

— 論 文 —

陸域からの栄養塩負荷量の増加に起因しない有明海奥部における 大規模赤潮の発生メカニズム*

堤 裕昭[†]・木村 千寿子[†]・永田 紗矢香[†]・佃 政則[†]・山口 一岩[‡]・
高橋 徹^{**}・木村 成延^{††}・立花 正生^{††}・小松 利光^{‡‡}・門谷 茂[‡]

要 旨

有明海では、近年、秋季から初冬に大規模な赤潮が発生し、ノリ養殖漁業に大被害をおよぼしている。水産庁九州漁業調整事務所がまとめた過去の赤潮記録を用いた解析によって、冷却期(10月～12月)に有明海で発生した赤潮は、1998年以降規模が急に大型化したことが判明した。しかし、赤潮の大規模化を招くような陸域からの栄養塩流入量の増加は、有明海奥部に注ぐ一級河川からの栄養塩負荷量や有明海沿岸での公共用水域水質測定の過去のデータには見られない。本研究では、2002年4月～2003年4月に、有明海で全域にわたる精密な隔月水質調査を行なった。奥部では7月および10月～12月において、流入した河川水が表層の塩分を低下させて成層化し、その表層で栄養塩濃度が急上昇して、大規模な赤潮が発生していた。2002年4月～5月の諫早湾潮受け堤防の開門操作期間には、島原半島側に顕著な湾口流出流が観測された。本研究の調査結果は、1997年の潮受け堤防締めきりが有明海奥部の河口循環流を変化させ、塩分の低下した表層水を湾外へ流出し難くして、1998年以降、毎年冷却期に奥部で大規模な赤潮を起こしてきたことを示している。

キーワード：有明海，赤潮，諫早湾潮受け堤防，河口循環，成層構造

1. はじめに

九州西岸に位置し、典型的な沿岸閉鎖性海域の1つである有明海(面積約1,700 km²)では、1990年代以

降、赤潮の年間発生件数が増加傾向にある(水産庁九州漁業調整事務所, 2003a)。夏季には魚介類に有害なラフィド藻類や渦鞭毛藻類の赤潮が発生し、秋季から冬季にも珪藻類を主体とした大規模な赤潮が発生している。特に、2000年12月～2001年3月には、冬季にも係わらず、有明海全域で珪藻類 *Rhizosolenia imbricata* の大規模な赤潮が発生した(水産庁九州漁業調整事務所, 2001; 2002)。有明海奥部では、この時期にノリ養殖が盛んに行なわれ、毎年、全国生産量の約4割を占める約40億枚が生産される(全国漁業連合のり事業推進協議会, 2004)。この赤潮が海水中の栄養塩を消費して栄養塩濃度が極端に低下し(川口ら, 2002; 2004)、ノ

* 2004年10月1日受領；2005年11月18日受理
著作権：日本海洋学会，2006

[†] 熊本県立大学環境共生学部；
〒862-8502 熊本市月出3-1-100

主著者 e-mail address：hiro@pu-kumamoto.ac.jp

[‡] 北海道大学大学院水産科学研究院；
〒060-0813 札幌市北区北13条西8丁目

^{**} 熊本保健科学大学保健科学部；
〒861-5598 熊本市和泉町325

^{††} 熊本県民テレビ；
〒860-8522 熊本市世安町7

^{‡‡} 九州大学大学院工学研究院；
〒812-8581 福岡市東区箱崎6-10-1

りが栄養塩不足となって色落ちし、ノリ養殖漁業は大打撃を受けた(水産庁増殖推進部, 2001a)。

近年, 有明海奥部で冷却期にあたる秋季から初冬季(10月~12月)に赤潮が頻発し, その規模が著しく大型化していることは, 「九州海域の赤潮」(水産庁九州漁業調整事務所, 1982~2004)の記録からも明らかである。この記録において, 1981年~2003年の冷却期(10月~12月)に, 有明海奥部(佐賀県, 福岡県および熊本県北部の海域)で発生した最大面積50 km²以上の赤潮を対象に, それぞれの最大面積(km²)に継続日数を乗じて, 冷却期の赤潮発生規模指数を求めた(Fig. 1)。1981年から1994年の14年間には, 最大面積が50 km²以上に達した赤潮が合計8回発生し(複数の県の海域にまたがって同時期に発生した赤潮はまとめて1回とした), 年別の赤潮発生規模指数の合計値は0~7,452にとどまった。これに対して, 1995年および1997年には, 赤潮発生規模指数がそれぞれ16,200および11,084に達する大規模な赤潮が発生し, 1998年~2003年には6年連続で赤潮発生規模指数が15,000を超えた。2000年の場合は, 12月上旬に有明海全域で発生した珪藻類*R. imbricata*の赤潮が例外的に翌年の4月まで約4か月間継続したので, その全期間を2000年の赤潮発生規模指数に算入すると93,610に達した。

