\frac{c}{u_1}\right)^{-1} \exp\left[-\frac{5}{4}\left(\frac{c}{U_a}\right)^4\right] d\left(\frac{c}{u_1}\right), \quad (4.10)$$

Table 3. Energy transfer coefficients from outside the critical layer. γ and γ' denote the values at $\zeta=0.4811$, where $V=3.0$.

$\frac{c}{u_1}$	$W_m = \pm 10^{-5}$		$\frac{\delta_c}{y_0} e^{-\frac{c}{u_1}}$	W_m from (4.8)	
	γ	δ		γ'	δ'
4	2.502	2.501	0.953	0.	0.020
5	2.260	2.062	0.741	0.053	0.011
6	2.157	1.577	0.553	0.578	0.005
7	2.204	1.032	0.389	1.001	0.002
8	2.557	0.516	0.250	2.042	0.001
9	3.379	0.154	0.137	3.225	0.001
10	4.786	0.0142			
11	6.731	0.638			
12	9.149	0.			
13	12.076	0.			

where $\epsilon=7.4 \times 10^{-2}$, $U_a=10u_1$ are assumed. Thus we could estimate the limit of integration from (4.8), but the estimation of δ_e is rather delicate, so that we should show the results of numerical integration for which $W_m = \pm 1.0 \times 10^{-5}$ together with the one bounded by (4.8) in Table 3.

The integration is carried by assuming $A=0.0016$. From paragraph 2, we have anticipated that the value of A is somewhat doubtful but it is concluded from these calculations that the contribution to the energy transfer from outside region of critical layer is not negligible when the thickness of critical layer has not been considered.

5. Velocity and stress distribution over disturbed sea surface

Now we confine ourselves to consider only the contribution to Reynolds stress due to Miles' regime, so that it follows from (4.3),

$$\delta\tau_w(\xi) = \rho u_1^2 \beta\left(\Omega, \frac{c}{u_1}\right) (K\gamma)^2 \quad (5.1)$$

then the total Reynolds stress is given by,

$$\tau_w(\zeta) = \rho u_1^2 \int_V^\infty \beta\left(\Omega, \frac{c}{u_1}\right) \Sigma\left(\frac{c}{u_1}\right) d\left(\frac{c}{u_1}\right), \quad (5.2)$$

where $\Sigma(c/u_1)$ is the slope spectrum of ocean surfaces.

With the expression of turbulent Reynolds stress (2.2) and (2.5), we have from (2.1) after transformation of variable,

$$V'^2 + \frac{1}{\kappa^2} \int_{V(\zeta)}^\infty \beta\left(\Omega, \frac{c}{u_1}\right) \Sigma\left(\frac{c}{u_1}\right) d\left(\frac{c}{u_1}\right) = 1 \quad (5.3a)$$

$$\left(1 - \frac{V''}{V'}\right) + i\text{bid} = 1. \quad (5.3b)$$

After differentiation with respect to ζ we get,

$$2V'' - \frac{1}{\kappa^2} \beta(\Omega, V) \Sigma(V) = 0 \quad (5.4a)$$

$$\frac{1}{V'^2} \left[\frac{V''^2}{V'} - V''' \right] - \frac{1}{\kappa^2} \beta(\Omega, V) \Sigma(V) = 0. \quad (5.4b)$$

Now we can determine the velocity profile from these equations by solving numerically and then the induced Reynolds stress. For that, however, β must be given, which in turn is in principle

to be calculated only when the velocity profile is known.

For convenience we assume the velocity profile as (1.2) and from this β has been calculated as discussed in the preceding paragraph. Using these calculated β we solve (5.4a) and (5.4b) by Runge-Kutta-Gill method. Here the slope spectrum of ocean surface must be known. There are some empirical formulae for that. We shall now use Neumann spectrum, because this spectrum yields the observed linear relation between mean square slope and wind speed (COX & MUNK, 1954),

$$\Sigma(c)dc = 2\sqrt{\frac{2}{\pi}} \frac{\bar{s}^2}{U_a} \exp\left[-2\left(\frac{c}{U_a}\right)^2\right] dc, \quad (5.5)$$

where \bar{s}^2 is mean square slope and given by (1.4a). Assuming $U_a = A_1 u_1$ we get finally,

$$\Sigma\left(\frac{c}{u_1}\right) d\left(\frac{c}{u_1}\right) = 2.2 \times 10^{-4} \sqrt{\frac{2}{\pi}} \frac{u_1}{(g\nu_w)^{1/3}} \times \exp\left[-\frac{2}{A_1^2} \left(\frac{c}{u_1}\right)^2\right] d\left(\frac{c}{u_1}\right). \quad (5.6)$$

Numerical results are shown in Fig. 2, which

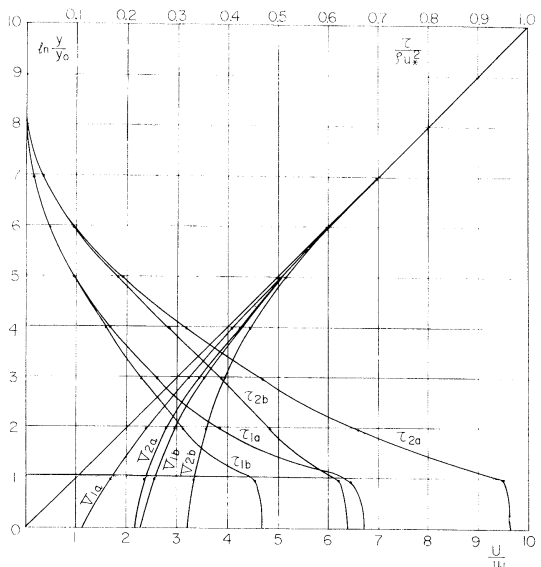


Fig. 2. Mean velocity and induced Reynolds stress distribution over sea surface.

Suffix a and b are referred respectively to (5.4a) and (5.4b).

Suffix 1 and 2 are referred respectively to $U_1=10$ m/s and $U_2=20$ ms.

shows the vertical distribution of mean velocity calculated by using β which is computed from (3.17) and/or (3.18) assuming $V_0=2.96875$ in semi-logarithmic velocity profile with zero-plane displacement. Recomputed velocity profile for V_{2b} resembles to the assumed one and gives reasonable induced Reynolds stress.*

The mean rate at which energy is drained from a parallel shear flow to a surface wave of wave number K and phase velocity c is given by,

$$\delta \dot{E} = \delta \tau_w \cdot c. \quad (5.7)$$

Substituting (5.1) and (5.5), we obtain,

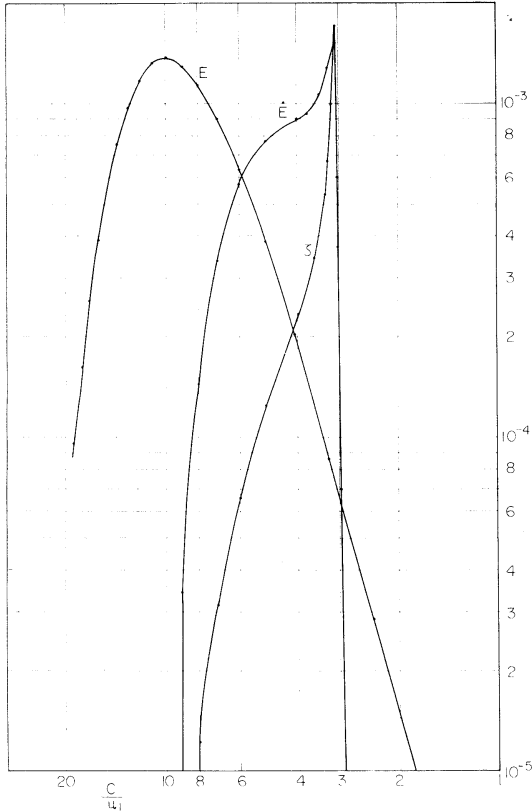


Fig. 3. Mean rate of energy transfer to surface waves with amplifying factor of Miles for Neumann Spectrum.

* We do not say that the recomputed velocity can be approximated by (1.2), which gives also vertically constant turbulent stress distribution and there is no capability to allow the existence of induced Reynolds stress from (2.1). We use (1.2) only to compute more adequate β numerically.

$$\delta \dot{E} = 2\sqrt{\frac{2}{\pi}} \frac{\bar{s}^2}{U_a} \rho_a u_1^4 \frac{c}{u_1} \beta \times \exp \left[-\frac{2}{A_1^2} \left(\frac{c}{u_1} \right)^2 \right] d \left(\frac{c}{u_1} \right). \quad (5.8)$$

The amplification factor of Miles' is defined as,

$$\zeta = \frac{1}{\sigma} \frac{\delta \dot{E}}{\delta E} = \frac{\rho_a}{\rho_w} \frac{\beta(c/u_1, \Omega)}{(c/u_1)^2}. \quad (5.9)$$

In Fig. 3 are shown the calculated mean rate of energy transfer and Miles amplification factor ζ for normalized Neumann spectrum,

$$S^* \left(\frac{c}{u_1} \right) d \left(\frac{c}{u_1} \right) = \frac{S(c) dc}{2\sqrt{\frac{2}{\pi}} \frac{\bar{s}^2}{U_a} \frac{u_1^5}{g^2}} = \left(\frac{c}{u_1} \right)^4 \exp \left[-\frac{2}{A_1^2} \left(\frac{c}{u_1} \right)^2 \right]. \quad (5.10)$$

Evidently for modified velocity profile (1.2) with $V_0=2.96875$, rate of energy transfer reaches maximum for a component whose phase velocity is equal to the wind velocity near the sea surface. It must be noticed this maximum rate of energy transfer moves with wind speed from

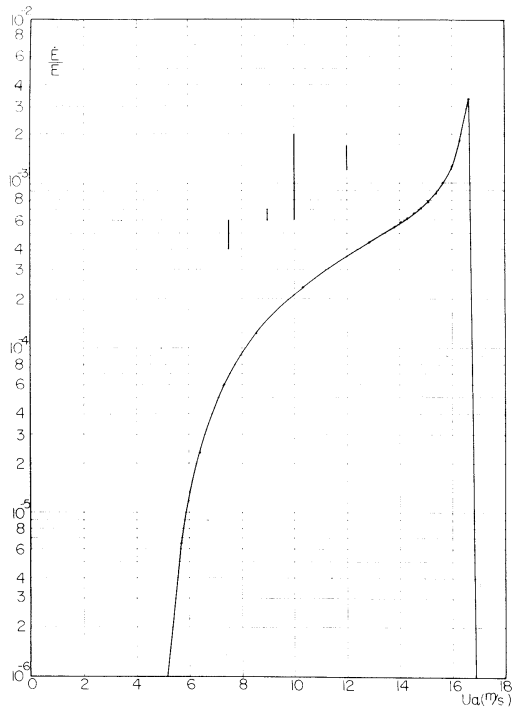


Fig. 4. Amplification factor of Cox and Snyder for 17 m surface wave.

high frequency part to low frequency region.

Fig. 4 and shows the amplification of factor Cox-Snyder (COX & SNYDER, 1966) for 17 m wave using the above β . Numerical results give about half order smaller values compared with the observed ones. Presumably it would be due to the omission of energy transfer coefficients γ and δ from the outside region of critical layer.

References

- CONTE, S. D. and J. W. MILES (1959): On the numerical integration of the Orr-Sommerfeld equation. *J. Soc. Indust. Appl. Math.* **7** (4).
- COX, C. S. and W. H. MUNK (1954): Statistics of the sea surface derived from sun glitter. *J. Mar. Res.*, **13**, 198-227.
- IWATA, N. (1968): On the maintenance of the turbulent Reynolds stress in the surface boundary layer. *La mer*, **6**, (2), 120-124.
- KINSMAN, B. (1965): *Wind Waves*, Prentice Hall.
- KUNISHI, H. (1963): An experimental study on the generation and growth of wind waves. *Bull. Disaster Prevention Res. Inst. Kyoto Univ.*
- MILES, J. W. (1957): On the generation of surface waves by shear flows. *J. Fluid Mech.*, **3**, 185-204.
- MILES, J. W. (1965): A note on the interaction between surface waves and wind profiles. *J. Fluid Mech.*, **22**, 823-827.
- MOTZFELD, H. (1937): Die turbulente Stroemung an welligen Waenden. *ZAMM*, **17**, 193-212.
- PIERSON, W. J. and L. MOSKOWITZ (1964): A proposed spectral form for fully developed wind seas based on the similarity theory of S. A. Kitai-gorodskii. *J. Geophys. Res.*, **69**, 5181-90.
- STEWART, R. W. (1961): The wave drag of wind over water. *J. Fluid Mech.*, **10**, 189-194.
- SNYDER, R. L. and C. S. COX (1966): A field study of the wind generation on ocean waves. *J. mar. Res.*, **24**, 141-78.
- TAKEDA, A. (1963): Wind profiles over sea waves. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, **19**, 136-142.
- TAKAHASHI, T. (1958): *Micro-meteorological observations and studies over the sea*. Faculty of Fisheries, Kagoshima Univ.

風と波の相互作用に関する覚書

岩 田 憲 幸

要旨: ある周波数の波浪に注目すると、海面上を吹く平均風からこの周波数成分へのエネルギー輸送は、この成分の持つ波速と平均風の風速とが一致した高さにおいて、波浪によって大気境界層内に誘起された擾乱のレイノルズ応力が増加するためであると言う MILES の考え方に従って進む。

考察している海面境界層の範囲では (ほぼ高さ 10 m 以内)、圧力傾度を無視出来るから、粘性の影響があると思われる、海面の極く近傍を除けば、乱流応力と上記の波浪による誘起応力との和は鉛直方向に一定に保たれる。

波による誘起応力の鉛直分布は、平均風の鉛直分布と海面変動のスペクトルが与えられれば、原理的には数値計算が可能である。定性的にはこの誘起応力は、海面に近づくに従って増加するから乱流応力は逆に減少しなければならない。従って、平均風の鉛直分布も固定平面上の風速分布 (対数法則) から偏倚する。偏倚した風速分布は、波による誘起応力を変え、そのため、波浪へのエネルギー輸送量が変化し、この過程を繰り返して波浪と風との平衡状態に達する。

この平衡状態に達した時の解析を次のようにして行なう。(1) 風から波浪へのエネルギー伝達係数の計算に必要な平衡状態に達したあとの風速分布を $U=u_1 \log [(y-H)/y_0]=u_1 \log [y/y_0 + \exp(V_0)-1]$ と仮定する。これは形式的には零点移動の対数法則に他ならないから、伝達係数の数値計算に近似的に使用出来るだけであって、平衡状態の風速分布がこのような形になると考えてはならない。また、風速分布を数値的に与えたのでは、計算誤差のため伝達係数は求められない。(2) 波浪に対しノイマンスペクトルを仮定し、これと計算されたエネルギー伝達係数とから波による誘起応力を数値積分によって求める。(3) 乱流応力の平均

風による表現式（例えば運動量輸送理論）と上記の誘起応力とから誘導される平均風速の分布に関する運動方程式を数値積分して風速分布を計算する。（４）求めた風速分布と出発点の風速分布とを比較して、海面近くの風速が両者とも近似的に一致するまで試行錯誤の方法で計算を繰り返す。

以上の計算を試みた結果次のことが判明した。

（１）風速分布の対数法則からの偏倚は、海面の極く近傍に限られ、通常の観測方法では観測出来ない。すなわち、実験、観測にしばしば見られる偏倚は別の原因（例えば、定常流の存在）による。（２）エネルギー伝達係数も大部分の周波数成分に対して、変化は認められないが、海面極く近傍の風速と同じ波速を持つ周波数成分に対して極めて大きくなる（但しこれは粘性の影響を考慮しない場合である）。

以上の計算は、風速と波速が等しくなる層以外からの誘起応力を考慮していない。厳密にはこの効果も一緒にして考察すべきであるが、風速と波速が等しくなる層が厚さを持っている場合は省略出来る程小さくなる。

なお、海面形状の凹凸そのものによっても、風速分布が変化し、そのため誘起応力が発生することを述べる。

漁業における火光の集魚効果とその操法の研究 (II)*

今 村 豊**

Etude de l'effet du feu dans la pêche et de son opération (II)

Yutaka IMAMURA

Résumé: L'observation de la réaction du poisson, en particulier, *Trachurus japonicus*, montre le résultat suivant: Le poisson s'installe plus longtemps dans le coin obscur que dans le coin clair dans le cas des lampes blanche et pâle, ce qui est le cas contraire des lampes breue et rosée. Il s'assemble, presque sans exception, près de la lampe verte. Dans la région nord-est du Japon, *Cololabis saira* s'assemble près du feu de 1 à 5 lux. Le temps qu'il faut l'assembler dépend non seulement de l'intensité lumineuse mais encore de la distribution de la température de l'eau.

