

相ノ島(福岡県)周辺における潮流・水温・濁度の鉛直構造の観測

金子, 新
九州大学応用力学研究所 : 助教授

白石, 洋二
九州大学応用力学研究所 : 文部技官

本地, 弘之
九州大学応用力学研究所 : 教授

<https://doi.org/10.15017/4743698>

出版情報 : 應用力學研究所所報. 58, pp.11-22, 1983-02. 九州大学応用力学研究所
バージョン :
権利関係 :



相ノ島（福岡県）周辺における潮流・水温・濁度 の鉛直構造の観測

金子 新* 白石 洋二†
本地 弘之‡

概 要

相ノ島（福岡県）周辺の潮流の鉛直構造が、潮流の方向と水温成層の有無とによって著しく変化することが観測された。また、海底近くの濁度は潮流の流速よりむしろ水温成層の勾配に強く依存することがわかった。

Key words: Ainoshiba Island, Tidal current, Thermal stratification,
Turbidity, Field observation

1. 緒 言

海洋において潮流は、海峡や湾口をとうしての水質混合^{1)~3)} および大陸棚 (continental shelf) 上での sand bank^{4)~6)} や sand ridge⁷⁾ の維持・形成等において支配的な役割を演ずることが知られている。しかしながら、複雑な海岸・海底地形によって誘起される潮流の鉛直構造やそれにおよぼす水温成層の影響等は未だ十分に解明されていない。

本論文では、海岸近くでの潮流と地形との相互作用を理解するための第一歩として、浅海域に孤立して存在する島のまわりの潮流・水温・濁度の鉛直構造を観測によって明らかにすることを目的としている。

2. 計測装置および計測方法

海上での計測は、本研究所所有の小型観測船「だんりゅう」（排水量 2.3 t）を使用して行われた。船位は、陸上の一主局（浦項^{ホーユク}）と三従局（釧路・羅州・沖縄^{ホファン}）から発振された電波の時間差を利用するローランC航法装置 LR-717（光電製作所製）によって決定された。この装置により、航位は約 15 m の精度で決定できるが、海岸や島の近くでは、電波が地形の影響を受けるため測定船位に一定の補正を施す必要がある。計測中の船位の固定は、船首と船尾の双方からアンカー（合計重量約 20 kg）を海底に投下することによってなされた。アンカーによる船位の固定は、海上での風速が概ね 5m/s を越えると困

* 九州大学助教授，応用力学研究所

† 文部技官，九州大学応用力学研究所

‡ 九州大学教授，応用力学研究所

難となるため、計測は穏やかな気象条件をもつ日時を選んで行われた。水温・濁度・水位の計測は、各プローブを一体化して収納したプローブハウジングを船上からケーブルで海中に降下することによってなされた。計測装置の詳細については、前出論文 8) を参照されたい。流速は、0.6 cm/s の微流速まで計測可能な電磁流速計 Model 201 (マーシュマクバーニ社製) を使用して測定された。図 1 に示すように、流速計の測定部は、磁極を埋め込んだ硬質ポリウレタン製のプローブ (Probe)、方向翼 (Wing) および 5 kg の錘 (Weight) からなり、それらはまた船上からロープ (Rope) により海中へ降下される。方向翼の使用により流速計プローブは流れの方向を向き、また 錘によってロープの鉛直からの傾きは小さくなる。海面近くの潮流の流向は、方向翼の向きをコンパスで測ることによって決定できる。

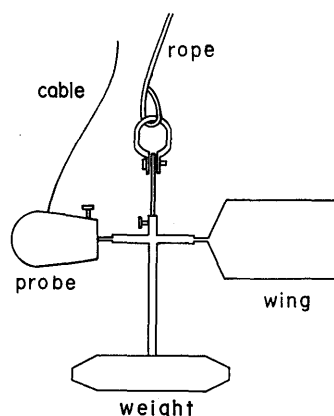


図 1 電磁流速計測定部

3. 計測地および計測日時

計測は、北部九州の津屋崎・新宮海岸（福岡県）の沖合約 7 km の日本海上に位置する相ノ島周辺でなされた（図 2 参照）。付近の筑前海岸一帯は、カスプ状地形（cusplate foreland）⁹⁾ のよく発達したトンボロ海岸として知られており、近年では著しい海岸侵食の進行によっても注目されている。近くの海域では、浚渫船によって海砂利が継続的に採取されており、また強勢な潮流も存在することから、これらのことと海岸侵食現象との関連性にも注意する必要がある。相ノ島は周囲約 5 km の孤立した島であり、北と東側の海岸は冬期の暴浪によって写真 1 (a) にみられるような海食崖を形成している。そして、人家は南側の湾入した地域に集中している（写真 1 (b)）。相ノ島の北東側海域には、渡半島から続く浅瀬（bank）が存在するが、志賀島・海の中道との類推によってこの浅瀬もトンボロの一種と考えられる。計測は、相ノ島をはさんでほぼ反対側に位置する A、B 二地点でなされた。A、B 点の位置はそれぞれ (130°23.9'E, 33°46.6'N) および (130°21.1'E, 33°43.8'N) であり、平均水深はそれぞれ 27 m, 29 m であった。相ノ島とその周辺海域を測線 a—b で切断した時の縦断面図を図 3 に示している。島の海面下の斜面に注目すれば、外洋側斜面が陸側斜面に比べてかなり急峻になっていることがわかる。