大規模な赤潮発生には, 一般に大量の栄養塩の供給が不可欠である。有明海奥部には, 筑後川, 矢部川, 嘉瀬川, 六角川, 本明川の5つの一級河川の河口が集中している。降水に伴って高濃度の栄養塩を含む河川水の流入量が増加するので, 秋季に大雨が降れば, 大規模な赤潮の発生する可能性は高くなる(堤ら, 2003)。そこで, 陸域から有明海奥部への栄養塩負荷量に対する降水の影響を標準化し, 近年問題となっている冷却期(10月~12月)における赤潮発生規模の推移を解析した。1981年~2003年の23年間に, 最大面積50 km²以上かつ赤潮発生規模指数3,000以上に達した大規模な赤潮は12回発生した。これらの赤潮について, その発生前約40日間における有明海奥部沿岸の4か所(長崎県諫早市, 佐賀県白石町, 福岡県柳川市および大牟田市)の平均降水量(気象庁ホームページ)と, 赤潮発生規模指数の関係を求めた(Fig. 2)。その結果, 1981年~1997年に発生した6回の赤潮, ならびに2000年

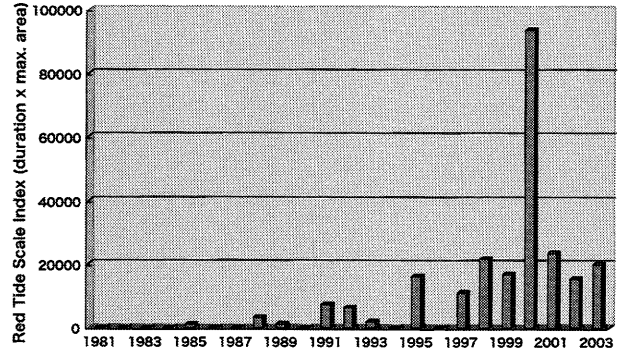


Fig. 1. Red tide scale index (maximum area (km²) × duration (d)) of red tides covering areas of more than 50 km² that occurred in the inner part of Ariake Bay between October and December from 1981 to 2003. The results of red tide scale are based on “The annual reports on the red tide in the coasts of Kyushu” by the Kyushu Fishery Coordinate Office (1982 to 2003).

を除く1998年~2003年に発生した5回の赤潮について, それぞれの期間内で降水量と発生規模指数の間に正の強い相関関係が見られた。これら2つの相関関係を示す回帰直線のy切片の値は, それぞれ2,090ならびに15,072であり, 1997年と1998年を境に大きく異なっていた。このことは, 有明海奥部において, 冷却期に同量の降水の後40日間以内に発生する赤潮の規模が, 1998年より突然大型化したことを示している。40日間に100 mmの降水量を想定すれば約3.6倍, 200 mmの降水量では約2.7倍, 赤潮の規模が大型化したことになる。

赤潮の規模が大きくなった原因としては, 過去の多くの発生例では, 陸域からの栄養塩負荷量の増大に伴う富栄養化が挙げられる。特に, 大都市近傍の沿岸閉鎖性海域では, 世界各地でこのような状況にあり, 赤潮の発生, それに伴う大量の有機物の海底への沈降と堆積, 海底環境の嫌気化と海底生態系の衰退が報じられている(Diaz and Rosenberg, 1995; United Nation Environmental Program, 2004)。日本における典型例としては, 1950年代後半から1970年代前半の瀬戸内海が挙げられる。1957年の瀬戸内海への工場排水や生

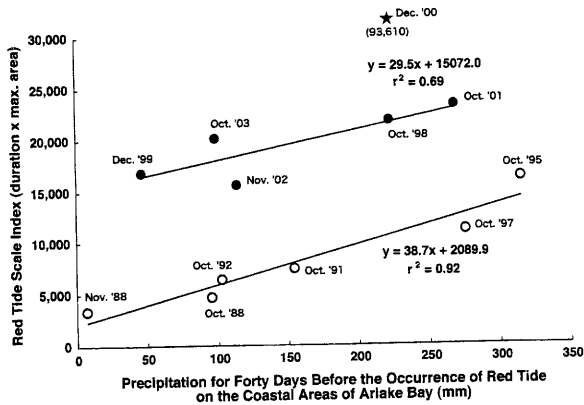


Fig. 2. The relationship between mean precipitation (mm) for forty days before the onset of red tide blooming at four different places along the coast of the innermost areas of Ariake Bay, and red tide scale index (maximum area (km²) x duration (d)) of those large red tides with values of more than 3,000 in the red tide scale index. ○, before 1997; ●, after 1998.