3. 色灯に対する魚の行動

火光利用の漁業では、白熱灯を光源とするものが今日まで大部分を占めていた。しかし、近年、この漁業において色灯に対する関心が高まり、色灯を光源とした船が次第にこの漁業において増加しつつある。

1) 色灯と漁業

色灯が集魚灯に用いられるようになった理由はおよそ次の点である。(i) 漁業者は経験から次のようなことを学んだ。白熱灯に色フィルターをかけて魚を集めると、白熱灯に比べよく集まる。フィルターの色によって集魚に変化が現われる。(ii) 火光利用漁業が普及するに従い、漁業者相互の競争は一層激しくなり、その結果、漁業者は競って集魚灯の光力を大きくする傾向が生じた。そのため、漁業遂行の面に多くの問題が発生しつつある。(iii) 集魚灯の光度を高くすると、集まった魚の行動はこれに応じた変化がみられる。すなわち、弱い光度に集まる魚に比べて強い光度に集まる魚の行動は活発である。その反面、魚の運動は不安定になる。集魚の範囲は前者の場合、光源を

中心に狭く、後者の場合広くなる。したがって、魚の漁獲は前者より後者の方がより困難になる。(iv) 漁業者は色灯が白熱灯に比べ小さい電力でしかもより大きな集魚が期待されるような暗示を持った。集魚した魚群の行動を色灯である程度自由に管制することを漁業者は色灯に期待した。そこで、色灯に対する魚の行動を実験的に調べた。

(1) 集魚用の色灯

集魚灯に色灯を用いる根拠は光の水中への透過、吸収、反射などの物理的な現象と光に対する魚の生態的な両面から説明される。集魚用の色灯としては昼光色、水銀灯および各種波長の蛍光灯などがある。このほか、白熱灯のグローブに各種の色ガラスを用いたもの、色フィルターをかけたものなどがある。漁業用に色灯を用いる場合、火光の水中透過の良否の点から波長を吟味する場合と、魚の色灯に対するある種の反応を期待して選ぶ場合がある。光の水中透過は物理的に 510 m μ ぐらいの波長、すなわち緑色が最も効果的である。しかし、魚の行動を統御、管制するには桃色～赤色の長波長の方がよいとも言われている。また、魚は短波長の光で照射された場合行動は活発に、長波長の光で照射された場合静かになる。多くの魚族の光に対する最高感性の波長は 510 m μ ぐらいである。これらは漁業者の経験、学者の研

* 1968年4月15日受理

** 東京水産大学 Tokyo University of Fisheries

究からわかっている。今後、集魚灯の効果を吟味するに当たって必要な条件は以上の点であろう。集魚用に色灯を考えるに当たっては、色灯の物理的条件、色灯に対する魚の生態的反應、および色灯の経済的な条件が解明されなければならない。

(2) 魚の色感能力

魚の色感能力の有無については古くから多くの議論がなされてきた。しかし、これは今日、全般に肯定されている。集魚用に色灯を用いる根拠は魚がある程度光の色を選択するという特性を認めての結果である。また、漁業者が集魚用光源の波長を自由にある程度選ぶことができるようになったことにも因る。すなわち、蛍光灯の進歩、発達がそれである。各種の釣り漁業において、釣り糸の色、沈子、浮子および釣り餌の色で漁獲の様相が変わることから漁業者も既に魚の色感能力をおぼろげに認めていた。アユ釣り漁において、ぎじ針の種類は2000以上もあって、釣り人はこれらの針を天候、時刻、河床の色、水の深さ、流れ、濁りなどによってじょうずに使いわけしている。これらはアユの色感能力を示すものといえるであろう。また、魚の色感能力を肯定する研究は内外の学者によって数多くなされている。

2) 色灯に対するアジの行動

各種の波長の異なる色灯に対するアジの行動を実験的に調べた。火光利用漁業の操業は点灯して魚を集め、投網から揚網して漁獲を完了するまで、少なくとも1時間以上を費している。したがって、実験は1時間を単位に実施した。このため、実験結果には光に対する魚の馴れ、疲労などによる影響がある程度含まれてくるであろう。

(1) 実験の概要

実験は Fig. 28 に示したコンクリート水槽で行ない、底面を図のように27区に等分した。水深は60 cm、水槽の水は止水で、水は実験ごとに新しくした。実験時の水温は18°Cであった。光源は東芝の蛍光灯 100 V 20 W の各種の色灯を用いた。実験は同色の20 W の灯管8本を組として図のように水槽の端の上辺に光束を水面に対し45°の投射角をもつように設定した。灯管には笠を付

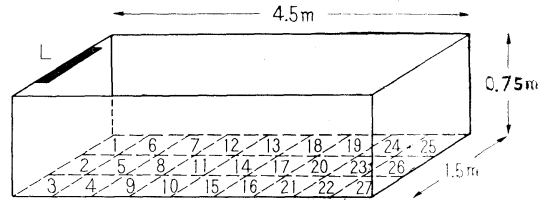


Fig. 28. Experimental apparatus and section of the tank.

L...Fluorescent lamp.

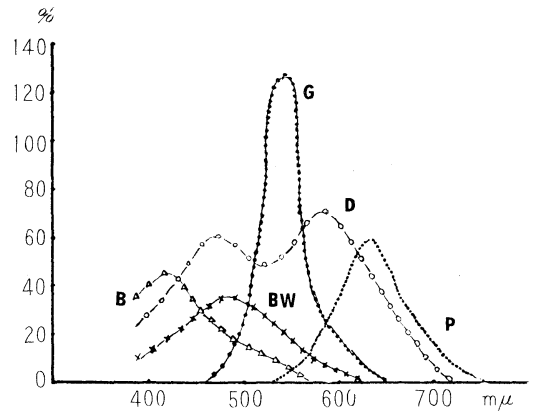


Fig. 29. Spectral distribution curves of fluorescent lamps.

P...Pink light. G...Green light. D...Daylight. BW...Blue-white light. B...Blue light.

けて光束に指向性を持たせた。各色灯の波長スペクトルを Fig. 29 に示す。アジ (*Trachurus japonicus*) の平均体長は18 cm、この魚300尾を生簀で3日以上飼育し、20尾 (n) を実験に用いた。実験は水槽の中央、14区にセルロイドの円筒を置いて、その中に魚を入れて10分間暗順応を行なう。点灯と同時に円筒を除いて魚を自由に放す。点灯より2分ごとに区ごとに占位した魚の数を計測した。したがって、1実験ごとの魚の延計数は30nである。同じ条件の実験は3回で、その総延計数は、30n×3尾であった。(n=20尾)

(2) 実験の結果

i) 青色灯の実験 水槽内の水底水平照度を Table 36 に示す。実験前半 (0~30分) の魚の分布と明るさとの関係の概要を Fig. 30 に、後半 (30~60分) を Fig. 31 に示す。魚は点灯に驚いて、始め不規則な運動をするが、しばらくして、魚は水底の明るい水域に成群し静かになった。点

灯 10 分ぐらいで、魚は 2 群に分かれ、主群は明るい水域に、副群は薄暗い水域に移動した。点灯 30

分ぐらいで、魚は水底を離れ中層を泳ぐようになった。両群の間で、個体は自由に入れ替っていた。

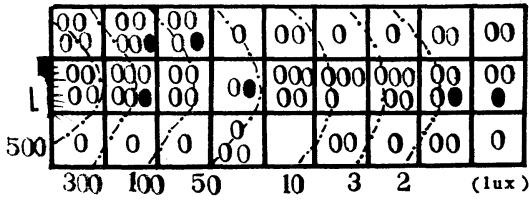


Fig. 30. Fish distribution in the lighted tank within 30 minutes after released.

0 ... 10 and less. ● ... 50.
Fish numbers... $(n \times 15) \times 3$. $n = 20$.

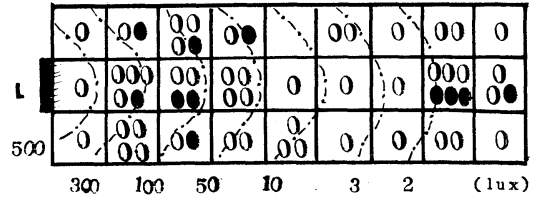


Fig. 31. Fish distribution in the lighted tank, during 31~60 minutes after released.

0 ... 10 and less. ● ... 50.
Fish numbers... $(n \times 15) \times 3$. $n = 20$.

Table 36. Illumination in every section. (Blue light)

Section	Lightness (lux)
1	480
2	560
3	470
4	270
5	300
6	250
7	47
8	87
9	55
10	19
11	24
12	23
13	8.3
14	6.4
15	4.7
16	3.7
17	3.7
18	4.8
19	2.2
20	2.1
21	2.1
22	1.6
23	1.6
24	1.4
25	1.2
26	1.1
27	1.2

(Fluorescent lamp)

Table 37. Illumination in every section. (Blue-white light)

Section	Lightness (lux)
1	545
2	710
3	640
4	345
5	360
6	300
7	72
8	95
9	88
10	39
11	31
12	27
13	14
14	13
15	12
16	3.6
17	3.3
18	3.5
19	2.6
20	2.5
21	2.7
22	1.9
23	1.8
24	1.7
25	1.5
26	1.5
27	1.7

(Fluorescent lamp)

Table 38. Illumination in every section. (Green light)

Section	Lightness (lux)
1	710
2	770
3	615
4	280
5	385
6	260
7	55
8	64
9	55
10	12.6
11	16.3
12	14.4
13	7.9
14	8.4
15	7.1
16	4.3
17	4.7
18	4.2
19	2.8
20	2.9
21	3.0
22	2.4
23	2.4
24	2.0
25	1.8
26	2.0
27	2.4

(Fluorescent lamp)

ii) 青白色灯の実験 水槽各区の水底水平照度を Table 37 に示す。実験前半 (0~30分) の魚の分布と照度との関係を Fig. 32 に、実験後半 (30~60分) を Fig. 33 に示す。点灯後、5分ぐらいで魚は一応安定し、群状で静かに行動した。主群は薄暗い水域に、副群は明るい水域に別々に行動した。点灯40分ぐらいで、魚は中層を泳ぐようになった。

iii) 緑色灯の実験 水槽各区の水底の照度を Table 38 に示す。実験前半 (0~30分)、後半 (30~60分) における魚の分布と照度との関係を Figs. 34 と 35 に示す。点灯時、魚は水底に沿い

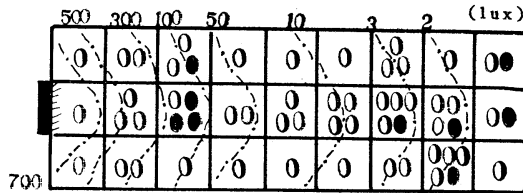


Fig. 32. Fish distribution in the lighted tank, during 0~30 minutes after released.

0...10 and less. ●...50.
Fish numbers... $(n \times 15) \times 3$. $n=20$.

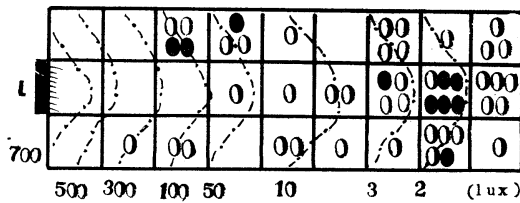


Fig. 33. Fish distribution in the lighted tank, during 31~60 minutes after released.

0...10 and less. ●...50.
Fish numbers... $(n \times 15) \times 3$. $n=20$.

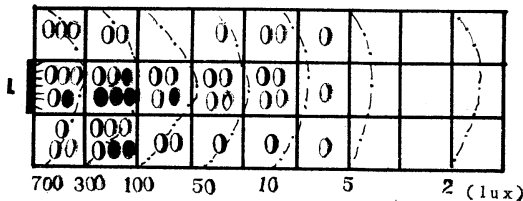


Fig. 34. Fish distribution in the lighted tank, during 0~30 minutes after released.

0...10 and less. ●...50.
Fish numbers... $(n \times 15) \times 3$. $n=20$.

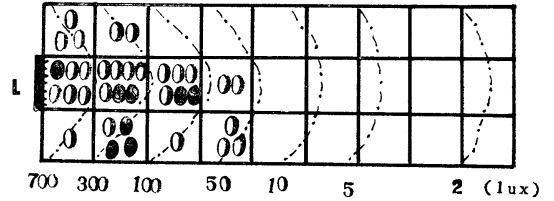


Fig. 35. Fish distribution in the lighted tank, during 31~60 minutes after released.

0...10 and less. ●...50.
Fish numbers... $(n \times 15) \times 3$. $n=20$.

全域に分散していた。点灯10分ぐらいで、魚は光源近くの明るい水域で成群し静かに行動していた。点灯30分ぐらいで、魚は光源近くの明るい水域で次第に浮上し始め、中層から上層を規則的に泳ぐようになった。

iv) 桃色灯の実験 水槽各区の水底の照度を Table 39 に示す。実験前半 (0~30分) と後半 (30~60分) の魚の分布と照度との関係を Figs. 36 と 37 に示す。点灯時、魚は驚いて四散したが、次第に穏やかに静かに行動するようになった。点灯20分ぐらいで、魚は光源近くの明るい水域内の中層から表層をゆるやかに泳ぐようになった。魚群は粗にして広く形成されていた。どの色の場合よりも魚は静かに行動していた。

(3) 実験の考察

白色灯に対するアジ [II, 1, 3) 参照] はおおむね光から逃れ、薄暗い水域に多く集まる。この傾向は青白色灯に対しても同じ似た傾向が示される。青色灯に対して、アジは薄暗い水域より明るい光源近くに積極的に集まる。緑色灯の場合、この傾向は更に強く示され、魚はほとんど光源近くに集まり、全く他に移らない。桃色灯に対して、魚の行動は他の色灯に比べ鈍く静かである。桃色灯に集まる魚は他の色灯の場合に比べ最も浅い表層を泳ぐ。

色灯 (青色、緑色、青白色、桃色) は白熱灯に比べ魚を光源の近くまで集め、その密度を高める効果は大きいようである。このことはアジが火光の波長をある程度選択しているものと推測される。色灯の同じ強さの電力 (この実験では 100 W 20 W, 8 本) で集魚した場合、アジに対する集魚

Table 39. Illumination in every section.
(Pink light)

Section	Lightness (lux)
1	325
2	380
3	300
4	137
5	185
6	130
7	52
8	52
9	47
10	11
11	14
12	14
13	7
14	4.7
15	4.7
16	3.4
17	2.7
18	3.9
19	2
20	1.9
21	2.1
22	1.4
23	1.9
24	1.4
25	1.2
26	1.3
27	1.4

(Fluorescent lamp)

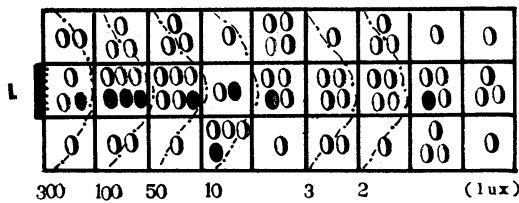


Fig. 36. Fish distribution in the lighted tank, during 0~30 minutes after released.

0...10 and less. ●...50.
Fish numbers... $(n \times 15) \times 3$. $n=20$.

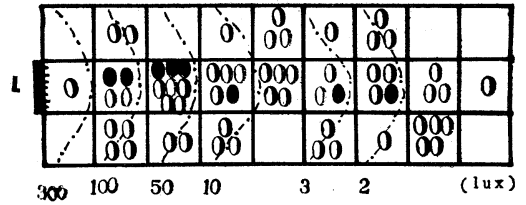


Fig. 37. Fish distribution in the lighted tank, during 31~60 minutes after released.

0...10 and less. ●...50.
Fish numbers... $(n \times 15) \times 3$. $n=20$.

効果は、緑色>青色>青白色>桃色の順で示される。すなわち、510 mμ ぐらいの比較的短波長の光によく反応するが、620 mμ ぐらいの長波長の光に対する反応は前者に比べて鈍くなる。また、アジは前者の場合活発に、後者の場合静かに行動する。実験中、魚が次第に浮上する現象が見られたが、これは魚が色に誘われたもので、酸素量の問題とは考えられない。

3) 2色灯に対する魚の運動

集魚灯に色灯を用いる傾向は全国的に見られ、すべての火光利用漁業の研究の対象になっている。しかし、集魚用にどの色が適当であるかということは十分にわかっていない。相異なる色灯を組み合わせて同時に点灯した場合、魚が両灯に対してどのように反応するかについて、実験的に調べた。

(1) 実験の概要

実験は Fig. 38 に示す木製の水槽を図のようにして行なった。水槽内面は灰色で、水深は 40 cm に保った。光源の蛍光灯は 100 V 20 W を水槽の両端に設定した。蛍光灯は笠で光束を水面に 60°

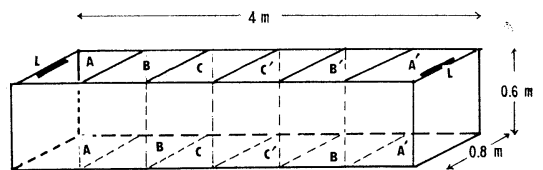


Fig. 38. Experimental apparatus and section of the tank.

(Water depth...40 cm.)

Table 40. Illumination value in the aquarium.

Section Color of lamp	Illumination (lux)						Section Color of lamp
	A	B	C	C'	B'	A'	
Daylight	188	1.8	0.8	0.8	1.3	141	Pink light
Daylight	230	1.3	0.8	0.6	1.1	310	Blue light
Daylight	207	1.5	0.8	0.8	1.5	335	Blue-white
Daylight	220	1.5	0.8	0.8	1.1	430	Green light
Blue light	300	1.0	0.7	0.7	1.5	400	Green light
Pink light	160	0.9	0.6	0.7	1.4	405	Green light
Pink light	135	0.8	0.5	0.6	1.5	325	Blue-white
Pink light	130	0.7	0.4	0.4	0.8	320	Blue light
Green light	400	1.5	0.7	0.8	1.6	285	Blue-white

Lamp...Fluorescent lamp

の角度で投射するようにした。水槽は糸で6等分し、照度は各区の中心の水平照度を計って示す (Table 40 参照)。試魚のアジの平均体長は 10.8 cm で、3 尾づつを実験に用いた。まず、魚は水槽の中央のセルロイド円筒に入れ 10 分間暗順応させる。点灯と同時に円筒を除いて魚を放つ。放魚後、30 秒ごとに魚の位置を区ごとに調べた。実験は 10 分単位に実施した。10 分ぐらいの実験では、魚の光に対する馴れ、疲労、酸素などの問題は無視してよいであろう。水温は 16°C で、実験は同じ組み合わせで 4 回行なった。実験 4 回の内、2 回は色灯を互に入れ替えて実施した。

(2) 実験の結果

水槽の A, A' 区の水中には色灯固有の波長の

色が最も多く含まれているとみてよい。光源から離れるに従い、B~C, B'~C' 区内の光は両灯の交叉区域で単一の光とは認め難くなる。実験中、A および A' 区内で計測した尾数だけを色灯に反応した魚とした。A, A' 区内で計数した魚を % で示すと Table 41 になる。実験中の魚の行動は次のようであった。

i) 昼光色: 桃色 点灯直後から、魚は昼光色側によく集まり活発に行動していた。この間、魚は時たま桃色に向って移るが、直ぐに反転して昼光色に復帰した。点灯 7 分ぐらいで魚は両灯の中間に静かに安定していた。

ii) 昼光色: 青色 点灯直後、魚は昼光色に誘われる。しかし、間もなく魚は昼光色側を離れ両

Table 41. Number of observed fish in A and A' sections.