計測は、1982 年 7 月 27 日の第 1 回から同年 9 月 16 日の第 9 回までの間に計 9 回行われた。計測期間中の気象条件を概観するために、福岡管区気象台宗像地域観測所 で得られた日平均気温・時間平均日最大風速・日雨量のデータを図 4 に示している。日平均気温は、8 月中旬を境にして増加から減少に転じている。計測期間中に九州東方海域を台風が計 4 回通過したが、その影響は時間平均日最大風速に明瞭に現われている。特に、8 月 27 日 0 時 20 分宮崎県都井岬に上陸し、27 日 9 時周防灘を通過した台風 13 号は計測海域に著しい暴浪をもたらしたものと推定される。図 4 には、また計測日と大潮・小潮

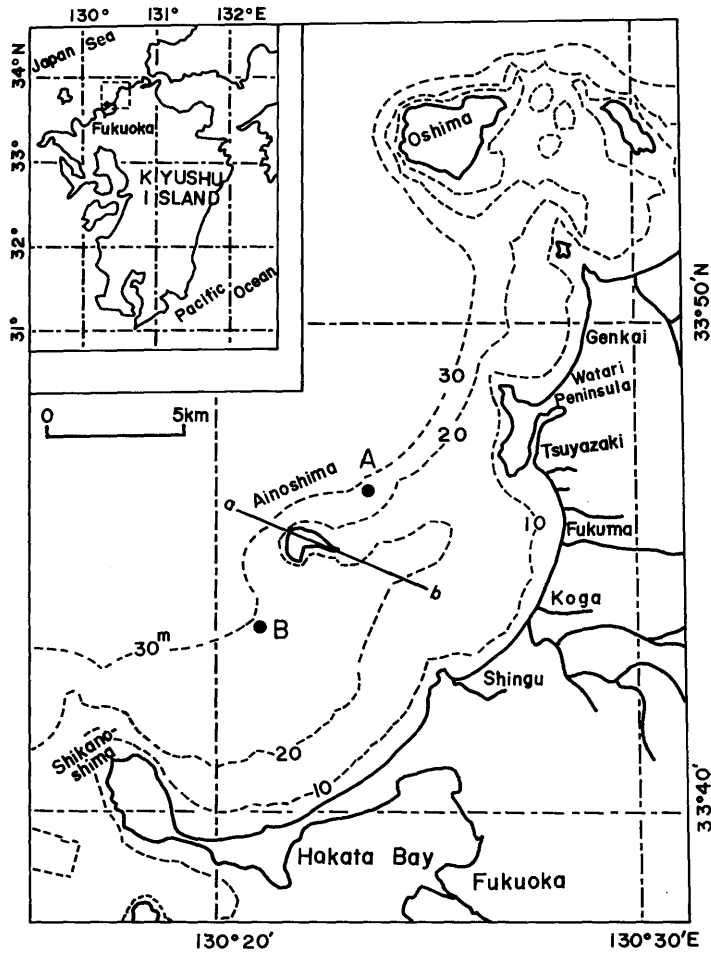


図2 計測海域

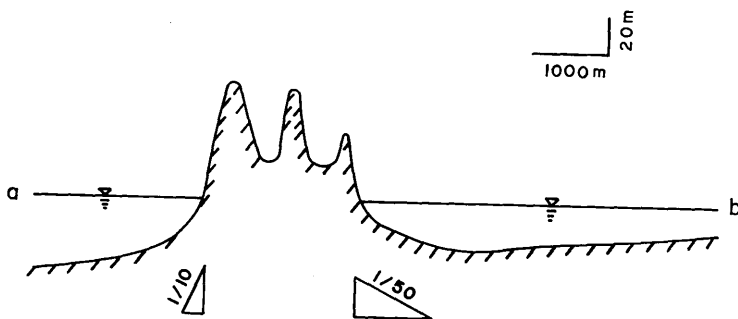
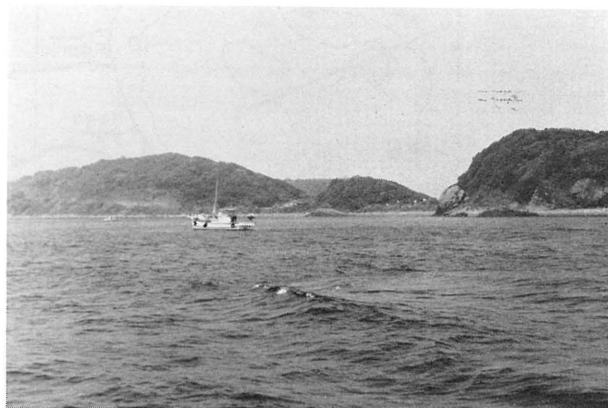