活排水などによる栄養塩負荷量は、TNで約240 t d⁻¹、TPで約17 t d⁻¹であったものが、1972年にはそれぞれ約750 t d⁻¹、約80 t d⁻¹に達し、TN負荷量で約3.1倍、TP負荷量で約4.7倍に増加していた(浮田, 1998)。1970年代の瀬戸内海では赤潮が頻発し、1972年には播磨灘でラフィド藻類 *Chattonella antiqua* による赤潮で、養殖ハマチ 1,428 万尾が斃死する漁業被害も発生した(今井, 2001)。

一方、有明海では、奥部に注ぐ5つの一級河川の水質に関して、少なくとも1978年～2001年に大きな変化は見られていない(農林水産省有明海ノリ不作等対策関係調査検討委員会, 2002; 九州農政局, 2003; 国土交通省河川局編, 2003)。その一例を挙げると、これらの一級河川における年間総流量の約7割を占める筑後川において、その下流部(福岡県久留米市、瀬の下)の1978年の総窒素および総リンの年間平均値はそれぞれ1.36 mg L⁻¹、0.114 mg L⁻¹が記録されたが(水産庁増殖推進部, 2001b)、2000年の同地点の年間平均値でもそれぞれ1.40 mg L⁻¹、0.111 mg L⁻¹であった(国土

交通省河川局編, 2003)。有明海への栄養塩の発生負荷量は、1997年の調査結果で、TNが100 t d⁻¹、TPが5.7 t d⁻¹であった。有明海の海域面積(約1,700 km²)および容積(約34 km³)とほぼ等しい伊勢湾への栄養塩の発生負荷量のTNで約60%程度、TPで約30%程度にとどまっていた。有明海沿岸4県の公共用水域水質測定結果でも、1988年～2001年に、TNは0.8 mg L⁻¹以下、TPは0.10 mg L⁻¹以下で大きな経年変化は見られなかった(九州農政局, 2003)。しかし、有明海奥部では、1998年以降、冷却期における赤潮の発生規模が急激に大型化した(Fig. 2)。このように、日本をはじめ世界各地の沿岸閉鎖性海域で起きてきた「陸域からの栄養塩負荷量増大による富栄養化」に、有明海奥部における赤潮規模の大型化の原因を求められない点で、きわめて異例な赤潮の規模の変化である。

有明海奥部に隣接する諫早湾においては、1997年4月に農地造成を目的とした干拓事業の一環として潮受け堤防が締め切られた。このことが、諫早湾だけではなく有明海の潮流、水質や海底環境を変化させて、大規模な赤潮や貧酸素水の発生を誘発する可能性が指摘されている(東, 2000a; 2000b; 宇野木, 2003; 2004)。

以上のような、有明海奥部における環境の変化および赤潮発生近況をふまえ、筆者らは2001年8月より有明海奥部において精密な水質調査を行ってきた(堤ら, 2003; 2004)。これらの調査結果より、近年の大規模な赤潮発生のメカニズムとその原因の解明ならびに諫早湾における潮受け堤防の締めきりとの関係を明らかにすることを目指している。

この論文では、2002年4月～2003年4月まで、有明海最奥部から熊本県宇土市沖合にかけて有明海を縦断する方向に設定した13か所の調査地点、ならびに有明海を横断する方向に諫早湾から熊本県荒尾市沖にかけて設定した6か所の調査地点および長崎県島原半島の国見町沖から熊本県長洲町沖にかけて設定した5か所の調査地点(Fig. 3)において実施したほぼ毎月の水質調査結果を報告する。また、2002年4月24日～5月20日には、農林水産省による諫早湾潮受け堤防の短期開門調査の一環として、潮受け堤防の開門操作が行なわれ、1997年4月に堤防の水門が締め切られて以来、初めて毎日開門操作が行なわれて、堤防で隔てられた内