Color of lamp	Lux, in A section	Ratio, stopping time of fish in A	Ratio, stopping time of fish in A'	Lux, in A' section	Color of lamp
Daylight	188	42.7 %	3.3 %	141	Pink light
Daylight	230	13.3	40.2	310	Blue light
Daylight	207	12.5	52.5	335	Blue-white
Daylight	220	30.7	11.6	430	Green light
Blue light	300	76.6	11.6	400	Green light
Pink light	160	3.7	32.0	405	Green light
Pink light	135	1.2	57.0	325	Blue-white
Pink light	130	2.0	47.3	320	Blue light
Green light	400	5.4	19.8	285	Blue-white

Lamp...Fluorescent lamp

色灯の間を静かに往来していた。時間が進むに従い魚は多く青色灯側に集まって安定した。

iii) 青色: 緑色 魚は点灯と同時に青色灯に向かって集まる。魚は青色の側に静かに定位した。また、魚はたまたま緑色灯に向かっても、直ちに反転して青色灯の下に復帰した。

iv) 緑色灯: 昼光色 魚は点灯して、しばらくの間は、昼光色: 緑色は 2:1 で集まっていた。点灯 6 分ぐらいで、魚は昼光色に近い中間部に多く定位するようになった。緑色に魚は余り反応を示さなかった。

v) 昼光色: 青白色 魚は点灯の始め、青白色に誘われ、時々昼光色に向かって移るが直ちに反転して青白色側に帰って、そこで静かに安定していた。

vi) 桃色: 青色 魚は点灯と同時に青色灯に集まる。魚はほとんど桃色の灯火には集まらなかった。

vii) 青白色: 桃色 魚は点灯と同時に青白色灯に向かって集まった。桃色灯に対して魚は全く関心を示さなかった。

viii) 緑色: 青白色 魚は主に青白色側に集まっていた。時たま、魚は緑色側に向かうこともあるが直ちに反転して青白色側に復帰し、この行動を繰り返していた。

ix) 桃色: 緑色 点灯すると魚は静かに緑色灯に向かって進むが、まもなく緑色灯の下を離れ水槽の中央に移り、そこで静かに行動する。魚は桃色の灯にはほとんど集まらなかった。

(3) 実験結果の考察

同じ電力量 (100 V 20 W) の色灯を対称に点灯した場合、魚を集める効果は、青色 > 青白色 > 昼光色 > 緑色 > 桃色の順に示されている。魚は緑色、桃色の灯火には積極的な反応を示していない。この実験で緑色灯の場合を除いて、おおむね 500 m μ ぐらいの波長に対し、魚は比較的によく誘われる。桃色灯のような 620 m μ ぐらいの長波長の光に対し、魚の反応は鈍くなる。魚を集めるための色灯の効果は白熱灯に比べ、色灯を適切に選べば高くなるであろう。

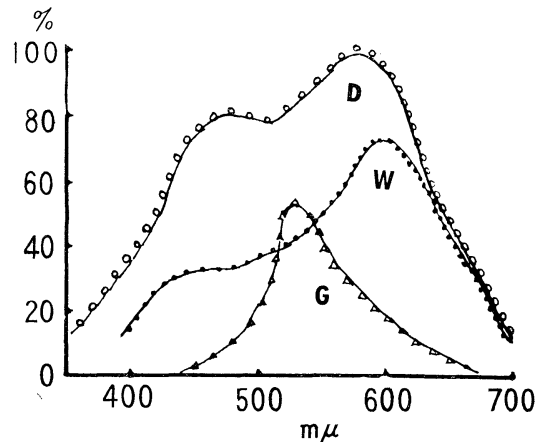


Fig. 39. Spectral distribution curves of the fluorescent lamps.

D...Daylight. W...White light. G...Green light.

4) 色灯の集魚効果

色灯の集魚効果を漁場で確認するため、1958年9~12月の間、千葉県勝浦市の沖合で、アジ、サバ釣りの実験を数回実施した。

(1) 実験の概要

実験用の光源は Fig. 39 に示すスペクトルの蛍光灯 (10 W) 3 種であった。蛍光灯 3 本を 1 組とし、水面下 1 m の深さにつり降して光源として用いた。(i) サバ釣りの場合、互に色の異なる色灯を 30~50 m 離れた同型の船に点灯し、両船には技能の伯仲した釣り人 4 人を乗せ、点灯と同時に互に同じ条件で 1~3 時間釣り獲を競わせた。(ii) アジの場合、両船を 15~20 m 離し、サバと同じ方法で実験した。各色灯の集魚効果は各船の釣り獲数で示される。実験時のサバの深度は 15~30 m、アジは 7~10 m であった。

(2) 実験の結果

実験の結果を Tables 42~45 に示す。

1) 昼光色: 緑色光 両灯下の釣り獲尾数は操業した日によって 1 人 1 時間当たり、かなり変動していた。集魚効果の判定はできなかった。

2) 白熱灯: 白色灯 点灯後、魚が灯火に集まるまでの時間は、アジ、サバ共に白熱灯の方が早くなっていた。

始めの 1 尾を釣り獲するまでの時間は、緑色灯

Table 42. Average catch of horse mackerel per an angler in one hour.

Date (1956)	Daylight	Green light
Oct. 7	2.7	3.1
8	3.5	4.0

(Fluorescent lamp)

Table 43. Time required to gather fish under a lamp in minute.

Date (1956)	Incandescent lamp	Daylight	White light	Green light
Oct. 7	20	25	25	20
8	20	30	25	35

Daylight, White and Green light...
Fluorescent lamp

Table 44. Average catch of mackerel per an angler in one hour.

Date (1956)	Incandescent lamp	Daylight	White light	Green light
Oct. 9	3	5.4		
9	3	5.5	3.4	5.4
10	3	4.4	3.4	2.4
10	3	4.7	3.4	4.2
10	3	3.5	3.4	4.2

Daylight, White and Green light...
Fluorescent lamp

Table 45. Time required to attract mackerel under lamps.

Date (1956)	Incandescent lamp	Fluorescent lamp (Daylight)	Fluorescent lamp (White light)	Fluorescent lamp (Green light)
Oct. 9	min 20 "	min 30 "		
9	20 "	30 "	min 25 "	min 30 "
10	20 "	40 "	25 "	25 "
10	20 "	35 "	25 "	50 "
10	20 "	30 "	25 "	50 "
10	20 "	80 "	25 "	70 "

は白熱灯に比べ、アジ、サバ共に2倍の時間であった。これらの操業で、1人1時間当りのサバの釣り獲数は白熱灯が最小で、白色蛍光灯の方がいくらか多かった。昼光色と緑色の対比でアジの漁獲は3~4割、緑色灯が多くなっていた。この実験から、魚の色灯に集まるまでの時間は色灯の明るさの順に従い早くなっていた。しかし、魚が色灯の近くで安定するまでの時間は水中の明るさに反比例していた。すなわち、魚を水中で安定させることは薄暗い灯火が効果がある。実験に用いた色灯は、白色>昼光色>緑色の順に明るくなっていた。また、釣り獲尾数は緑色>昼光色>白色の順になっていた。色灯を集魚灯に用いる場合、その使用方法、魚の深度、魚の生態に応じて波長の吟味が条件になるであろう。

4. 火光に対する魚の行動 (3)

1) 火光に集まるアジの行動

既述の資料はおもに水槽内の実験資料である。これらの実験には、いろいろ制約された条件があり、その結果が資料内に当然含まれてくる。そこで、これらの実験資料が果して漁場において、どの程度漁法上の指針として参考になるであろうか? この点を明らかにするため次の実験を行なった。実験は1957年8月18日(月令29日)館山の東京水産大学の棧橋で実施した。

(1) 実験の概要

実験は午後8時から翌朝の4時まで、8時間わたって行なった。実験の方法は、棧橋にFig. 40に示すように、白熱電球100V 60Wを水中灯として水面下1mの深さに光束を沖合に向けて設定した。この灯火に集まるアジの行動を4人の実験者が詳細に観察した。この夜の水温は23°Cであった。実験の経過は次のとおりである。

点灯20時30分、21時10分3尾のアジを発見、魚は個々に海底沿いに明暗の水域に出現した。21時30分、灯火の明暗部のアジは10尾ぐらいで小群を成す。この群は次第に海底沿いに明るい方に向かう。その間、新しく出現した魚が加わっ

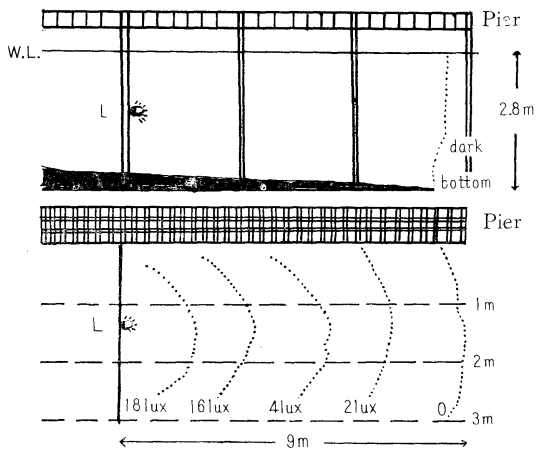


Fig. 40. Underwater lamp for the experiment of attracting fish along a pier and the distribution of the light in the water.

て群は大きくなった。22時30分、光源近くの明るい水域に計測されたアジは100尾以上で、海底を離れ浮上していた。魚群の密度はますます濃く大型化し次第に光源に接近していた。この間、更に新規の魚が逐次、群に加わっていた。反面、主群を離れ暗い水域に去る魚もようやく見られるようになった。明るい水域の水平照度は16 lux程度で、この水域の魚は活動的であった。23時30分、光源近くの明るい光束内の魚はその水域に連続して長く留まることなく、新参の魚と入れ替わっていた。主群は広くなり、群中の魚は個々に泳ぐようになった。その他、主群の内に数個の小群が認められるようになった。主群内の小群は暗い水域に去り、これに代って新しく別群が出現して主群に加わっていた。0時30分、主群のアジは300尾以上に達していた。主群は数個の小群から形成されて、小群は光源前面を互いに大きく巡泳していた。この時間、小群は更に再分裂して、魚は個々に自由に行動するようになった。個々の魚は灯に集まる幼虫、プランクトン類を追尾し始め、すなわち索餌に移る。魚群としての行動は次第に失われた。この経過を Figs. 41~44 に示す。

(2) 実験結果の考察

自然の状態、アジの対光行動は次のように示される。魚は明暗の水域(数 lux 以下)に出現し

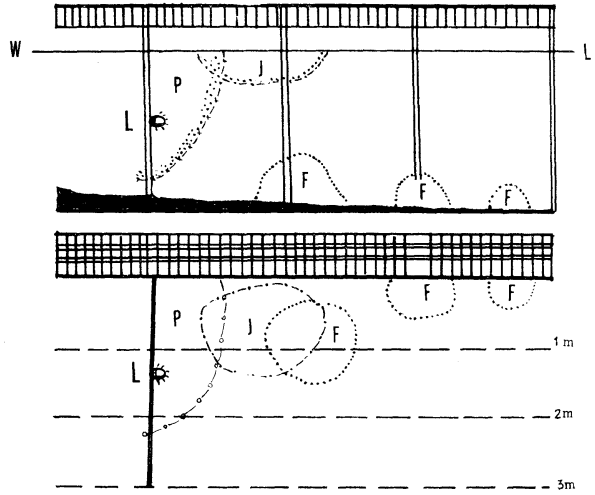


Fig. 41. Changing movement of marine animals attracted by a lamp with the lapse of time, Figs. 41~44. Fig. 41 shows the movement from 20^h30^m to 21^h30^m.

- L...Underwater lamp.
- F...Fish (*Trachurus japonicus*).
- J...Jellyfish (*Spiricondon saltarix*).
- P...Planktons.

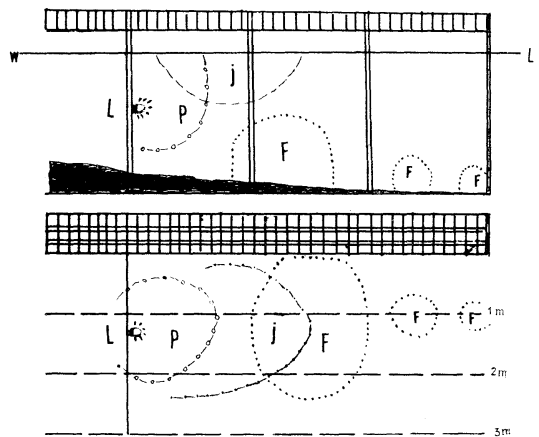


Fig. 42. The movement from 21^h30^m to 22^h30^m.

た時は各々ばらばらで静かで、後続の魚は先にいる魚に向かって集まる。そこで魚群が次第に形成される。魚群は灯火に馴れるに従い、より明るい水域に向かって徐々に移る。魚は光源に直進することはなかった。実験中、光源近くの魚、2尾をすくい取り、魚の尾柄部にビニールの赤糸を付し

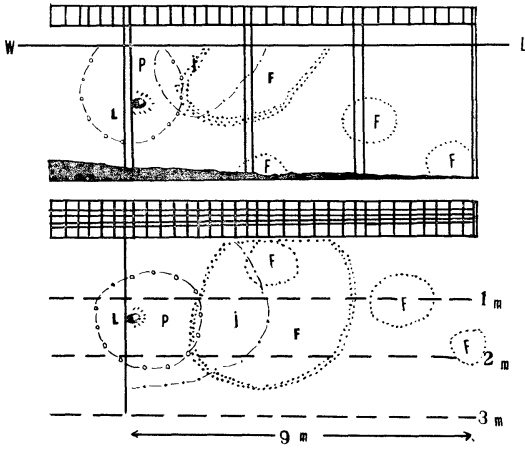


Fig. 43. The movement from 22^h30^m to 23^h30^m.

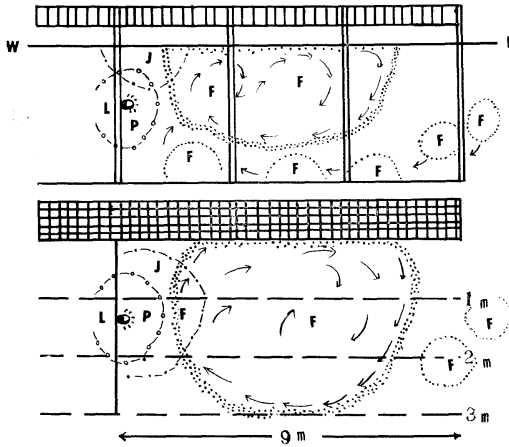


Fig. 44. The movement from 23^h30^m to 0^h30^m.

て放し、この魚の行動を追及してみた。この魚はしばらくの間、光源の近くを泳いでいた。しかし次第に暗い低照部に移り、ついに視界から消えてしまった。それから5~8分経過して再び光源近くを泳ぐ2尾の魚が認められた。このことでわかるように、光源の近くに形成される魚群中の各魚は少しずつ他の魚と入れ替わることが認められる。すなわち、集魚灯の近くに形成される魚群中の各個体は必ずしも同じ個体ではないと言える。ビニール標識の魚の行動から、光源近くに留まる魚の時間は光源を離れて再出現するまでの $\frac{1}{3} \sim \frac{1}{5}$ であった。このことは、灯火に誘われて集まる魚の量は常に光源近くで観測される量の数

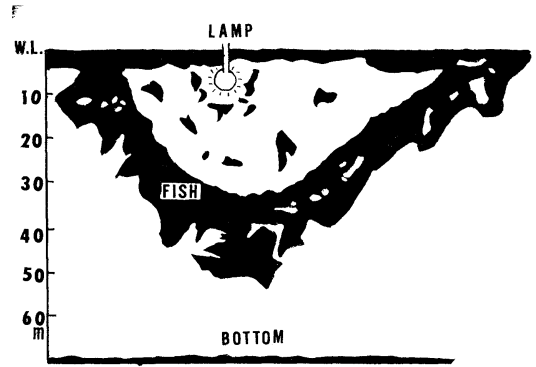


Fig. 45. Observed image of a fish school near an underwater lamp by a fish finder.