図3 相ノ島とその周辺海域の縦断面図



(a) 相ノ島東側の海岸



(b) 相ノ島南側の海岸

写真 1

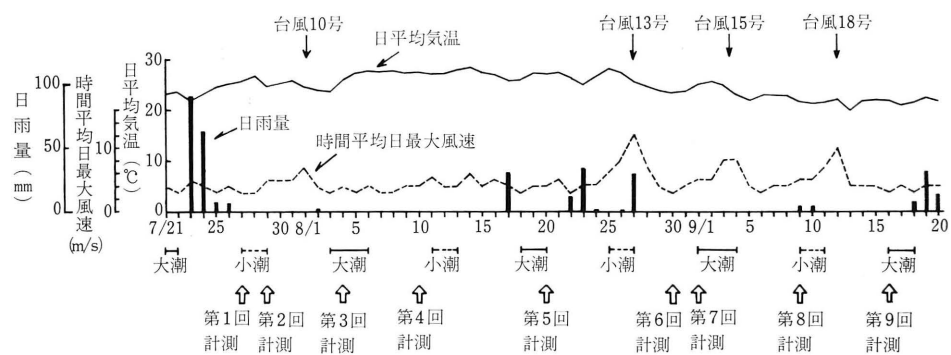


図4 計測期間中の気象データ

表1 計測日時

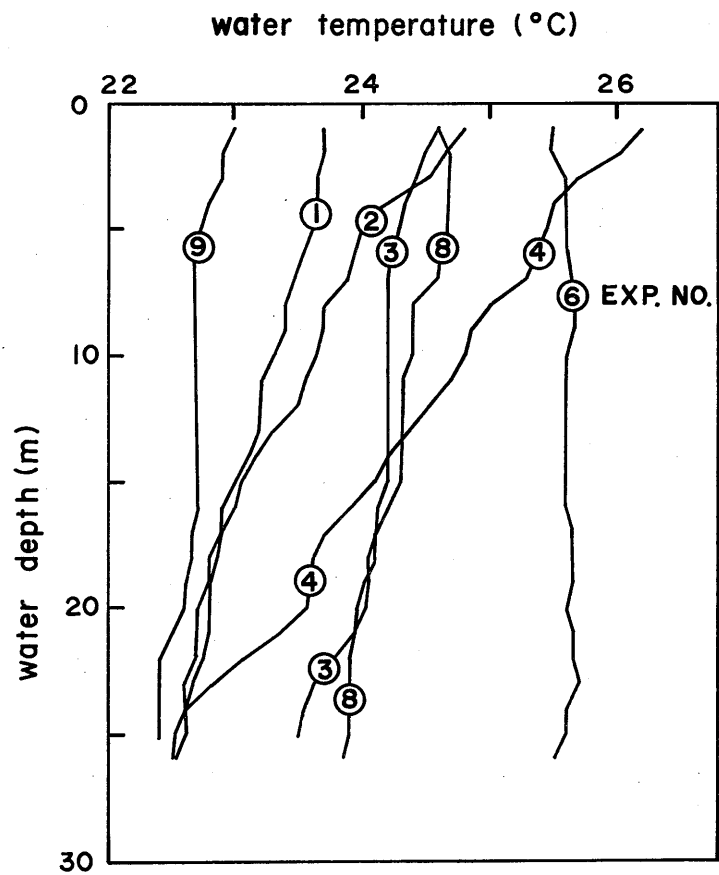
計測番号		1	2	3	4	5	6	7	8	9
日付		7/27	7/29	8/4	8/10	8/20	8/30	9/1	9/9	9/16
計時	測点A	11：00	11：00	10：55	10：50	11：05	10：50	—	11：00	10：40
測刻	測点B	—	—	—	—	—	11：50	11：10	11：50	—
潮	満潮時	14：28	17：20	9：03	12：44	10：18	6：36	8：09	13：17	8：41
汐	干潮時	8：19	10：55	15：46	6：29	16：53	13：46	14：53	6：57	15：11

の期間が記入されている。表1には、計測時刻と博多湾における潮汐の満潮・干潮時とが示されている。測点Aにおける計測は、潮汐の種々の位相で行われていること、および測点Bにおける計測も計測回数は少いけれども潮汐の異なる位相でなされたことがわかる。