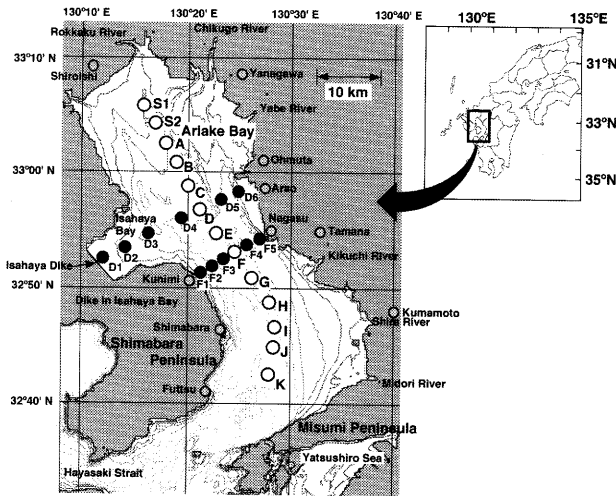


Fig. 3. Study areas and sampling stations in Ariake Bay.

部の淡水と外部の海水の交流が部分的に回復した。そこで、開門操作期間中および終了後に、それぞれ2回ずつ、ヘリコプターから目視による有明海の海表面の観測およびテレビカメラによる空撮を行ない、同時期に行なった水質調査の結果を照合して、開門操作にともなう有明海奥部の海洋構造の変化を解析した。これらの調査結果およびその解析より、現在の有明海奥部における海洋構造の季節変化の特徴および大規模な赤潮発生過程を明らかにした。そして、冷却期である秋季から初冬に発生する赤潮が、1998年以降急激に大規模化している原因と、諫早湾における潮受け堤防の締めきりが海況変化を通して赤潮の規模に与える影響について考察した。

2. 調査内容と方法

2.1. 調査地点

本研究において、九州西岸の有明海に設定した調査地点を Fig. 3 に示す。有明海最奥部の佐賀県六角川河口の干潟沖合から熊本県三角半島北部沖にかけて、有明海の東西両岸のほぼ中央を縦断する方向に約 3 km 間隔で 13 か所の調査地点 (Sta. S1~Sta. K) を設定した。また、有明海を横断する方向に、諫早湾から熊

本県荒尾沖にかけて約 3 km 間隔で 6 か所の調査地点 (Sta. D1~Sta. D6) および長崎県島原半島の国見沖から熊本県長洲沖にかけて約 2 km 間隔で 5 か所の調査地点 (Sta. F1~Sta. F5) を設定した。

2.2. 調査方法

2002年4月28日、6月5日、7月8日、7月31日、9月25日、10月14日、11月14日、12月12日、2003年2月7日および2003年4月7日に、合計10回、有明海の縦断方向の調査地点を Sta. K から最奥部の Sta. S1 方向へ水質調査を行なった。ただし、7月31日までの4回の調査は、Sta. K~Sta. A の11地点で行なった。9月25日以降の6回の調査では、Sta. I~Sta. S1 の11地点を調査地点とした。そのなかで、天候条件および観測機器の故障のために、9月25日および11月14日には Sta. S1 で、2003年4月7日には Sta. S1 および Sta. G~Sta. I で調査を行なえなかった。また、2002年4月28日、5月13日、5月20日、6月5日、7月8日、7月31日、9月25日、10月14日、11月14日、12月12日、2003年2月7日および2003年4月7日に合計12回、有明海の横断方向に設定した Sta. D1~Sta. D6 および Sta. D の7地点において、さらに2002年4月28日および6月5日を除く合計10回、Sta. F1~Sta. F5 および Sta. F の6地点において、水質調査を行なった。これらのすべての調査は風が弱く波静かな期間に、5時間以内に行なった。調査日の正午より48時間前までに福岡県大牟田市で観測された風速はいずれも0.8~2.1 mであった(気象庁ホームページ)。調査時における潮汐は、4月28日、5月20日および7月8日が大潮で、他の調査は中潮~小潮時であった。

水質調査は、各調査地点において、船上から多項目水質計 (YSI, Model 6600) を用いて、水温、塩分、DO、蛍光値を水面下 10 m までは 1 m ごとに、それ以深の層では 2 m ごとに測定した。また、バンドン型採水器を用いて、縦断方向の調査地点 Sta. K~Sta. S1 および横断方向の Sta. D1~Sta. D6 において、水面下 2 m および 5 m 層の海水を採水して 500 ml を水質計の蛍光値校正のためのクロロフィル a (Chl. a) 濃度測定用サンプルに (堤ら, 2003), さらに表面、水面下 2 m, 5 m, 10 m, 水深 20 m 以深の場合は水面下 40 m ま

で10 mごとに、および海底直上1 mにおいて採水し、250 mlを栄養塩測定用サンプルとして、それぞれプラスチックボトルに入れ、クーラーボックスに冷温保管(5~10 °C, 約7時間)して、研究室に持ち帰った。なお、多項目水質計のDOの測定値は調査直前に空気校正を行なった。塩分の測定値は、調査期間中に3回、標準海水(離合社)を測定することによって校正した。