倍のものが光源の影響下の水域内に集まっていることになる。灯火に集まる魚を獲る場合、点灯の初め、魚が群を形成する段階では魚の行動は静かである。魚が明るい環境に馴れるに従い群は乱れ、行動は活発、不規則になる。更に、魚が餌を索め始めるようになるとこの傾向は一層強くなる。点灯の初期、灯火に集まる魚は群密度も高く、行動も静かである。それ故に、網漁の好機である。点灯時間が長く、魚が光に馴れるに従い魚の行動は粗雑になり、群は乱れてくる。反面、魚は餌に付くようになる。この時は釣り漁の好機である。アジの水槽実験からわかった点、すなわち魚は光源近くの明るい水域より、光源の影響下の薄明るい水域に長く留まる、ということはこの実験でも同じであった。恐らく、他の魚種の場合でも同じことであろう。火光を用いる漁船の灯火に集まった魚の型状を Fig. 45 に魚群探知機の記録で示す(水中灯の場合)。

2) 火光に対するサンマの行動

サンマ漁業の発展は1955年以来、漁獲量、漁業の規模のいずれも著しく拡大されている。この理由は、サンマ漁法が流刺網から火光利用の棒受網漁法に切り替えられたことである。この漁法の場合、漁獲の効果はほとんど火光の集魚の良否で決まる。ここでは、火光に対するサンマの行動を漁場で実験的に調べた。実験は1957年10月30日から11月6日までの間(月令7.9~13.9日)、北

緯 38 度 13 分, 東経 142 度 41 分の水域で実施した。

(1) 実験の概要

実験船の集魚灯を Fig. 46 に示す。図の第 1 灯竿は白熱電球 100 V 10³ W 2 個, 第 2 灯竿は 100 V 10³ W 3 個と 500 W 1 個, 第 3 灯竿は 100 V 10³ W 3 個と 500 W 2 個を点灯した。漁場において, 日没から各灯を同時に点灯して, これに集まるサンマの行動を観察した。この間, 水中の水平照度を, 第 2 灯竿の下で連続して計測した。その値を

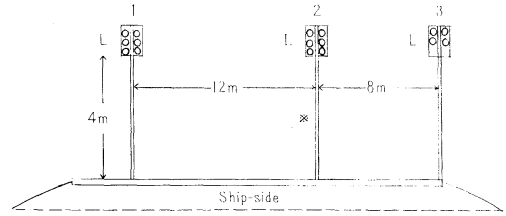


Fig. 46. Attracting fish lamps equipped on the broadside of the research vessel.

L...Fishing lamps.

※...Measuring point of illumination.

Table 46. Illumination values (lux) of underwater in saury fishing ground.

Date (1957)	The depth of water (meter)											Notes
	Water surface	0	1	2	3	4	5	7	10	12	15	
16 ^h -44 ^m	195	18	15	12	10	9.3	9	7	5.5	4	3	Sunset time
17 ^h -32 ^m	110	100	80	65	45	30	25	20	10	7	5	Put on the light
21 ^h -27 ^m	145	110	95	85	70	50	40	20	14	10	6	Fish dispersed
4 ^h -34 ^m	115	110	80	65	50	30	25	20	15	8	6	Put out the light
5 ^h -15 ^m	128	125	85	70	55	45	30	25	15	8	6	Put out the light
5 ^h -21 ^m	2	0.2	0.2	0.1								Sunrise time

Station: Long. 142°41'E, Lat. 38°13'N Moon age: 10.5th

Table 46 に示す。この夜の月光の明るさは 0.02 ± 0.01 lux であった。

(2) 実験の結果

船に集まったサンマの行動はおおむね次のように示された。

i) この水域で, よく灯火に誘われて集まる魚群と, 灯火に全然無反応の魚群が同時に認められた。魚の灯付の良否を水温を基準に調べると, この海区のこの時期の平均表面水温が 15.5°C であった場合, この海域で極部的に 17°C 以上の高い水域の魚は灯付が悪く, 反対に 14°C ぐらいの低温水域の魚の灯付は良好であった。

ii) 灯火に誘われた魚の行動についてみると, 魚は初め灯火の光束に向かって極めて積極的に集まってくる。すなわち, 魚は灯直下の 1~5 m の深さで, 小範囲の濃群を形成して巡遊していた。行動の中心部の水中照度は 70~100 lux であった。

iii) 灯火に集まった魚は時間が経過するに従

い, 次第に火光を避けて下層に向かい徐々に沈降し, 灯直下の明るい水域には新しく別の魚が集まってくる。沈降し始めた魚群はいつともなく視界から消えてしまった。この魚群を魚探機で追跡したところ, この魚は水面下 20 m ぐらいのところにとどまっていた。この水域の明るさは 2~4 lux であった。この点から, サンマの灯火に安定する明るさは数 lux と言える。この沈降魚群はしばらくして再び明るい灯直下の水域に浮上するのが記録された。すなわち, 魚は明るい水域と暗い水域との間をある時間的周期で往復していることがわかった。魚は明るい水域で活発に行動するが, 暗い水域では静かになるようである。

iv) 灯火に集まっていた魚群は日出直前, 天空の明るさが 2 lux, 水面直下の明るさが 0.2 lux 以上の明るさになると自然に灯から離れ四散していった。

v) 灯火に集まり, 水面下 1~3 m の深さに濃群を形成していた魚に対し, 突然に消灯して, 魚

のその時の行動を魚探機で垂直方向に追跡すると次のように記録された。すなわち、魚群は急激に混乱し、あるものは水平方向に、あるものは垂直方向に分散していた。垂直方向に潜入した魚は水面下 30 m ぐらいの所に点々として記録紙に記録された。次に再点灯すると、これらの四散した魚が消灯前の旧態に復帰するまでに要する時間はおよそ 5~10 分であった。(この消灯中の時間は 1.5 分であった。)

vi) 魚の遊泳層が深く、しかも上層に魚の遊泳層より低い水温がある場合、この魚を灯火で表層に浮上させることは困難であった。魚を浮上させる場合、普通の水温構成の場合に比べ、集魚には長い時間が必要である。

vii) 100 V 500 W の白熱灯を水中灯として水面下 1 m の深さで点灯した場合、水上灯に比べ視界内に数えられるサンマの数は非常に少なくなっていた。この現象は魚が光源の輝きを避けたためか、または光源の明るさを逃れて、遠く光源を離れて集まっていたのか、そのいずれであるか判別することはできなかった。

(3) サンマの灯付について

サンマ漁において、魚の灯付の良否は漁業者にとっては重大関心事である。本邦のサンマ漁において、9 月上旬、北海道近海の初漁期のサンマは一般に火付良好であるという。しかし、漁期が進み漁場が南下拡大されるに従い魚の灯付は次第に悪く、その良否の群は互に交錯して示されるようになる。この現象は灯火に対するサンマの経験的な慣れ、すなわち、魚に対する光刺激の低減を意味するとみてよいであろう。この現象に対して漁業者は集魚灯の光度を高くすることによって、魚に対する火光の刺激効果をより多く期待するようになった。サンマの灯付に関し、山村¹⁾はこれを生化学的な立場から、特に生物の視力と密接な関係のあるビタミン A との関連性について調べた。すなわち、サンマの灯付不良の一因としてサンマの体内のビタミン A の欠乏、または偏在を挙

げている。普通、成長期の魚は肝臓内に含まれているビタミン A の消耗が非常に多くなっている。また、産卵期の魚はビタミン A が生殖腺の方に偏在するようになると述べた。

昭和 34 年 10 月 20 日、東北区水産研究所の船は北緯 38 度 20 分、東経 143 度 30 分の海域において、棒受網(火光利用)と流し刺網(無灯火)を使用してサンマの漁獲を行なった。この時、この海域の水温は 13.7°C であった。棒受網で漁獲した魚の内、成熟した(5g 以上)卵、精をもっていた魚はわずかに 1 尾に過ぎなかった。これに反して、刺網で漁獲した魚はほとんど全部が 5~10g の成熟した卵を抱えていた。完熟卵を抱えていた魚のビタミン A は卵巣の方に偏在するようになる。この結果、これと相対的に目の部分に含まれるビタミン A は減少するということを実験的に報告した。しかし、魚の目の部分に含まれるビタミン A は他の部分に比べ少ないから、すなわち視力に対して消費されるビタミン A の量はあまり大きな値ではない。したがって、魚の肝臓内に含まれているビタミン A が全く欠乏してしまわない限り、魚の視力は産卵という生理現象によって失われてしまうことは考えられない。しかし、魚が抱卵すると体内のビタミン A は卵巣の方に移るので、これと相対的に目に含まれるビタミン A は少なくなってくる。その結果、産卵期の魚は灯付が悪くなってくる、と述べている。

火光利用漁業において、昔から、長崎方面の、縫切網の業者は抱卵しているマイワシは火光に集まらないと話していた。山村のこのような研究は、魚の灯付を解明するための新しい有力な知見となるであろう。長崎方面の縫切網の業者は、水温が 27°C 以上の高温の場合もマイワシの灯付が不良になる、と経験から述べている。

文 献

- 1) 山村弥六郎(1962): サンマの灯付に関する研究. 第 1 報. ビタミン A との関連性について. 東北水産研究報告, 21, 57-62.

Ecological Studies on the Feeding of Fishes—I*

— Satiation Amount as Indicator of Amount Consumed —

Naonori ISHIWATA**

Abstract: Since the amount of food consumed by a school of fish varies with time, in attempting to obtain a constant value for the amount of food consumed it is necessary to feed the fish to satiation. In this research, "satiation amount", the amount of food required to satiate a school of fish in a single continuous feeding, was used as the indicator of the amount of food consumed.

1. Introduction

Recent research by Russian marine biologists under the title of "animal trophic ecology" has opened new areas for research covering ecological problems on the feeding of fishes (IVLEV, 1961). These problems are important fundamental subjects for research from the viewpoint of both fish culture and fisheries. Particularly in fish culture, the amount of food consumed is related to the amount of food fed, the growth and eventually the harvest. Although much research has been devoted to the amount of food fed, however, the available data are insufficient to advance research on the amount of food consumed.

KARIYA (1956, 1960) published studies relating to the amount of food, in a single feeding or in a day, would satiate a school of fish, and the amount of growth expected from such feedings. He examined stomachless fishes such as the common carp and goldfish. In the present study the same problems are taken up mainly with stomached marine fishes. First, "satiation amount", the amount of food sufficient to satiate a school of fish in a single feeding, is used as the basis for standardizing the amount of food consumed. Second, conditions affecting the satiation amount are examined. Finally, the relationships existing between the daily frequency of feeding and the satiation amount, and between growth and satiation amount, are examined.

* Received April 18, 1968

** Tokyo University of Fisheries

The author is deeply indebted to Prof. Y. OHSHIMA of Tokyo University for his kind guidance and assistance. At the same time, the author desires to express his gratitude to the following persons: Asst. Prof. S. EGUSA of Tokyo University and Prof. T. YOSHIHARA of Tokyo University of Fisheries who gave useful advice, Prof. I. KUBO of Tokyo University of Fisheries who gave every convenience during the preparation of the manuscript, Prof. I. TOMIYAMA, Director of the Misaki Marine Biological Station and Mr. K. TAKANO, Head of Shizuoka Prefectural Fuji Trout Farm who afforded every facility during the experiments.

2. Satiation amount as indicator of amount consumed

The first problem encountered in experimentally determining the amount of food consumed by a school of fish is whether a constant value can be obtained or not. In other words, whether the amount of food consumed can be obtained or not under set standard conditions. It was necessary to take up this problem and the following experiment was made.

An experiment was made on the change of the amount of food consumed in each minute using 20 jack mackerels (11.0 cm in mean body length, 33.7 g in mean body weight). They were kept under running water conditions in a reserve tank (240 cm long, 128 cm wide and 40 cm deep) of the Aquarium affiliated to the Misaki Marine Biological Station. Pieces of mackerel

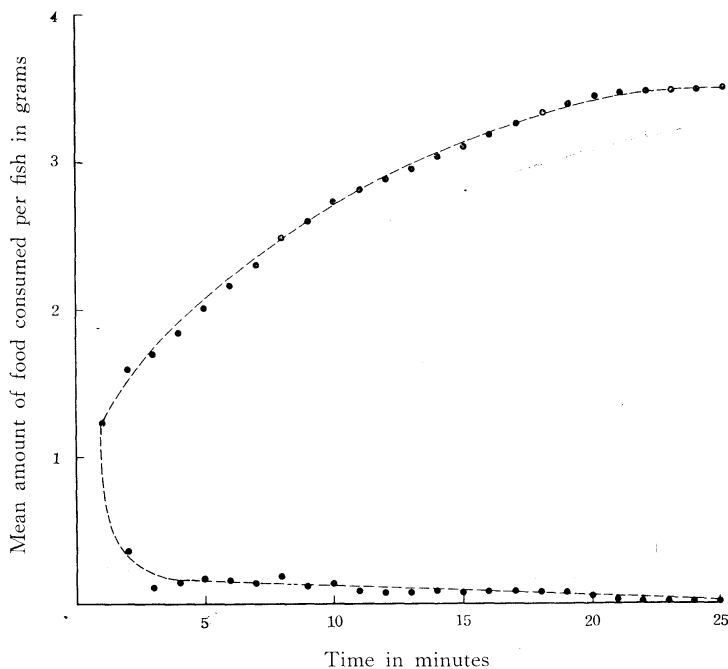


Fig. 1. Change of amount of food consumed by jack mackerels with time after starting of the experiment. Lower curve, amount of food consumed in each minute; upper curve, accumulative amount of food consumed in each minute.

meat as food were fed in sufficient quantities so as to satiate* them. Food was given them in small quantities and additional food given only after the food previously given was completely consumed. In this way care was taken to avoid leftovers of food in the tank.

The result of the experiment carried out on November 18, 1954 is shown in Fig. 1. The water temperature during the experiment is 17.1°C and the water flow is approximately 60 l/min. As shown in Fig. 1 the amount of food consumed in the first one minute was very large, but as feeding continued the amount of food consumed in each minute decreased gradually and it reached zero at about 20 minutes after

starting of the experiment. Therefore, the accumulative amount of food consumed in each minute increased rapidly at the beginning and subsequently leveled off to a constant after about 20 minutes.

The above experiment is just one example. However, since the amount of food consumed by a school of fish varies with time, in attempting to obtain a constant value for the amount of food consumed it is generally necessary to feed the fish until the accumulative amount of food consumed reaches a constant value, or, in other words, the fish are satiated. If the fish are not fed to satiation, the value for the amount of food consumed will change with each feeding experiment and a constant value cannot be obtained. In this research, "satiation amount", the quantity of food required to satiate a school of fish in a single continuous feeding, was used as the indicator of the amount of food consumed.

* The word "satiare" is defined here as the act of eating until no more can be eaten. The "satiation amount" is the total amount of food consumed during a period of feeding. As the result of being satiated, a fullness of the stomach and a psychological feeling of satiation occurs. When satiation occurs, the appetite for food is thought of as being lost temporarily.

References

- IVLEV, V. S. (1961): Experimental ecology of the feeding of fishes. [Transl. from Russian by SCOTT, D.] Yale Univ. Press, New Haven, 302.
- KARIYA, T. (1956): On the feeding habit of fish. *Aquiculture*, 4 (2), 1-8.
- KARIYA, T. (1960): Studies on the feeding behavior in fishes. I. On the feeding behavior of the goldfish (*Carassius auratus* L.). *Aquiculture*, 7 (3), 29-36.