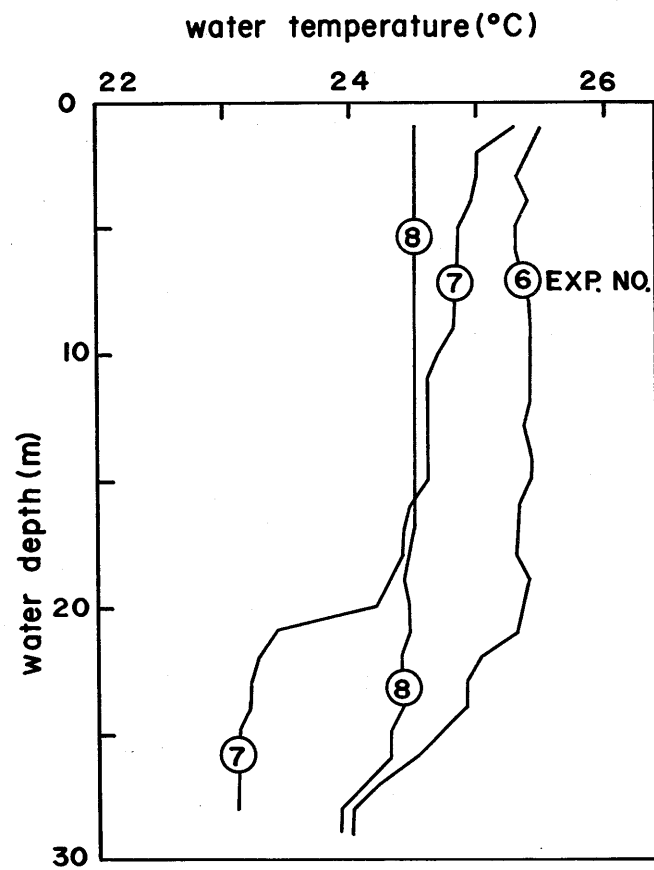
4. 計測結果および考察

測点A, Bにおいて得られた水温分布の経時的変化が、それぞれ図5(a), (b)に示されている。気象データによれば、気温の上昇は8月中旬頃まで続いており、水温成層も同時期まで発達を続けるものと考えられる。しかしながら、測点Aにおける8月4日の第3回計測の結果は、前後の計測結果と比較する時、成層構造を著しく消失していることがわかる。一方、図6に各計測において得られた海面近くの潮流の流速および流向が示されているが、潮流の方向からみて第3回計測における測点Aは、相ノ島の後流領域(wake region)に位置していることがわかる。また、測点Aの第6回計測の結果には、全水深にわたって水温成層が認められない。これは、8月27日9時に周防灘を通過した台風13号にともなう暴浪によって水温成層が破壊されたためと考えられる。しかし、同日の測点Bの結果には底層付近に水温成層が存在することから、A, B两点のような近接した測点間でも地形的要因や潮流の方向に関連してこのような差異が生ずるものと考えられる。第6回計測以後、測点Aの水温は漸次低下し水温成層もほとんど形成されないけれども、測点Bの第7回計測の結果には、前回の結果よりむしろ顕著な水温躍層が20m深度に存在する。この水温躍層の形成機構については、データが少いため詳しく議論できないけれども、潮流と海岸・海底地形との相互作用によるものと推定される。

図7には、潮汐の種々の位相において得られた測点Aの流速および水温分布が示されている。同図より、容易に測点Aにおける潮流の鉛直構造が、潮流の方向と水温成層の有無によって著しく変化することがわかる。特に、図7(a)のように測点が潮流の方向からみて相ノ島の後流域に入る場合には、底層に表層に匹敵する強い流れが生起する。この時、後流域における流体の激しい鉛直混合のため、水温も流速分布とよく対応した鉛直構造を示す。また分布形に含まれる勾配の急変的(矢印)も両者でよく一致していることから、流れは層構造をなしているのかも知れない。図7(b)は、潮流が渡半島を掠めてくる時に得られた結果であるが、複雑に屈曲した流速分布を示している。この場合にも、水温の屈曲点(矢印)は流速のそれとしばしば一致している。潮流が、外洋水を計測地点に流入させるような方向