魚の摂餌に関する生態学的研究—I

—摂餌量の基準としての飽食量—

石 渡 直 典

要旨: 魚の摂餌に関する生態学的問題は、近年ソビエットの海洋生物学者によって動物栄養生態学として、この方面の新しい研究分野が開拓されつつあるが (IVLEV, 1961), 一方水産養殖や漁業の上からも重要な基礎研究課題となっている。特に養魚を行なう場合には魚の摂餌量は投餌量や成長量、ひいては収納量に関する重要な基礎事項であるが、従来、投餌量についてはかなり多くの知見が積み重ねられているが、この点については十分な資料が欠けている。

魚群が1回の投餌で、また、1日にどの程度の餌料を飽食することができ、それによってどの程度の成長量を期待できるかという点については、最近ようやく、コイ、キンギョなどの無胃魚について狩谷 (1956, '60) の研究が発表された。ここでは主として海産の有胃魚について、これらの問題をとり上げ、特に十分量の餌料を投与したとき、1回の投餌によって魚群が飽食するのに要する摂餌量、すなわち飽食量を求め、これを摂餌量の基準にとって飽食量に影響する条件について調べ、さらに1日の投餌回数と飽食量、飽食量と成長量との関係を追究した。

摂餌量の基準としての飽食量: 魚群の摂餌量は投餌後、時間の経過に伴って変化するから、摂餌量を求める実験を行なう際には累積摂餌量が一定に達するまで、すなわち、飽食するまで投餌しないと、その数値は実験ごとに変動し、一定の値を得ることができない。言い換えると、摂餌量の変動の少ない一定した値を得るためには、飽食するまで十分に餌料を与えることが必要となる。本研究では「1回の連続投餌によって魚群が飽食するに要する摂餌量」を飽食量と呼び、これを摂餌量の基準にとって実験を行なった。

資 料

海洋学および海洋技術に関する国連専門家グループ

第 2 回 会 合 報 告*

Deuxième Session du Groupe des Experts des Nations Unies sur Sciences et Techniques de la Mer

小 田 滋**

I. UN 専門家グループ第 2 回会合の招集

UN 総会決議 2172 (XXI) によって設置された「海洋学及び海洋技術に関する国連専門家グループ」(以下専門家グループと記す)の第 1 回会合については本誌第 5 巻第 4 号に報告した。第 2 回会合は、1968 年 3 月 4 日～7 日、ニューヨーク UN 本部で開催された。1967 年 6 月のジュネーブにおける第 1 回会合に続くものである。

出席者は第 1 回会合と大きな違いはないが、次の通りである。† 印は新規の出席者である。

a. UN 事務局

J. Lyman (委員長)
E. S. de Breuvery (UN 経済社会局)
J. P. Lévy セクレタリー (UN 経済社会局)
C. Y. Li† (ECAFE)

b. 専門機関もしくは国際機関

IMCO—G. Dente
UNESCO—K. N. Fedorov
(ユネスコ海洋学室長)
IAEA—J. Joseph (IAEA モナコ研究所)
IOC—W. Langeraard† (IOC 委員長)
COFI—A. W. H. Needler (COFI 委員長)
FAO—F. E. Popper (FAO 漁業局長)
WHO—N. L. Veranneman
(ACC 海洋分科会)

c. 個人の資格で招かれたもの

J. Alinat (フランス) モナコ海洋学研究所
H. A. Arnold (アメリカ) 海洋学

P. D. Barabolia† (ソ連) 法 律
W. M. Chapman† (アメリカ) 漁業開発
J. Jonsson (アイスランド) 海洋資源
V. G. Kort (ソ連) 海洋学
C. E. Lucas (イギリス) 漁 業
(ICES 代表)

小田 滋 (日本) 国際法
A. H. J. Sciard† (フランス) 海洋学

d. オブザーバー

IHB (国際水路局)—G. J. Chatel†
国連 (科学技術担当 Director)—
G. B. Gresford†
ACMRR —S. J. Holt
UNDP —笠原 昊†
SCOR (ICSU) —R. Revelle†
UNITAR —O. Schachter†

個人エキスパートで第 1 回会合との違いは、第 1 回の Laughton (イギリス, 地学及び地球物理), Wooster (アメリカ, 海洋物理) が不参加, 代わりに Barabolia, Chapman, Lucas, Sciard が新たに加わったことである。もっとも Lucas は前回はオブザーバーで加わっていた。

II. 会議資料

会議に先だって配布されていた資料の主なものは、(a) Report of the Secretary-General on Marine Science and Technology—Part I: Survey of Activities (First Draft) (MST/7: Dec. 1967) であった。これは、専門家グループ第 1 回会合での審議に基づき、かつ 1967 年 10 月 1 日締切の各国のコメント (30 数か国) を含め、事務局が用意したものである。UN 総会決議 2172 (XXI) の第 2 項に相応する「海洋学及び海洋技

* 1968 年 4 月 22 日受理

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

術のコンプリヘンシブなサーヴェイ」であり、ミメオグラフで約170ページにおよぶ。

会議直前になって、(b) この MST/7 に対する専門機関その他及び個人エキスパートのコメント(MST/8~11)、及び(c) 前記 MST/7 に追加すべき各国回答(MST/12~13)、ならびに(d) UN 総会決議 2172 (XXI) の第3項に関連しての専門機関及び個人エキスパートから寄せられたコメント(MST/14) が配布された。

会議半ばにして、(e) 事務局作成になる「UN 総会決議 2172 (XXI) の第3項に関連する提案」(MST/18) が提出された。又これに関連ある諸修正案が提出された。

コメント、修正等を別にするならば、基本的文書としては、上記のうち、UN 総会決議 2172 (XXI) の第2項に相応する MST/7 と、第3項に相応する MST/18 とのふたつが重要であったと言えよう。

III. 会議の内容

1. 専門家グループの任務は、海洋学および海洋技術に関する UN 事務総長リポートの作成を補佐するにある。最終的な起草は事務局が行ない、更に UN の Advisory Committee on the Application of Science and Technology to Development のコメントを得ることになっており、専門家グループの審議は最終的ではない。このことを事務局はかなり強く指摘した。

2. 事前に、アメリカ政府およびアメリカの個人エキスパートたる Chapman および Arnold から出されていたコメントには、UN 総会の下部機構としての海洋委員会 (Committee on Oceans) の設立案 (この構想はすでに 1967 年の UN 総会で、アメリカ代表ゴールドバーグの述べたところである) が述べられていたが、アメリカの個人エキスパートは全くこれを固執せず、他方小田は海洋法制度に関連のある問題は個人エキスパートからなる法律パネルを総会にもうけて準備草案を審議せしめるようにというアイデア (これは制度論が政治的な委員会で審議されるべきではなく、また IOC などによっても扱われるべきではないという意図に出たものである) を出していたが、これもあえて主張しなかった。たとえば Chapman なども、UN 総会における海洋委員会設置にはもう少し時を待つ必要ありと考えたといわれ、かつまた専門家グループとしても、2週間後に始まる UN 海底平和利用アド・ホック委員会を前にして、そのような問題にとりくむ姿勢を示すことに困惑を感じたということ

が言えよう。

3. リポートの第1部の審議は MST/7 を基礎にして行なわれ、ほとんど数時間にして終了した。

4. 今次会合で重点がおかれたのは、いうまでもなく UN 総会決議 2172 (XXI) の第3項に相応する「提案」の部分であり、これがリポートの第2部を構成することになる。MST/18 が審議の基礎になった。なお、MST/18 にはほとんど全く法律問題、海洋法制度問題にふれるところはなかった。しかるに最終段階に至ってきわめて一般的な形でこれらの問題へ言及されることになり、しかもその議論は最終日の最終セッションのしかもコーヒー・ブレイクのあとから行なわれる有様であった。国連事務局 (de Breuvery) はリポート起草は事務局の責任であり、起草は事務局と専門機関の協力にまかせてほしいと述べ、そのような形のまま最終会合を閉じた。法律問題、海洋法制度問題がリポートのなかで大きな比重を占めるわけではなく、それらの問題の存在が指摘されるにとどまる。

5. 重ねて言えば、UN 経済社会理事会を通じて 1968 年秋の UN 総会に提出される事務総長リポートの最終文案は、現在 (昭 43.3.30) の段階でなお未完成である。そうした留保つきでリポートの内容の概要を述べれば次のとおりとなる。

IV. 事務総長リポートの内容

第1部 諸活動のサーヴェイ

第1章 海洋学及び海洋技術の重要性

教科書的と評された記述であるが、全く客観的記述に終始する。

第2章 海洋学及び海洋技術に関する加盟各国の活動

主として各国からの回答を基礎にして、その活動状況が多くの図表を付して説明される。日本政府の 1968 年 2 月 28 日付の回答にふくまれているデータもここに収録される。

第3章 海洋学の教育、訓練

各国の状況及び UNESCO, FAO, WMO 等の訓練計画の記述である。

第4章 諸国際機関の活動

各機関の代表者達によって MST/7 がかなり修正され、非政府機関、国連機構内の国際機関、その他の政府機関に分けて活動状況が記述される。

第2部 国際協力に関する提案

第1章 科学を通じての海洋環境のよりよい理解

1. 拡大されたプログラムが国家レベル及び国際レベルのプランを統合する必要がある、それらは重複を避け、ギャップをうめること、そうして一国あるいは一機関ではなしえない大規模な活動のために役立つ。IOC によって組織されたような海洋の総合的科学調査は、生物・非生物の海洋資源の開発・発展のための科学的基礎に大きな貢献をなしている。この拡大されたプログラムは、適切な財政及び設備についても役立つような基礎を提供する。

2. こうした拡大されたプログラムは既存の政府間機関によって作成される必要がある。その機関はすべての関心ある国々をふくまなければならない、また海洋資源の開発に関連しての要求に責任をもちうるよう構成されねばならぬ。

3. IOC はすでにそのようなものである。

4. UN 事務総長は、総会が UNESCO, FAO, WMO 等に対して上記の拡大されたプログラムを作成・統合するため、IOC の基礎を拡大することに同意するよう提案する。具体的には IOC の規程の改正を通じて、拡大された IOC が関係諸機関からの財政的援助を受けること、共同事務局の構想、諸機関の IOC の仕事への参加などが考えられている。また加盟国が IOC に直接に財政支持を与えらるるようになさねばならぬ。

5. UN 機構内諸機関の仕事の協力は、ACC 及びその Subcommittee on Marine Science and its Application によって行なわれ、その他の特別の機構は必要としない。

6. 拡大されたプログラムはいろいろな経費を必要とするが、国家レベルの活動については政府が直接に支出する。しかし後進国は先進国及び国際機関よりの援助を必要としよう。又 IOC の強化を支持する諸機関の費用増大も不可避である。

7. 拡大されたプログラムに必要な国際レベルでの経費は、主としては各国からそれぞれの国際機関への拠出金によってまかなわれるが、各政府又は他のソースの直接的な資金拠出も考えられる。他のソースとしては UNDP, 世銀, 私的財団等が考えられる。

8. UN 事務総長は、総会が各機関の加盟国がそれぞれの国の海洋調査活動のわりあての増大に考慮を払い、また拠出金増大などによって国際協力を支持し、かつ又 IOC への直接的財政援助をするように呼びかけるよう

に提案する。

9. UN 事務総長は、各機関の加盟国がそれぞれの国家レベルの活動を統合する適当なアレンジメントを確保するよう勧告することを提案する。

10. 拡大された IOC の仕事と他の政府間機関特に地域的な機関との間の適正な協力関係が得られるように拡大されたプログラムは展開されなければならない。

11. IOC 及び UN 諸機関は学者の委員会、団体等を通じて有用かつ必要な科学的アドバイスを得てきた。

12. UN 事務総長は、国際協力の拡大を必要とする特殊な科学問題を確認するについて IOC 及び UN 諸機関が学者の意見を求め、特にまた ACMRR/SCOR/WMO の joint working group の活動の継続をアレンジするよう勧告する。

13. ICSU のなかの海洋学に関連のある機関を International Union of Marine Science に統合するプランが興味をもって注目され、事務総長が総会に対して IOC 及び UN 諸機関が科学的アドバイスを得るメカニズムを検討するよう勧告することを提案する。

第2章 海洋生物資源の開発

14. 開発についての国際協力の必要が述べられ、特に又漁業資源の調査も国際的性格をもつことが指摘される。しかし、その進歩は主として第1章に述べた海洋環境の基礎的知識にかかっている。

15. この点については COFI の設立の意義が強調される。

16. COFI の仕事の実際は FAO の漁業部門の強化によって促進されたが、依然として国際漁業活動に対する不十分な財政的裏づけで制約されていることが指摘される。なお、漁業開発及び保存に関する国際協力の向上は、依然として既存の機構のわくの中で達成されうる余地の多いことも述べられる。

17. UN 事務総長は、総会が加盟国が地域的その他の漁業機関をふくむ国際協力への支持を増大するよう呼びかけ、かつ後進国が一層それに参加するのを援助する必要があることについて国際的な援助機構の注意を喚起するよう、提案する。

第3章 海洋鉱物資源の開発

18. 海床の地形学、地質学についての情報の蒐集、開発技術の開発、経済、行政、法律問題の解決の必要が述べられる。

19. 海洋生物資源の開発については exploration, evaluation, assessment, production のプロセスがとら

れるが、そのそれぞれについて定義が与えられ、これらの作業は普通は国家企業もしくは私企業によって行なわれることが指摘される。

20. 国際協力については、大陸棚の資源と、未だ管轄権の問題が未解決のその他の海床との間で区別する必要があるとされる。

21. 国際機関の役割は、普通は埋蔵鉱物資源の知識あるいは開発技術に関する情報の蒐集配布、開発の計画あるいは安全についてのサービスの提供、及び資源の実際的な利用についての法律的、行政的助成に限られる。但し後進国については技術援助も考えられる。

22. 国際協力についての現在のアレンジメントとしては、科学的側面の提案は第1章で述べた。技術的、経済的側面（技術援助をふくむ）更に関連ある行政、法律面のいくらかについては、現在 UN（経済社会局資源運輸部及び ECAFE）によって行なわれているが、これも大陸棚資源に限られている。大陸棚以遠については科学調査を除いてはほとんどなされていない。

23. UN 事務総長は、総会が大陸棚について現在のプログラムを一層発展せしめる措置をとり、更に全海洋に関しては UN が埋蔵資源、開発技術の情報の組織的な蒐集、配布ならびに法的、一般行政的、政治的問題の解決に責任をもつものであることを確保するよう提案する。

第4章 海洋の汚染

24. 海洋汚染の調査及びコントロールには、国際的措置が緊急である。適切な立法措置のためのいろいろな技術問題の調査、継続的研究のための機構の整備、必要な技術サービスの発達などをふくむ。

25. 既存の機関によって協力体制は出来る。特に ACC が過去二年間各国政府等から情報、提案などを受けとっており、現実的な共同プログラムはそこに基礎を求めることが出来る。関係ある機関は UN 自身の他には、IMCO, WHO, FAO, UNESCO, IAEA である。目下考えられているのは、科学の技術のアドバイスの提供、情報の交換、配布、汚染のコントロールのための将来の国際立法である。

26. プログラムは、海洋汚染のすべての面をふくむ。即ち、健康、漁業、レクリエーション。又、油、放射能その他の汚染。関係ある海洋調査、コントロール、モニター。これまでも、特定のサービス活動は既存の UN 関係機関の責任であった。

27. UN 事務総長は、UN 総会が、UN 関係機関に対して緊急に共同行為を立案し実施するように要請する

ことを提案する。

28. UN 事務総長は、総会が UN 諸機関の加盟国が国際機関の共同企画に積極的に参加することを呼びかけること、そうして、それら諸国は海洋汚染のコントロールと防止に関する必要かつ実効的な国際条約を採択すべくステップをとることを提案する。

第5章 海洋学の教育・訓練

29. 訓練された専門家の不足が指摘され、これは現在の国家レベルあるいは国際レベルの教育・訓練計画の不十分なことによると指摘される。そうしたプログラムの強化の必要が強調される。

30. 海洋教育・訓練プログラム—特に UN 関係の諸機関による—は次のようにしてなされる。

(i) 研究費、フェロシップなどの教科目を増大し、UN 諸機関の普通のプログラム又は UNDP 基金、国際海洋学基金を通じて講座増設をふくむ国家レベル又は地域レベルの海洋学、海洋技術の発展のため加盟国に対する援助を強化すること。

(ii) 加盟国が研究費、フェロシップなどを UN 機構を通じあるいは双務的あるいは多角的なベースで提供することによって国際的な教育・訓練プログラムに寄与すること。

(iii) 国家的あるいは地域的なレベルにおける教育・訓練の facilities の強化。

(iv) 海洋学者に対するドキュメンテーションその他のサービスの拡大。

(v) 有能な専門家が国際的な訓練あるいは研究のプログラムに参加し得るような各国のアレンジメントの整備。

31. UN 事務総長は、総会が上記のような方法を用いて既存の教育・訓練プログラムを強化し、かつ必要ならば新しいプログラムをはじめるよう各機関の加盟国及び各機関に呼びかけることを提案する。

附：「海洋資源に関する」UN 事務総長レポート

さきに本誌第5巻第4号274ページにおいてふれた経済社会理事会決議 1112 (XL): 7 March 1966 に基づく UN 事務総長レポートは、UN 事務局の手によって、1968年2月下旬に完成を見、同年春の UN 経済社会理事会第44会期に提出されることになっている。これはさきに紹介した専門家グループの仕事とは全く別であり、対象は大陸棚を越える海の資源に係る。謄写印刷で全文250ページを越える。(E/4449)

最初に序論及び各部の要約がおかれ、本体は、第1部：大陸棚を越える海の鉱物資源、第2部：魚を除く大陸棚を越える海の食糧資源、に分けられる。主としては科学・技術の descriptive な叙述である。第1部はアメリカの Geological Survey の Frank Wang 氏と UN 事務局の共同作成であり、第2部はマイアミ大学の C. B. Idyll 氏の手になるものである。

第1部の鉱物資源においては、1. 鉱物資源（石油、燐

鉱、マンガン等）、2. 探査技術、3. 深海石油開発、4. 深海探鉱方法、5. 特別の注意を要する問題（科学的、技術的調査の必要、鉱物資源開発の促進と法的問題）が述べられている。

第2部の魚を除く食糧資源においては、1. 海における生物環境、2. プランクトンの harvest、3. いか、4. 鯨、5. おっとせい等、6. Aquaculture、7. 海洋開発に必要な調査、が述べられている。

国際海洋学博覧会*

L'Exposition Internationale des Equipements et Services Océaniques

—Oceanology International 69—

佐々木 忠 義**

1969年2月18日から21日までの4日間、国際海洋学博覧会 (Oceanology International 69) が開催されることになった。イギリス海洋開発委員会が主催するものである。イギリス南部のブライトン (Brighton) 市の大展示館が会場となる。この展示館は、イギリスのもっとも近代的な建物で、その広さは約4,645平方メートル。1,200名を収容できる会議室もあり、その他参加者に対する万般の準備が進められている。

近年における海洋科学の進歩は、まことにめざましい。欧・米の海洋工学や関連産業の異様な発展にいたっては、ただただ目をみはるばかりである。海洋には無限の資源があり、その資源の開発や制御こそが人類に悠久の利益をもたらすことを思うとき、こうした科学・技術の大きな発展は当然のことであり、諸外国がその推進に巨額の国費を投入しているのもそのためである。

このような時点において、全世界的な規模で、この国際海洋学博覧会が開催されることは極めて時宜を得た計画というべきであろう。この国際海洋博と同時に国際海洋工学会議 (International Conference on Underwater and Marine Technology) も開催されるので、その意義は一層深い。主催者側としては、この国際海洋工学会議に最少限500人くらいの参加者を期待している。会議用語 (Official language) に日本語を加えているのは、日本からの多数の参加を期待している所以であろう。アメリカは、すでに50人以上の参加が決定し、そのための委員会ができていくということである。わが国からも多数参加したいものである。私は、日本の National Project に関連する論文を発表する予定である。

私は、この国際博や国際会議に関して、知人 N. C. フレーミング博士 (イギリス国立海洋研究所) や展示責任者 A. D. J. ブロックス氏などから協力を求められたので、目下協力体制についての作業を進めている。取り急ぎ、主催者から招待状を送すべき機関、会社などの

リスト150件近くを用意して先方に連絡中である。については、関係各位から積極的な御申出でや御連絡を得て、この作業を一層完璧なものにしたいと念願している。

海洋工学会議のテーマや4日間に亘る会議内容の概略は次の通りである。

Economic and Social Benefits from Exploitation of the Sea

Tuesday 18th February, All day.

オーストラリア、カナダ、フランス、ドイツ、日本、ソ連、イギリス、アメリカの8カ国の代表によって、海洋開発に関する各国の national programmes の概略について論文発表。

Wednesday 19th, morning.

Offshore Mining

Petroleum

Fishing Industry

Engineering and Hardware

Thursday 20th, morning.

Detailed organizational problems, market assessment, etc.

Friday 21th, morning.

International Collaboration for exploitation of the Ocean.

つぎに、展示は造船、船舶工作、海運、石油、鉱業、採石、造機、潜水、海難救助、航空、原子力発電所建設、海洋土木、漁業、増養殖、水産食品、海陸空軍などにおよび、さらに具体的には次の通りである。

(1) 音響関係機器

音響測深機、ソナー魚群探知機、ドップラーソナー、音響テレメタリング機器、音響トリック一機器、音響通信機器、ピンガー、トランスポンダー、音響航海機器など。

(2) その他の電子工学機器

水中テレビ、ビデオ・テープ・レコーダー、水圧・水温・速度・光・濁り・海水の擾乱・渦流・塩分・電気伝導度・磁場・重力などの計測機器、波

* 1968年4月30日受理

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

や潮汐記録装置，ブイや船舶用気象機器，水中レーザーなど。

(3) 比較的重装置

各種のブイ類，繫留装置，フロート用材，シャックル・カップリング，ウインチ，水中ケーブル，アンカー，水中照明，水中写真装置，ドリル，動力源，水中ケーブル・コネクター，潜水器具，潜水球（筒），ロープ・ワイヤーなど。

(4) 重装置

潜水調査船，母船，浮きプラットフォーム，浮き基

地（補給所），掘り井機械，円筒ブイ，水中翼船，増養殖場用材，プラスチック船，ドレッヂャー，くいち機，水中構造物（海底住居），パイプ敷設工業用設備（下水および石油），蒸溜水（真水）装置，ホバア船など。

(5) その他

航海測量，地球物理学的測量，地質学的測量，水路測量，海水による腐食防止，電氣的腐食の保護など。

録 事

1. 昭和43年3月27日、理化学研究所において幹事会が開かれた。昭和43年度における例会その他の事業計画について検討された。
2. 昭和43年4月2日、東海大学望星会館において評議員会が開かれた。
 - 1) 会務報告が行なわれ、43年度文部省科学研究費補助金（研究成果刊行費）の申請をしたと報告された。
 - 2) 昭和42年度の収支決算および昭和43年度予算案について審議された。
 - 3) 学会費を1,000円に値上げする件について審議の結果了承され、総会に図ることにした。
 - 4) 富永委員長より学会賞受賞候補者の選考経過報告があり、慎重審議の結果43年度は該当者がいないという結論に達し、委員会としては候補者を推薦しないことにしたと報告された。
 - 5) 関根評議員が退会され、石井、向井両評議員が死去せられたので、新たに久保田穰、松井魁両氏を評議員に推すことが了承され、総会に図ることにした。
3. 昭和43年4月4日、日仏会館会議室において第9回総会が開かれた。佐々木会長の挨拶に引き続き次の報告、審議が行なわれた。
 - 1) 昭和42年度の会務ならびに会計報告（大柴常任幹事）が行なわれた。なお、42年度の収支決算（別表）は監事の監査を受けて承認された。
 会員移動：42年度新入正会員は45名、賛助会員7社、退会は正会員5名、賛助会員6社、死亡された正会員2名。
 昭和43年3月31日現在の会員数は名誉会員12名、正会員356名、賛助会員44社である。
 - 2) 編集委員長（代理、大柴委員）より学会誌第5巻の編集経過報告が行なわれた。
 5巻1～4号は総ページ280、その内訳は論文15編（和文5、英文8、仏文2）、寄稿1、資料9、シンポジウム1、総説1である。
 - 3) 富永委員長より学会賞受賞候補者の選考経過報告が行なわれ、43年度は該当者がいない旨報告された。
 - 4) 学会費を年額1,000円に値上げすることが承認された。これに伴い、会則第8条の「正会員費は年額700円」を「……年額1,000円」と改めることにした。
 - 5) 昭和43年度予算案について審議の結果、別表の

通り承認された。

- 6) 久保田穰（東京水産大学）、松井 魁（水産大学校）の両氏が評議員に選出された。

昭和42年度収支決算

収 入		
項 目	収入額（円）	備 考
前年度繰越金	230,380	
会 費	230,300	正会員 329 名
賛 助 会 費	295,000	59 口
学会誌売上	33,350	
広 告 料	460,000	
賛 助 費	25,000	
計	1,274,030	

支 出		
項 目	支出額（円）	備 考
学会誌等印刷費	1,116,606	第5巻分
送 料、通信費	87,400	
編 集 費	30,000	
事 務 費	10,500	
交 通 費	20,500	
総 会 費	10,000	
次年度繰越金	-976	
計	1,274,030	

昭和43年度予算案

収 入		
項 目	収入額（円）	備 考
前年度繰越金	-976	
会 費	370,000	正会員370名×1,000円 (約90%)
賛 助 会 費	350,000	70口
学会誌売上	40,000	
広 告 料	570,000	
賛 助 費	150,000	
計	1,479,024	

支 出

項 目	支出額 (円)	備 考
学会誌等印刷費	1,190,000	第6巻分
送 料, 通信費	110,000	
編 集 費	30,000	
事 務 費	15,500	
交 通 費	25,500	
総 会 費	10,000	
予 備 費	98,024	
計	1,479,024	

4. 昭和43年4月18日, 理化学研究所において編集委員会が開かれ, 第6巻第2号の編集を行なった。

5. 下記の諸氏が入会された。

氏 名	所 属	紹介者
沼田 貞三	海中開発技術協会	佐々木忠義
石渡 直典	東水大	宇野 寛
Le Van Phong	"	井上 実
宮坂 紘一	"	"
平野 弘		佐々木忠義
大塚 一志	東水大	石野 誠
早川 康信		佐々木忠義

6. 下記の賛助会員が退会された。

永和株式会社 神野潜水工業株式会社

7. 会員の住所, 所属の変更。

氏 名	新住所または新所属
西村 実	東海大学海洋学部
淵 秀隆	"
中野 猿人	"
宇田 道隆	"
渡部 宏一	東京都豊島区西巢鴨4-462 荻原方
前田 弘	Instituto Tecnológico y de Estudios Superiores de Monterrey, Escuela de Ciencias Marítimas y Tecnología de Alimentos Guaymas, Bahía de Bacochibampo, Apartado Postal No. 484, Guaymas, Sonora, México
酒匂 敏次	Dept. of Oceanography, Oregon State University, Corvallis Oregon, U. S. A.
川村文三郎	第三管区海上保安本部

永田 豊 University of California, San Diego, Scripps Institution of Oceanography, La Jolla, California 92038, U. S. A.

北村 弘行 兵庫県公害研究所

岩田喜三郎 東京都世田谷区経堂3-37-2若葉荘

8. 死 亡

本学会評議員久保伊津男氏は昭和43年4月10日, 心筋梗塞のため急逝された。慎んで御冥福を祈る。

9. 交換および寄贈刊行物。

- 1) 神戸海気象報, No. 180.
- 2) 海洋調査要報, (第73報, 第74報の補遺)。
- 3) 日本海区水研研究報告, 第19号。
- 4) 国立科学博物館研究報告, 10(4)。
- 5) 淡水区水研研究報告, 17(2)。
- 6) 海洋観測資料, 昭和40年。
- 7) Cahiers Océanogr. XX^e, N^{os} 1, 2, 3.

日仏海洋学会役員

顧 問 ルネ・カピタン ユベール・ブロッシェ ジヤン・デルサルト

名誉会長 ジャック・ロベール

会 長 佐々木忠義

常任幹事 大柴五八郎, 永田 正, 村上 脩

幹 事 阿部友三郎, 石野 誠, 井上 実, 今村 豊
岩下光男, 宇野 寛, 川原田 裕, 神田献二
菊地真一, 鬼頭正隆, 草下孝也, 斎藤泰一,
佐々木幸康, 杉浦吉雄, 高木和徳, 高野健三
辻田時美, 富永政英, 奈須敬二, 西村 実,
根本敬久, 半沢正男, 松尾邦之助, 丸茂隆三
森田良美, 山中鷹之助 (50音順)

監 事 高山重嶺, 三宅泰雄

評 議 員 赤松英雄, 阿部友三郎, 阿部宗明, 新崎盛敏,
池松正人, 石野 誠, 市村俊英, 井上直一,
井上 実, 今井丈夫, 今村 豊, 入江春彦,
岩崎秀人, 岩下光男, 岩田憲幸, 上野福三,
宇田道隆, 内田清一郎, 宇野 寛, 江上不二夫,
大内正夫, 大久保 勲, 大島泰雄, 大柴五八郎,
大村秀雄, 岡部史郎, 小沢敬次郎,
小野弘平, 梶浦欣二郎, 金谷太郎, 川合英夫,
川上太左英, 川村輝良, 川村文三郎, 川口守一,
川原田 裕, 神田献二, 菊地真一, 鬼頭正隆,
木村喜之助, 草下孝也, 楠 宏, 国司秀明,
黒木敏郎, 黒沼勝造, 久保田 穰,

小林 博, 小牧勇蔵, 近藤 仁, 西条八束,
 齋藤泰一, 齋藤行正, 坂本市太郎, 佐々木忠
 義, 佐々木幸康, 猿橋勝子, 椎野秀雄, 柴田
 恵司, 下村敏正, 庄司大太郎, 末広恭雄, 杉
 浦吉雄, 須藤英雄, 高野健三, 高橋淳雄, 高
 山重嶺, 高木和徳, 田畑忠司, 田村 保, 千
 葉卓夫, 辻田時美, 土屋靖彦, 寺本俊彦, 富
 永政英, 鳥居鉄也, 中井甚二郎, 中野猿人,
 永田 正, 永田 豊, 永野泰一, 奈須敬二,
 奈須紀幸, 南日俊夫, 新野 弘, 西村 実,
 新田忠雄, 根本敬久, 野村 正, 花岡 資,
 速水頌一郎, 半沢正男, 半谷高久, 菱田耕造,
 日比谷 京, 桧山義夫, 平野敏行, 深沢文雄,

福島久雄, 淵 秀隆, 藤田亀太郎, 星野通平,
 増沢謙太郎, 松井 魁, 松江吉行, 松尾邦之
 助, 松崎卓一, 松平近義, 松平康男, 丸茂隆
 三, 溝口哲夫, 三宅泰雄, 宮崎千博, 宮崎正
 衛, 村上 脩, 元田 茂, 森川光郎, 森田良
 美, 森安茂雄, 安井 正, 矢部 博, 山路 勇,
 山中鷹之助, 山中 一, 依田啓二, 渡辺貫太
 郎, 渡辺精一, 渡辺信雄 (50音順)

モーリス・アンコントル, アンドレ・エービ
 ー, マルセル・ジュクラリウス, イヴ・ド・
 ムクシー, ロジェ・ペリカ, コンスタンタ
 ン・エコノム

44 年度白鳳丸研究航海シンポジウム開催のお知らせ

東京大学海洋研究所

44 年度の白鳳丸の研究航海の大綱は、42 年度に開催された各分科会シンポジウムの結果を参考にして、協議会・共同利用施設運営委員会・分科会の合同会議で決定されております。これらの航海を学問的により成果のあるものとするために、下記の通り、シンポジウムを開催することになりました。積極的な参加をお願いいたします。

記

- 日 時 昭和43年 8月26日（月）～29日（木）
午前9時～午後5時
- 会 場 東京大学海洋研究所 大講義室
- 日 程 8月26日 1. 日本海・日本海溝航海
コンビーナー：奈須紀幸
- 8月27日 2. 北・熱帯太平洋航海
コンビーナー：根本敬久，田中昌一
- 8月28日 3. 北太平洋航海
コンビーナー：寺本俊彦，堀部純男
4. 九州南方航海（GARP 計画）
コンビーナー：寺本俊彦
- 8月29日 5. 伊豆・小笠原航海
コンビーナー：寺本俊彦，堀部純男
6. ソロモン・サング海航海
コンビーナー：寺本俊彦

御希望の方には、8月中旬にシンポジウム予稿集をお送りすることになっておりますので、海洋研究所事務部共同利用係まで御連絡下さい。

現在、次の二つの航海計画案が出されておりますが、いずれを実施するかは、8月のシンポジウム開催後に開かれる協議会・共同利用施設運営委員会・分科会の合同会議で討議されることとなります。その後、決定された航海計画にしたがって、共同利用の公募を行ない、昭和43年末に乗船者の大要が決定される予定です。

実施案（A）

航 海 名	日 程	期 間（日）
テスト航海	4 月	
1. 日本海・日本海溝	5/10— 6/18	40
4. 九州南方	7/ 1— 7/10	10
2. 北・熱帯太平洋	8/12—11/10	85
3. 北太平洋	1/23— 3/ 8	52

実施案 (B)

航 海 名	日 程	期 間 (日)
テスト航海	4 月	
1'. 日本海	5/ 1— 6/ 3	33
4. 九州南方	7/ 1— 7/10	10
6. ソロモン・サンゴ海	7/18—11/ 2	108
5. 伊豆・小笠原	1/21— 2/23	34

以上の各航海の概要は下記の通りです。

1. 日本海・日本海溝航海 (日本海・日本海溝の地質・地球物理学的研究)

日本海全域および東北地方南部・関東地方の東方海域を対象として、地形・重力・地磁気・熱流量・測深・採泥並びにエアガンによる音波探査を行なう。特に、日本海には重力の未測定海域があるので、この空白部を埋めることが主目的の一つである。

1'. 日本海航海 (日本海の生物相および生物生産に関する研究)

日本海の深層は生物学的に閉塞された生物系であることがある程度明らかになっている。この点を徹底的に解明しようとする。

2. 北・熱帯太平洋航海 (北・熱帯太平洋海域の低次生産層物質循環機構の研究)

ベーリング海より南半球域にわたる太平洋中部における一次生産者よりマイクロネクトンに至る各栄養段階の生産・消費・分解の過程を明らかにする目的で、各海域で重点的な長時間観測を実施し、物質循環の精密測定を行なう。

3. 北太平洋 (北太平洋北西部における深層水・中層水の研究)

北太平洋北西部に基本的かつ系統的な観測網を設置し、表層より海底に至るまでの水温・塩分・溶存酸素・各種元素および同位体比の精密な測定を行ない、この海域の深層水・中層水の構造に関する基礎的知識を集積し、その解析を行なう。

4. 九州南方航海 (大気-海洋間相互作用の研究)

主として、海面における運動量・エネルギーの鉛直輸送の観測を行なう。本研究は GARP 計画と密接な関連をもっているものである。

5. 伊豆・小笠原航海 (北太平洋西部深層水および浅海堆積物の研究)

3.の研究と同様の内容である。また、特に海溝においては、化学的研究のために底層に至るまでの採水を行なう。また、グアム島付近においては、浅海堆積物を採取し、その生成機構の物理化学的研究を行なう。

6. ソロモン・サンゴ海航海 (太平洋赤道潜流の源の研究)

過去の観測結果より赤道潜流は南半球に源を持っていることが推測されている。この推測を流速の直接測定と海水特性の詳しい測定によって確かめることを目的としている。

投稿に際してのお願い

1. 論文は和文または欧文（原則として英語または仏語）のいずれでも良い。
2. 論文が和文の場合は和文と仏文（英文）の要旨，英文の場合は英文と和文の要旨，仏文の場合は仏文と和文の要旨を必ず付けること。
3. 挿図はそのまま凸版原図になるように，黒インクまたは墨汁で純白上質紙またはトレーシングペーパーに，線の太さ，記号など印刷仕上りを考慮して作製すること。
4. 原図の縮尺率は $\frac{2}{3}$ ないし $\frac{1}{2}$ とすると良い効果が得られる。簡単なグラフなどの場合は $\frac{1}{3}$ に縮小することも考慮されたい。
5. 同じ報文中の挿図群の間で，図中に使われている文字の型が不統一であったり，文字の大きさが必要以上極端に不揃いになるのは好ましくない。
6. 写真原図は中間調以上の光沢紙に焼付けたものが良い。軟調ぎみの印画を原図とするのは望ましくない。
7. 原図がそのまま凸版原図にならない場合は作り直すことがある。その場合は著者に実費を申し受ける。

お 知 ら せ

このたび，各位のご要望にこたえて「英仏和，海洋・水産学用語集」（B5判 45ページ）ができ上りました。ご要望の方は下記へ「ハガキ」にてお申し込み下さい。

頒布価格 350 円（送料共）

記

東京都千代田区神田駿河台 2-3 日仏会館内 日仏海洋学会

賛 助 会 員 (50音順)