(a) 測点 A



(b) 測点 B

図 5 水温分布の経時変化

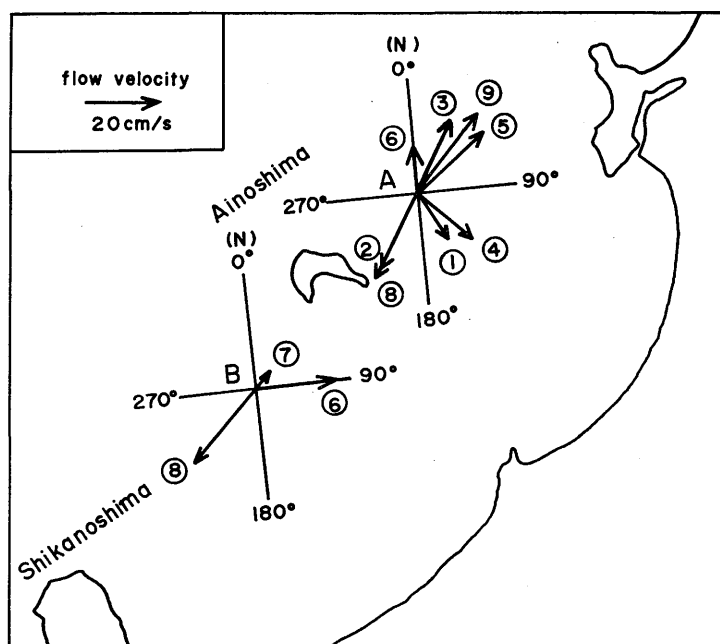
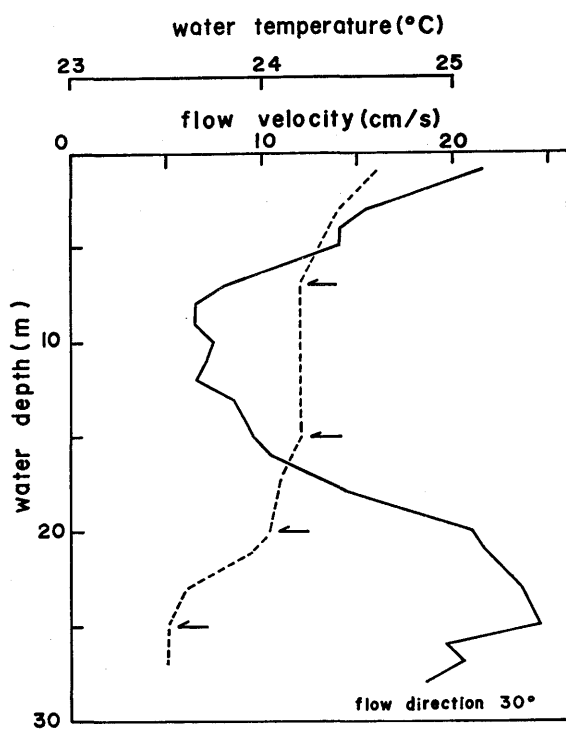


図6 潮流の表面流速および流向

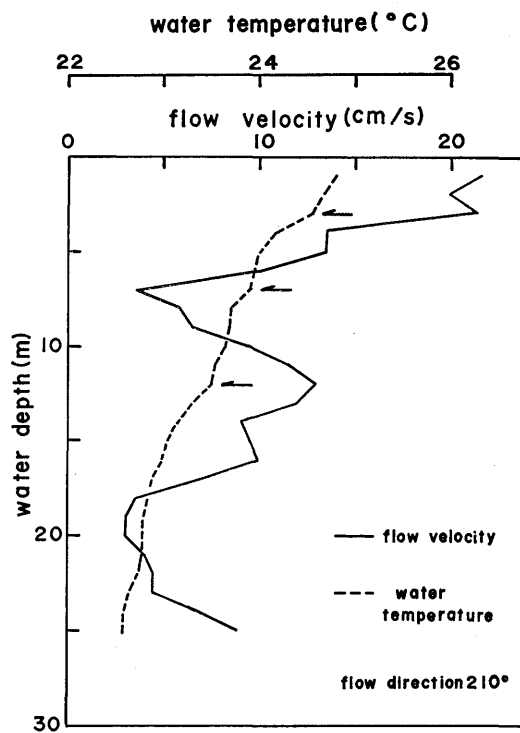
の時には、図7(c)に示されるように変動の少ない単調な流速分布が得られる。潮流の流速は表層から中層にかけて直線的に減少しているが、それは水温の同様な傾向とよく対応している。一方、図7(d)のように水温成層が全水深にわたってほとんど存在しない場合には、流速も底層近くまで一定値を保つ。

図8には、図7(a)と同様に、測点Aが潮流の後流域に入る時に得られた流速の他の計測例を示している。水温成層のよく発達した時期になされた8月20日の第5回計測の結果は、図7(a)と同様な強い底層流の存在を示している。これに対して、水温成層の微弱な9月16日の第9回計測の結果には、底層で流速が増加するような明らかな傾向は認められない。このことから、強い底層流が生起するには、水温成層の存在が重要な要素であることが示唆される。島のまわりの流れは、円錐まわりの流れによって近似できるものと考えられる。しかしながら、温度成層の効果を積極的に評価せず、また一方向流れに議論を限定している従来の研究¹⁰⁾¹¹⁾では、このような強い底層流の発生機構を説明できない。温度成層の存在下での円錐まわりの振動流れを研究することが必要のようにみえる。

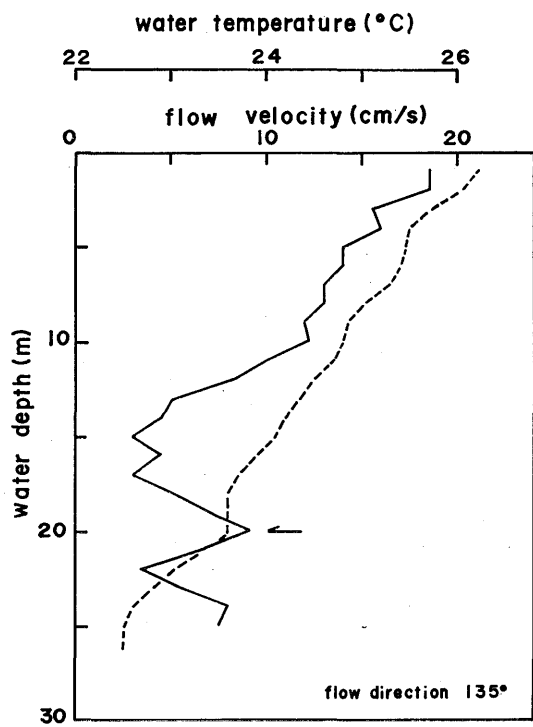
図9には、測点Bで得られた水温と濁度の計測結果を示している。いずれの計測においても底層付近の水温分布は濁度分布とよく対応しており、躍層の位置も両者で一致している。このような底層付近での水温と濁度の強い相関は、前出論文⁸⁾でも言及しているが、従来から大陸棚およびその縁辺域上でしばしば観測されてきた現象である^{12)~14)}。しかしながら、その機構については未だ十分に理解されていない。また、図9(b)の20m深度に存在する水温躍層は際立っており注目に値する。底層付近の水温躍層は、測点AよりBにおいてより明瞭に形成されているが、これは測点AよりBの周辺の海域の方が風浪が穏やかであることに原因しているのかもしれない。



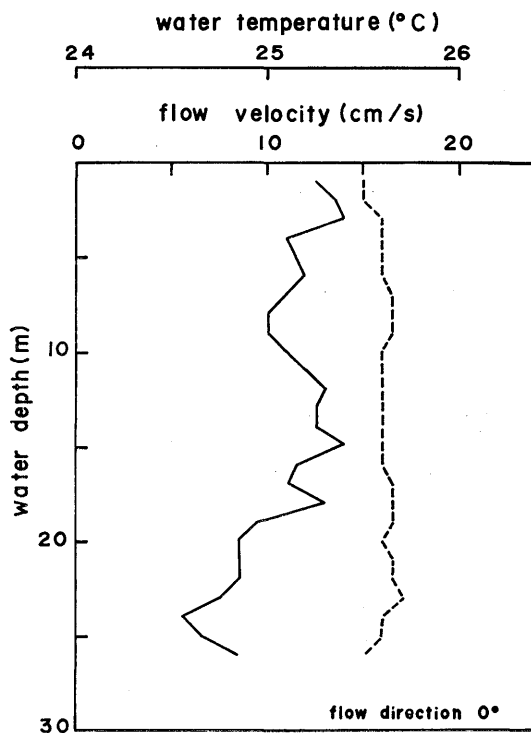
(a) 第3回計測



(b) 第2回計測



(c) 第4回計測



(d) 第6回計測

図7 流速と水温の鉛直分布の比較 (測点A)

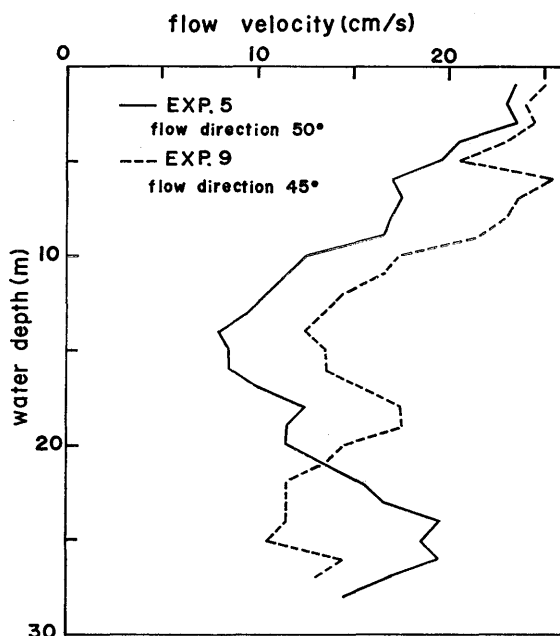


図8 測点Aが潮流の後流域に入るときの流速分布
の他の計測例

図10には、海底上1mにおいて観測された濁度 C_b (ppm) が、同位置での流速 u_b (cm/s) あるいは全水深での平均水温勾配 $(T_f - T_b)/h$ ($^{\circ}\text{C}/\text{m}$) と比較して示されている。ここに、 T_f と T_b はそれぞれ海面と海底における水温であり、 h は水深である。同図から容易に、 C_b は u_b にほとんど依存せず主として $(T_f - T_b)/h$ によって規定されていることがわかる。海底付近の濁度の増加は主として、水温成層が海底から浮上してきた懸濁粒子 (suspended solid) の上方への拡散を妨げるという機構によって達成されているようだ。