井 出 利 明	釧路市白金町 11
伊 藤 精 機 株 式 会 社	東京都千代田区神田神保町 1-65 共益ビル
内 田 悟	東京都千代田区九段北 1-2-1 株式会社内田老鶴園新社
梅 林 弘 直	東京都千代田区大手町 2-4 新大手町ビル7階 極東貿易株式会社 第2産業機械部
小樽船用電機株式会社	小樽市色内町 1-20
海上電機株式会社	東京都千代田区神田錦町 1-19
暁東電子株式会社	東京都港区芝新橋 1-30 新幸ビル
協同低温工業株式会社	東京都千代田区神田佐久間町 1-21 山伝ビル
協和商工株式会社	東京都豊島区目白4丁目 24-1
小松川化工機株式会社	東京都江戸川区西小松川 1-2645
株式会社光電製作所	東京都品川区大崎 2-10-45
小山康三	東京都文京区本駒込 5-13 英和印刷社
株式会社産研	沼津市千本郷林 1907
三信船舶電具株式会社	東京都千代田区神田司町 1-23
三洋水路測量株式会社	東京都港区新橋 5-23-7 三栄ビル
シュナイダー財団極東駐在事務所	東京都港区琴平町 38 日本ガス協会ビル
昭和電装株式会社	高松市福岡町 467
大洋電機株式会社	東京都千代田区神田錦町 3-16
株式会社泰和電器	東京都港区芝茸手町 7
株式会社鶴見精機工作所	横浜市鶴見区鶴見町 1506
東京工材株式会社	東京都中央区築地 4-2 築三ビル
帝国酸素株式会社	神戸市兵庫区高松町 22 の 1
東京海上火災保険株式会社	東京都千代田区丸ノ内 3-12
東京営業第2部	
株式会社東京本山商會	東京都豊島区池袋 5-225
東京レプ株式会社	東京都豊島区池袋 2-1120 ローズマンション 302号
東芝機械株式会社研究所	沼津市大岡 2068-3
株式会社東邦電探	東京都杉並区上高井戸 5-327
日本アクアリング株式会社	東京都豊島区巢鴨 6-1344 大塚ビル
日本海事広報協会海の世界編集部	東京都港区琴平町 35 船舶振興ビル
有限会社日本ダイビングスポーツ	神戸市兵庫区神田町 3
日本テトラポッド株式会社	東京都港区新橋 2-1-3 新橋富士ビル
日本無線株式会社	東京都港区芝桜川町 25 第五森ビル
船用電球株式会社	東京都目黒区下目黒 1-105
有限会社ハラダ電機製作所	東京都豊島区池袋 8-3292
ヒエン電工株式会社	堺市松屋町 1-3
福永時男	広島市観音町 9-1 福永書店
藤田 峯 雄	東京都中央区銀座西 7-6 株式会社ビデオプロモーション
フランス物産株式会社	東京都江東区南砂 1-3-25 株式会社中村鉄工所
古野電気株式会社	東京都千代田区神田錦町 1-6 教文館内
株式会社吉田製作所	西宮市葺原町 85
吉野計器製作所	東京都台東区上野 3-13-9
株式会社離合社	東京都北区西ヶ原 1-14
株式会社渡部計器製作所	東京都千代田区神田鍛冶町 1-2 丸石ビル
	東京都文京区向丘 1-7-17



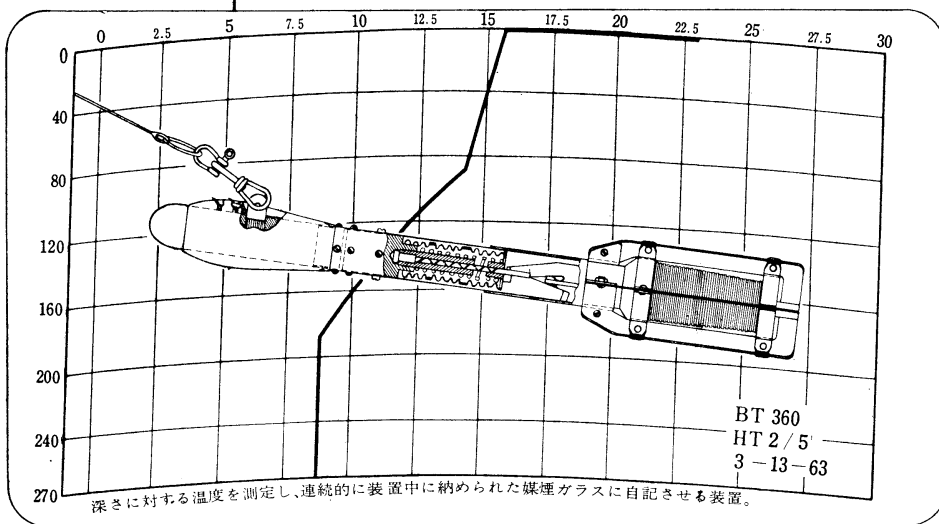
BT
BATHY THERMOGRAPH

NO.2045 バシタ-モグラフ

(THERMARINE RECORDER)

WALLACE & TIERNAN INC.

NEW JERSEY, U.S.A.



Model	FA-190012	FA-190022	FA-190032
Depth Range	0 ~ 60 m. (0 ~ 200ft.)	0 ~ 135 m. (0 ~ 450ft.)	0 ~ 270 m. (0 ~ 900ft.)
Temp. Range	- 1 ~ + 30 °C (28 ~ 90 °F)		

海洋観測器械
日本代理店



株式会社 離 合 社

本 社 東京都千代田区神田鍛冶町1の2 丸石ビル
電 話 東 京 (252) 1 5 1 1 (代表)
大阪営業所 大阪市北区北同心町1の15 電話大阪(351)7346・8019
工 場 東 京 ・ 浦 和

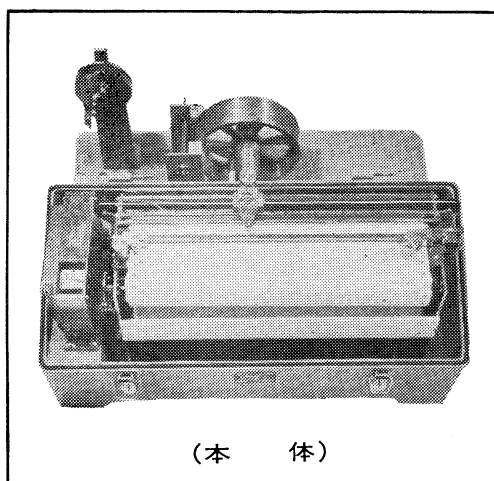
ストレンゲージ型波向計 (SGWD)



(受感部)

(記録器)

フース型長期捲自記検潮器 (LFT-III)



(本体)

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

協和商工株式会社

東京都豊島区目白4丁目24番地1号
TEL (952) 1376代表

TEIKOKU SAN SO K.K.

(Filiale de L'AIR LIQUIDE, Paris)

Ses 23 Usines, 23 Agences et Bureaux de vente, 22 filiales,
100 distributeurs produisent et distribuent :

Gaz Industriels : Oxygène, Azote, Acétylène dissous, Argon,
Néon, Hélium, Xénon, Krypton, Propane, Butane.

Matériels et produits pour la soudure

**Installations de séparation et de purification de gaz à basse
température**

Son Département Développement représente au Japon les procédés
de nombreuses sociétés. entre autres,

L'AIR LIQUIDE

Société Chimique de la GRANDE PAROISSE

Société d'Electro-chimie, d'Electro-métallurgie et des Acières
électriques d'UGINE

Compagnie de Filage des Métaux et des Joints Curty (CEFILAC)

Compagnie PECHINEY-SAINT-GOBAIN

Compagnie de Produits Chimiques et Electro-métallurgiques PECHINEY

Société KLEBER-COLOMBES

Le Méthane Liquide

Société des Très Basses Températures

Société PRAT-DANIEL

Institut Français du Pétrole

Compagnie Générale de Télégraphie Sans Fil

Compagnie des Compteurs

Société POCLAIN

Société HISPANO-SUIZA

Société NADELLA

Société GURY

Société HYDRO-MECA

Société de Forgeage de Rive de Gier

ete. etc....

22/1 Takamatsu-cho, Hyogo-ku, Kobe, Japan

P. O. BOX No. 522, KOBE PORT JAPAN

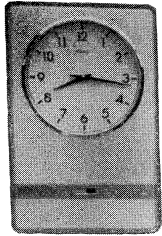
(Siège Légal : Nihon Gas Kyokai Bldg. 38, Kotohira-cho. Shiba,
Minato-ku, Tokyo, Japan)

Exploiting the Ocean by...

T.S.K. T.S.K.

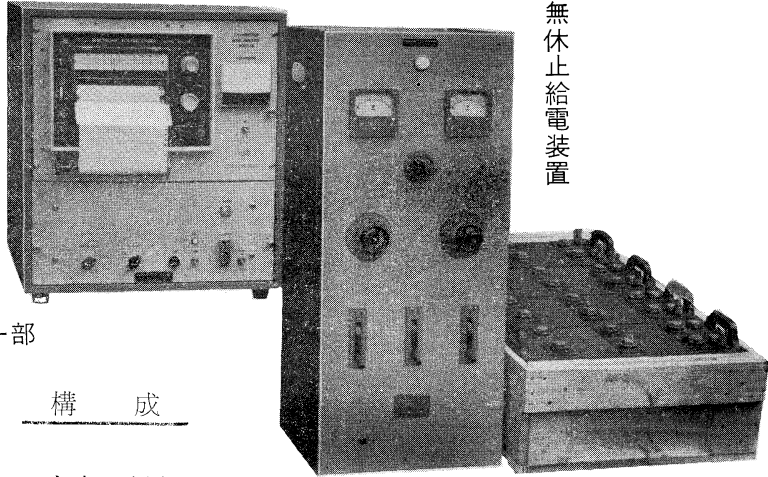
T.S - W 2 バイプロトン波浪計

T.S. - W2-VIBROTRON WAVE ANALYZER

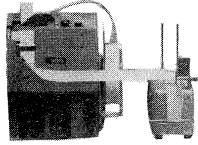


◀ 水晶時計

変換記録部



無休止給電装置

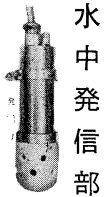


テープパンチャー部

構 成

1. 水中発信部

蓄電池



水中発信部

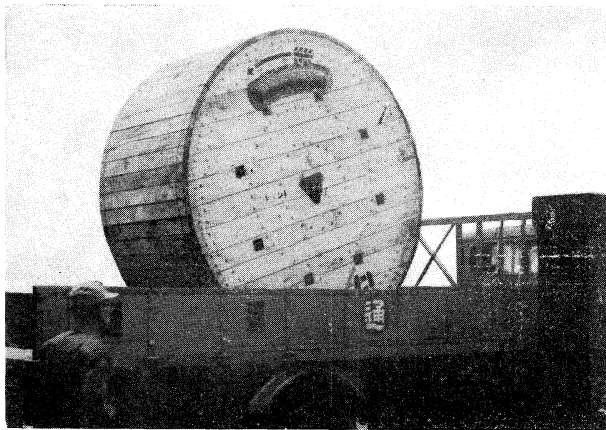
バイプロトンを内蔵し、水圧変化をゴムタイヤ、ベロー等を介する事なく直接周波数に変換する。

2. 変換記録部

水中発信部からの周波数の変化値をデジタル計数回路により純2進8単位標準データテープとしてパンチされる。

同時に監視用又は記録用として記録計にアナログ記録もされる。

尚測定範囲及びサンプリングタイムは、別表の様に切換えられる。



海底電線 (外径 53 mm)

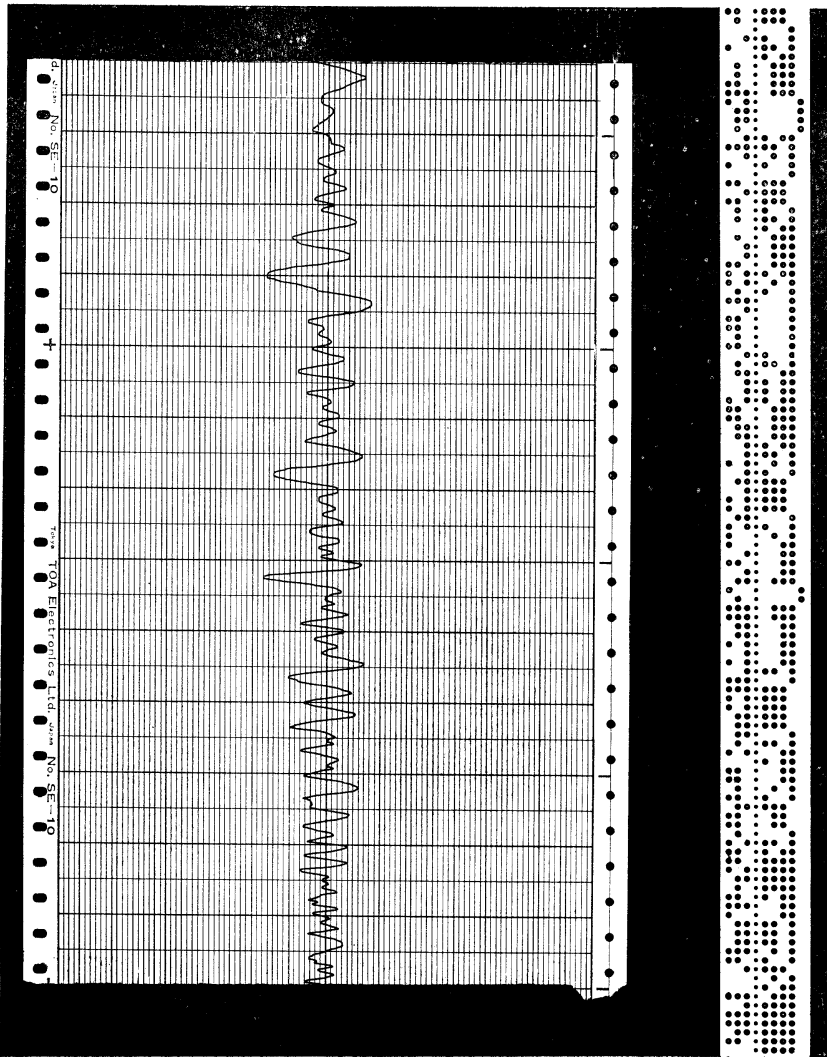
(潮位同時記録計も製作)

株式会社 **鶴見精機工作所**

電話 横浜 045-(521) 5252 (代表) - 5

OCEANOGRAPHIC INSTRUMENTS

THE TSURUMI SEIKI KOSAKUSHO CO., LTD.
No. 1506 TSURUMIMACHI, TSURUMI-KU, YOKOHAMA, JAPAN



3. 無休止給電装置

台風時等の停電による欠測をさけるため、停電時には自動的にリレーが働いてバッテリーによる動作に切替える。

4. 水晶時計

2 時間毎に 10 分間の間けつ動作をさせるためのタイマーが週差 3 秒以内の高精度で動作する。

5. 海底ケーブル

4.5% 及び 8% の亜鉛メッキ鉄線で二重に外装されて居り、外径 53% 切断荷重は約 25ton である。

測定範囲	サンプリング タイム
20 m	0.125 秒
10 m	0.25 秒
5 m	0.5 秒
	1.0 秒
2.5 m	1.5 秒
	2.0 秒

記 録

(SIZE 1/2)

パンチテープ

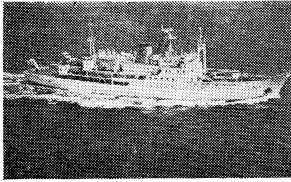
Sales Representative in the U. S. A.
CM² INC.

139 Constiution Drive
Menlo Park, California 94025 U. S. A.

岩 宮 測 器 研 究 所

所 長 岩 宮 政 雄

活躍する新鋭観測船



12,000メートルの深海をはかる

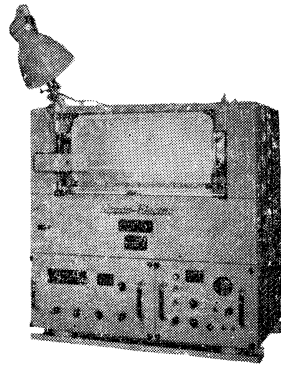
極深海精密音響測深機(P. D. R.)

PRECISION ECHO SOUNDER

FOR DEEP SEA RESEARCH

12,000 meters below the sea surface can be sounded with a good accuracy.

海洋観測船等に装備して12,000mまでの深海を精密に、かつ連続測深・記録する装置です。測深のほか各種の観測データの記録器としても使用できる設計です。特にソナー・ピンガー用の記録器としての使用に便利な構造を有し、連続測深ができます。



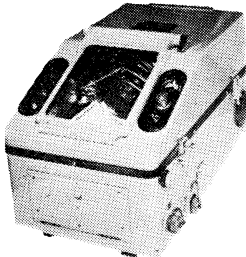
This equipment is for sounding sea bottom as deep as 12,000 meters from a marine research ship with very high accuracy. It has various ranges of scale; however, the scale range is automatically shifted from one to another with the sudden change of depth. The recorder is so designed that it can co-work with other equipments for recording various kinds of data, especially with sonar pinger.

特長 Feature

- ① 特殊送信方式・拡大測深レンジのため記録上の読みとりで真の深さを測定できる。
- ② 内蔵の水晶時計による制御で記録精度は抜群。
- ③ 0~1,000、0~6,000、0~12,000mのフルレンジで深度変化がひと目でわかる。
- ④ 副記録器は何台でも同期運転ができる。
- ⑤ 読みとりの容易な486mmの乾式記録紙を採用。
- ⑥ 送受信記録器はコンソール・タイプにも、また別々に設置することもできる。

- 1) The special transmitting system and the magnification of range scale enable the operator to take direct reading from the record.
- 2) The self contained crystal watch improves the accuracy of recording.
- 3) The recording device has three ranges, 0 to 1,000 meters, 0 to 6,000 meters, and 0 to 12,000 meters. Their full range scales make reading of the change of depth easy.
- 4) Multiple number of recorders can be operated in parallel.
- 5) 486 mm width dry type recording paper is adopted, which makes reading easy.
- 6) The transmitter and the receiver can be installed in consol or in seperated areas as desired.