5. 結 語

観測の結果、浅海域における潮流が、予想以上に地形や水温成層に影響された複雑な構造をもつことが明らかとなった。このように、多くの要因に規定された現象を理解するには、室内実験やより綿密に計画された海上観測をとうして現象に内在する素過程の解明に今後努める必要がある。

謝 辞

本研究をまとめるにあたり、多くの有益なる御指摘を頂いた沿岸海象力学部門増田章博士に厚く感謝致します。海上での観測において、本研究所所有の小型観測船「だんりゅう」の操船で全面的に支援して頂いた津屋崎海洋災害実験所安部哲二技官および観測を手伝って下さった工学部水工土木学科学生仁木将之君に深く感謝致します。耐波浪構造学部門田代昭正技官には、ロランC航法装置の検定結果を提

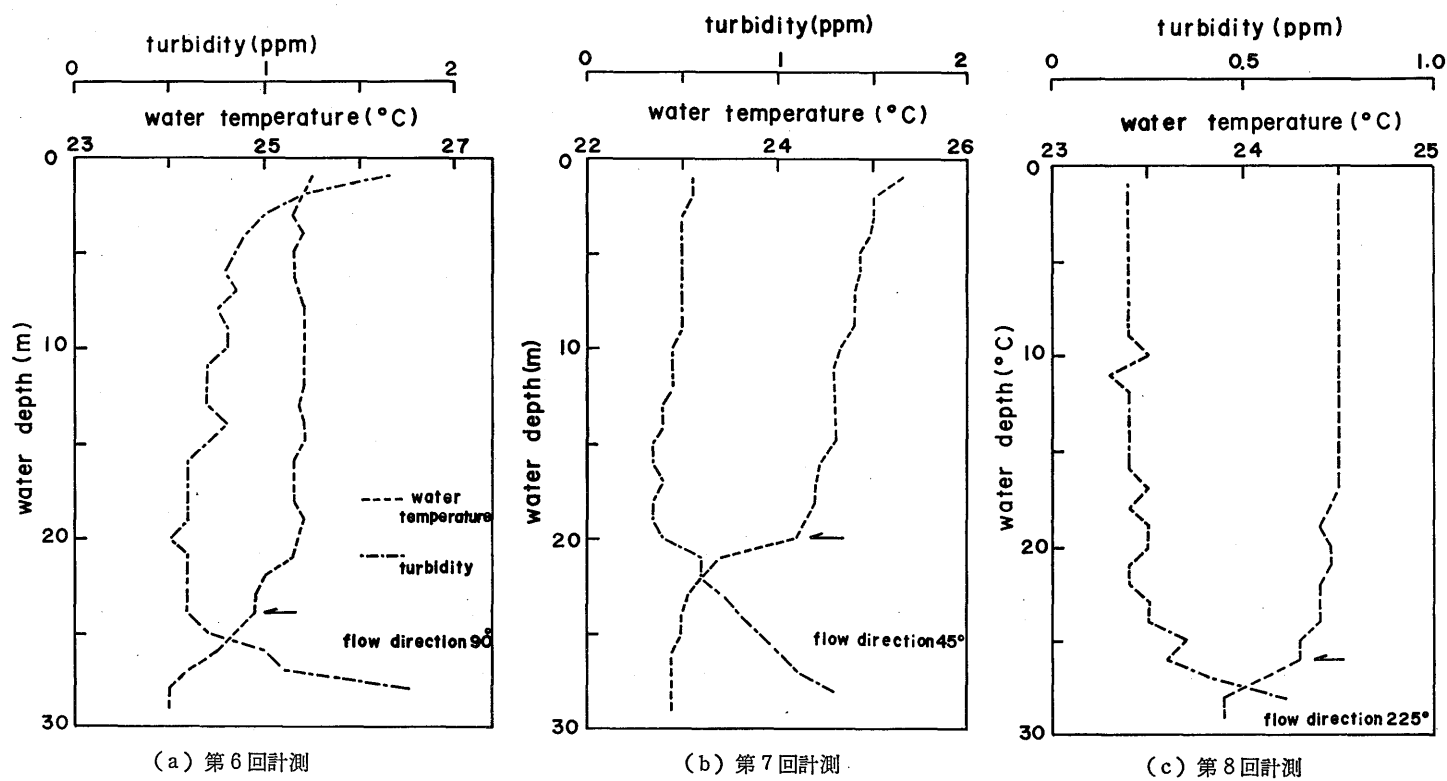


図9 水温と濁度の鉛直分布の比較 (測点B)