極浅海精密音響測深機



浅海・湖沼・河川・ダム等の精密測深に!

PRECISION ECHO SOUNDER
FOR SHALLOW

for surveying shallow sea, harbors, lakes, dames, rivers.

実績が築いた



信頼のマーク

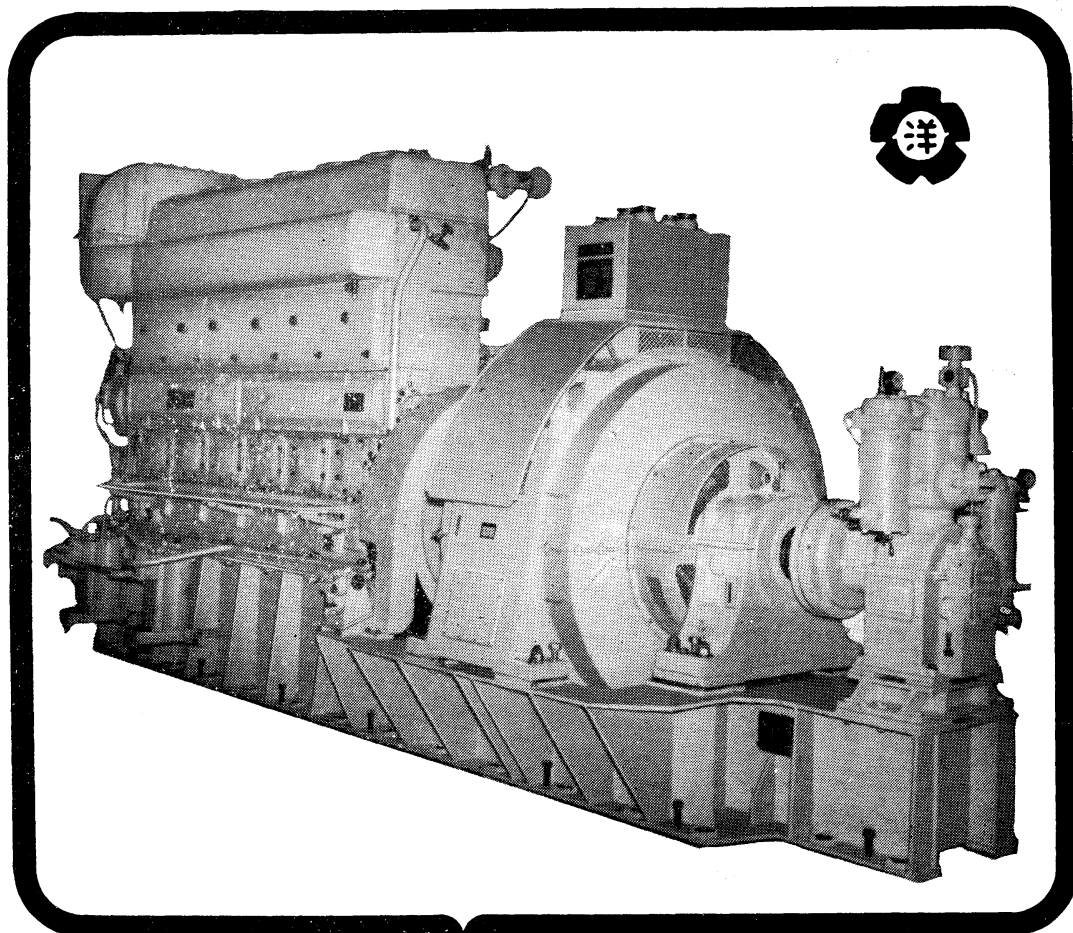
海上電機株式会社

東京都千代田区神田錦町1丁目19番地
電話 03 (291) 2 6 1 1 (代表)

MARINE INSTRUMENTS CO., LTD.

1-19 KANDA NISHIKI-CHO, CHIYODA-KU, TOKYO.
CABLE ADDRESS "MARINEINSTRU" TOKYO

ながい経験と最新の技術を誇る！
大洋の船舶用電気機器



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

大洋電機株式会社

取締役社長 山田沢三

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

メルタック

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

ポリエチレン、アルミ箔等にも良く接着します。

ポリロック

含浸、注型、充填用として使用される接着性と作業性の良好なシーリング材です。

ポリワックス

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

東京工材株式会社

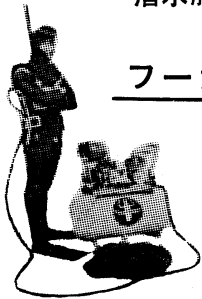
東京都中央区築地 4-7-1 TEL (542) 3361 (代)

アクアラング

aqua-lung



◎ カタログ 進呈 ◎
潜水服採寸表



フーカー潜水具

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

仏国・スピロテクニック社 日本総代理店
米国・U.S. ダイバーズ社

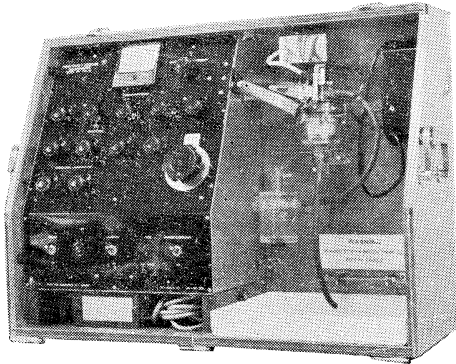
日本アクアラング株式会社

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

東京営業所 東京都豊島区巣鴨6の1344
(国電大塚駅前大塚ビル一階)
電話 東京 (918) 6526 (代表)

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

AUTO-LAB INDUCTIVE SALINOMETER



オーストラリア C.S.I.R.O. の BROWN 及び HAMON 両氏によって開発された、ポータブルで恒温槽不用の劃期的精密塩分計。

仕 様

測定範囲 : 標準品は 27.8~42‰ S
(御注文により 0~42‰ S 可能)

感 度 : 0.0004‰ S

確 度 : ±0.003‰ S

所要水量 : 55 cc

消費電力 : 最大 25 W

寸 法 : 30×68×50 cm

重 量 : 32 kg

製 造 品 目

転倒温度計各種
標準温度計各種
水 温 計 各 種
気象用・理化学用温度計

日本および アジア総代理店



株式会社 渡部計器製作所

東京都文京区向丘1の7の17
TEL (811) 5954, 0044 (812) 2360

REVERSING THERMOMETER



Protected



Unprotected

Patented parallax-free back scale, opal glass
back sheath enable precise measurements.

Write for details

YKS

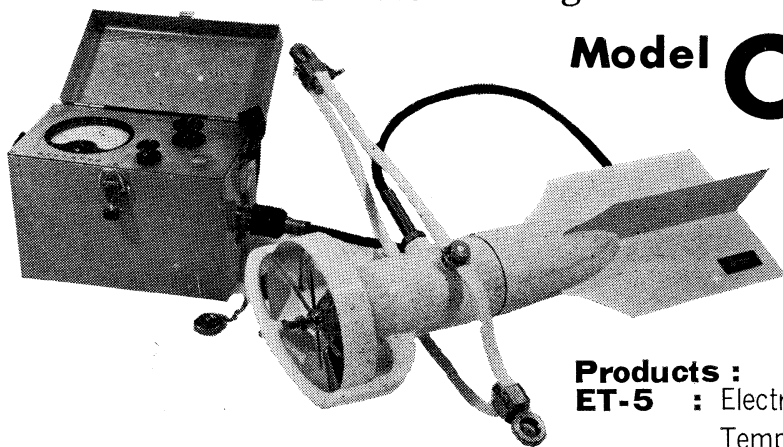
Yoshino Keiki Co.

1-14, NISHIGAHARA KITA-KU
TOKYO JAPAN

[Standard Thermometer
Precise Thermometer
Mercury Barometer
Hydrometer]

Direct-Reading Current Meter

Model **CM-2**



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

Products :

ET-5 : Electric Meter of Water Temperature

ECT-5 : Salinity Detector

WE-2 : Pressure Type Wave Gauge

TOHO DENTAN CO., LTD.

Office : 1-309, Kugayama, Suginami-ku, Tokyo Tel. Tokyo (334) 3451~3

水路測量と土質調査

Hydrographic Survey and Marine Geological Survey

SANYO Hydrographic Survey Co., LTD.

業 務 深淺測量, 底質土質調査, 国土保全測量調査, 海洋資源開発測量調査

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

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

特 色 高性能の精密計測機の整備拡充

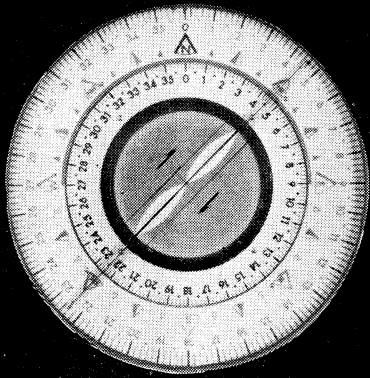
元海上保安庁職員をもつて組織する優秀なる我国唯一の技術陣

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

三 洋 水 路 測 量 株 式 会 社

東京都港区新橋5丁目23番7号

電 話 (432) 2971~4



Bearing Indication of Radio Direction Finder

ENSURE

Safety

with

Koden Radio Navigation Instruments

Radio Direction Finder
Loran Receiver
Echo Sounder
Fish Finder
Facsimile Receiver
Morse Teletype Converter
Morse Code Selector

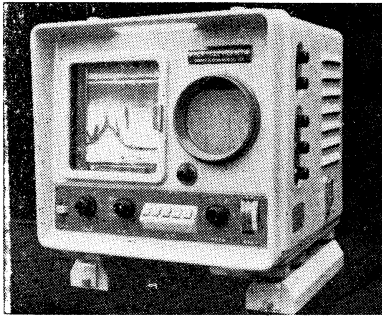


Koden Electronics Co., Ltd.

10-45, Kamiosaki 2-chome, Shinagawa-ku, Tokyo, Japan

Tel: Tokyo 441-1131

Cable Address: "KOELEC TOKYO"



2周波デラックス

サンケンの魚群探知機

- 底曳き用
- カツオ・マグロ用
- 鮭・サマ用

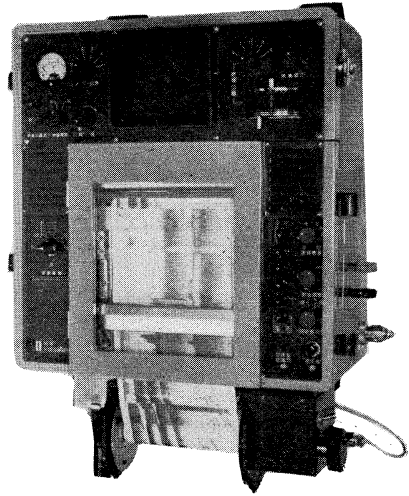


株式会社 産 研

本社・工場	沼津市千本郷林1907	TEL (沼津) (代表) (3) 4411
研究所	産業科学研究所 (全所)	
東京営業所	東京都千代田区神田鍛冶町2の2 (今川橋ビル内)	TEL (東京) (代表) (256) 1871
札幌営業所	札幌市北四条西7丁目 (北瀬連ビル内)	TEL (札幌) (24) 3236~8
下関出張所	下関市新地町149の3	TEL (下関) (32) 0275
長崎出張所	長崎市旭町3丁目3	TEL (長崎) (2) 4631
函館連絡所	函館市鶴岡町3番地の7	TEL (函館) (3) 4730
釧路連絡所	釧路市末広町2丁目8 (橋北ビル内)	TEL (釧路) (2) 6142
稚内連絡所	稚内市港町4丁目59	TEL (稚内) 3674
福岡連絡所	福岡市大手門町3丁目8-14	TEL (福岡) (75) 6960



自動測深方式ロラン探知機
(日、英、仏、加 特許)



ニュービテオグラフ
トランススター式、二周波魚群探知機

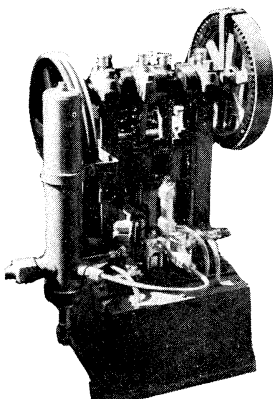


古野電気株式会社

西宮市芦原町 85 電(3) 1051

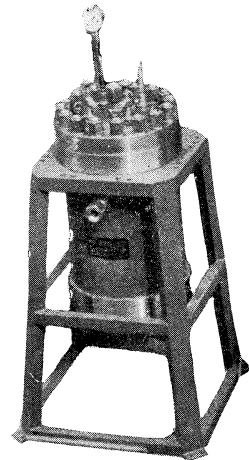
東部支社：東京都品川区五反田 1~423 Tel.(447)2311代表
西部支社：長崎市大黒町 2~1 Tel.(2) 3261代表

ヨシダの海洋試験機



超高圧テストポンプ

- 水圧試験装置
- 高圧水圧ポンプ
- 流水実験装置
- 恒温水槽
- 回流水槽
- 衝撃試験機
- 抗張力試験機
- 摩耗試験機



高圧テスト容器

☆その他各種試験機装置設計製作



株式
会社

吉田製作所

東京都台東区上野 3丁目13番9号 電話 (832) 4351~5

Murayama

水中濁度計
水中照度計
電導度計

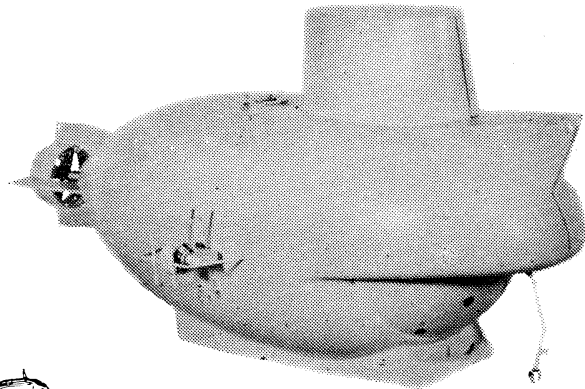
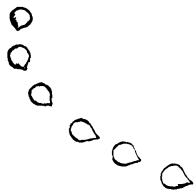


株式 村山電機製作所

本社 東京都目黒区五本木2-13-1
出張所 名古屋・大阪・北九州



海底資源の開発に活躍が期待される川崎重工の潜水調査船



川崎重工

本社 神戸市生田区中町通2-16-1

日生川崎ビル3-7階

東京支店 東京都港区新橋1-1-1



潜水器具総合メーカー

日本ダイビングスポーツ

本 社 神戸市兵庫区神田町 3 番地

TEL 神戸 078 (34) 7959
9451

原 稿 募 集

本学会誌「うみ」は会員各位のご協力により、ますますその内容が充実されつつあります。なんといっても学会誌は学会活動の本命であります。第4巻より会員各位のご協力により年間4冊発行の目標も達成され、更にいっそう立派なものにしたいと願いたしております。最近フランスを始めイギリス、ドイツ、アメリカなどの関係機関から講読あるいは交換図書の申込みがあります。このように「うみ」は広範囲にわたり関係者の注目を引くようになりました。ご同慶の至りであります。

つきましては、各位のご研究の発表や寄稿、資料欄などに奮ってご投稿下さいますようお願いいたします。

原稿締切： 第6巻第1号 42年12月末、2号 43年3月末、3号 6月末、4号 9月末

昭和43年5月25日印刷
昭和43年5月31日発行

う み 第6巻
第2号

定価 400

編集者 今 村 豊
発行者 佐々木 忠義
発行所 日仏海洋学会

財団法人 日仏会館内
東京都千代田区神田駿河台2-3
振替番号：東京 96503

印刷者 小 山 康 三
印刷所 英和印刷社

東京都文京区本駒込5-13

第 6 卷 第 2 号

目 次

原 著

- オレゴン沖の海洋化学……………杉浦 吉雄 105
日本近海における pH の分布とその意義……………杉浦 吉雄 115
乱流境界層内のレイノールズ応力……………岩田 憲幸 120
風と波の相互作用に関する覚書……………岩田 憲幸 125
漁業における火光の集魚効果とその操法の研究 (II)……………今村 豊 136
魚の摂餌に関する生態学的研究—I
—摂餌量の基準としての飽食量—……………石渡 直典 148

資 料

- 海洋学および海洋技術に関する国連専門家グループ第2回会合報告
……………小田 滋 151
国際海洋学博覧会……………佐々木 忠義 156

- 録 事…………… 158

Tome 6 N° 2

SOMMAIRE

Notes originales

- Océanographie chimique au large de l'Oregon……………Yoshio SUGIURA 105
Distribution du pH et son interprétation aux environs du
Japon……………Yoshio SUGIURA 115
On the Maintenance of the Turbulent Reynolds Stress in the
Surface Boundary Layer……………Noriyuki IWATA 120
A Note on the Wind-Wave Interaction……………Noriyuki IWATA 125
Etude de l'effet du feu dans la pêche et de son
opération (II)……………Yutaka IMAMURA 136
Ecological Studies on the Feeding of Fishes—I
—Satiation Amount as Indicator of Amount
Consumed—……………Naonori ISHIWATA 148

Miscellanées

- Deuxième Session du Groupe des Experts des Nations
Unies sur Sciences et Techniques de la Mer……………Shigeru ODA 151
L'Exposition Internationale des Equipements et
Services Océaniques
—Oceanology International 69—……………Tadayoshi SASAKI 156

- Procès-Verbaux…………… 158