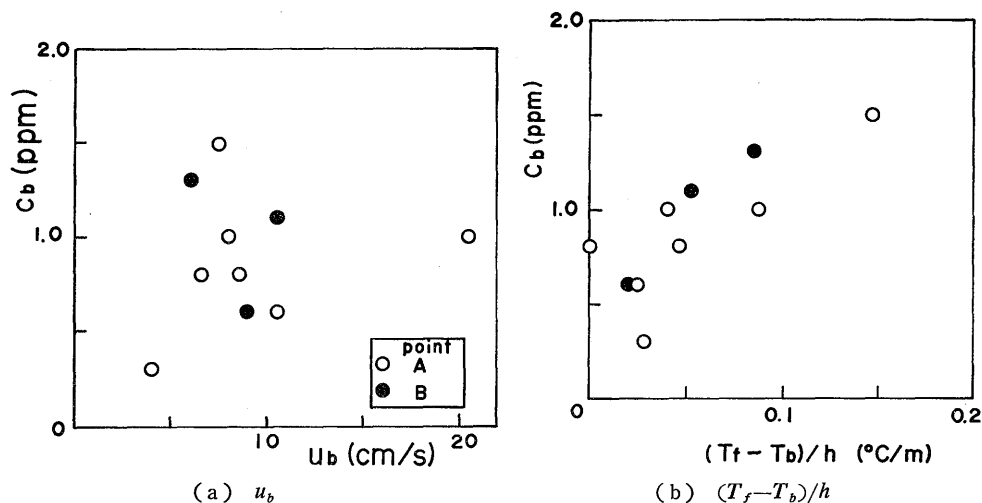


図 10 C_b におよぼす u_b と $(T_f - T_b)/h$ との影響

供して頂いたことを記し、ここに謝意を表します。また、本研究を遂行するに際し、終始激励して下さい海洋環境部の皆様方に心から謝意を表します。

最後に、本研究の一部は文部省科学研究費の援助のもとに行われたことを付記する。

参 考 文 献

- 1) Pritchard, D. W.: *Dispersion and Flushing of Pollutant in Estuaries*, Proc. Am. Soc. Civil Engineers, Vol. **95**, HY1, 1969, p. 115-124.
- 2) Sugimoto, T.: *Effect of Boundary Geometries on Tidal Current and Tidal Mixing*, J. Oceanographical Soc. Japan, Vol. **31**, 1975, p. 1-14.
- 3) Yanagi, T.: *Fundamental Study on the Tidal Residual Circulation*, J. Oceanographical Soc. Japan, Vol. **32**, 1976, p. 199-208.
- 4) Ferrentions, G. and Collins, M.: *Effects of Shoreline Irregularities on a Rectilinear Tidal Current and Their Significance in Sedimentation Processes*, J. Sedimentary Petrology, Vol. **50**, 1980, p. 1081-1094.
- 5) McCave, I. N. and Langhorne, D. N.: *Sand Waves and Sediment Transport around the End of a Tidal Sand Bank*, Sedimentology, Vol. **29**, 1982, p. 95-110.
- 6) Butman, B., et al.: *Recent Observations of the Mean Circulation on Georges Bank*, J. Phys. Oceanography, Vol. **12**, 1982, p. 569-591.
- 7) Lavelle, J. W. and Swift, D. J. P.: *Near-Shore Currents Measured in Ridge-and-Swale Topography off Hong Island*, New York, J. Geophys. Res., Vol. **87**, No. C6, 1982, p. 4190-4194.
- 8) 本地弘之, 金子 新: 近海域自然濁質の計測—総合ブイシステムによる海洋計測法の開発研究 (第4報) —, 九州大学応用力学研究所所報第 **56** 号, 1981, p. 59-71.
- 9) Shepard, F. P.: *Geological Oceanography*, Heinemann, London, 1978, p. 61-76.
- 10) 佐藤 浩, 他: 大気乱流の風洞実験, 東京大学宇宙航空研究所報告, 第 **9** 巻, 1973, p. 675-

687.

- 11) 泉 耕二, 種子田定俊: 平板上円錐まわりの流れの観察, 九州大学応用力学研究所所報, 第42号, 1975, p. 63-71.
- 12) Pak, H. and Zaneveld, J. R. V.: *Bottom Nepheloid Layers and Bottom Mixed Layers Observed on the Continental Shelf off Oregon*, J. Geophys. Res., Vol. 82, 1977, p. 3921-3931.
- 13) Newberger, P. A. and Caldwell, D. R.: *Mixing and the Bottom Nepheloid Layer*, Marine Geology, Vol. 41, 1981, p. 321-336.
- 14) Spinrad, R. W. and Zaneveld, J. R. V.: *An Analysis of the Optical Features of the Near-Bottom and Bottom Nepheloid Layers in the Area of the Scotian Rise*, J. Geophys. Res., Vol. 87, No. C12, 1982, p. 9553-9561.

(昭和57年10月29日 受理)