有明海の上空からの観測および空撮は、2002年4月26日、5月19日、6月7日、7月31日の4回、ヘリコプターで有明海の熊本県三角半島沖から佐賀県の最奥部を飛行して目視で海面を観測するとともに、ビデオカメラ(池上, HL-V75W)を用いて撮影した。

この論文では、サンプル中のChl. a濃度が $10 \mu\text{g L}^{-1}$ を超えた状態を赤潮発生と定義し、赤潮プランクトンは検鏡して同定した。海水の栄養塩濃度については、堤ら(2003)にしたがって三態窒素(アンモニア態、硝酸態および亜硝酸態窒素)ならびにリン酸態リン濃度を測定した。有明海沿岸域の降水量データに関しては、気象庁ホームページの「過去の観測データ」より参照した。

3. 結果

3.1. 奥部における成層構造の形成

Fig. 4~Fig. 6に、2002年4月から2003年4月までの有明海の縦断方向の調査地点における水温、塩分および密度(σ_t)に関する鉛直プロファイルを示す。奥部海域(Sta. A~Sta. E)を中心に2002年6月~7月のみならず10月~12月にも成層構造が形成された。

2002年4月28日の調査では、水温および塩分も全調査地点で上下差がほとんどなく、盛んな海水の鉛直混合が起きていた。しかしながら、2002年6月5日には、Sta. A~Sta. Gにおいて、水温が海水表面で23.8~26.9 °Cに上昇して底層より3.0~6.5 °C高くなるとともに、5月の大雨の影響で(有明海奥部沿岸域の降水量、約230~250 mm)、海水表面の塩分は22.7~30.2に低下した。その結果、海水の密度(σ_t)は海水表面で13.6~20.1に減少し、底層と1.8~8.4の密度差が発生した。2002年7月8日には、梅雨期の大雨(6月下旬~7月上旬の降水量、約160~250 mm)にともなう淡水の流

入で、奥部(Sta. A~Sta. E)の海水表面の塩分はさらに12.3~28.2へ低下し、水温も26.3~29.6 °Cに上昇した。海水の密度(σ_t)は表面で4.9~17.8に減少し、底層との密度差は3.4~14.8に達した。同様な強い成層構造は7月31日にも観測された。

8月~9月には九州近海を台風が通過し、有明海では強風が吹いた影響で、有明海全域で鉛直混合が起きたと推測され、2002年9月25日には全調査地点の全層で水温が25.0~25.7 °C、塩分も30.8~32.5のほぼ均質な海水が観測された。

10月および11月には、有明海奥部沿岸の降水量(65~140 mm)に平年と大きな差はなかったが、奥部海域では再び成層構造が観測された。10月14日に、Sta. S1~Sta. Bの水面下1 mまでの表層で塩分が25.8~29.9に低下し、11月14日にはさらに25.7~28.9に低下した。この表層の水温は13.8~15.2 °Cで底層より2.8~3.5 °C低くなっていたが、塩分低下によって密度が19.0~21.2に減少して底層より2.5~3.8低くなり、成層構造が形成されていた。12月12日にも、Sta. S1~Sta. Bの水面下1 mまでの表層では塩分が依然として28.5~30.6に低下していて、水温はさらに10.6~12.0 °Cに低下したものの、密度が0.3~1.5の範囲で底層より低く、弱い成層構造が観測された。2003年2月7日には、有明海全域で鉛直混合が起きた。全調査地点で海水表面の塩分が30.2~32.4に上昇して底層との差が0.5未満となり、海水表面の水温は8.5~10.6 °Cに低下して底層との温度差が0.9 °C未満となって、均質な海水が観測された。

3.2. 成層化した奥部表層における大規模な赤潮発生

Fig. 7に、2002年4月~2003年2月までの有明海の縦断方向の調査地点における海水のChl. a濃度の鉛直分布を示す。2002年4月28日および6月5日には、縦断方向および横方向の全調査地点において、赤潮発生の基準とする $10 \mu\text{g L}^{-1}$ を超えるChl. a濃度は測定されなかった。2002年7月8日および7月31日にSta. A~Sta. Eの海域で大規模な赤潮の発生が観測され、構成種は珪藻類の*Skeletonema costatum*、渦鞭毛藻類の*Heterosigma akashiwo*および*Ceratium furca*であった。7月8日には、梅雨期の大雨によって塩分

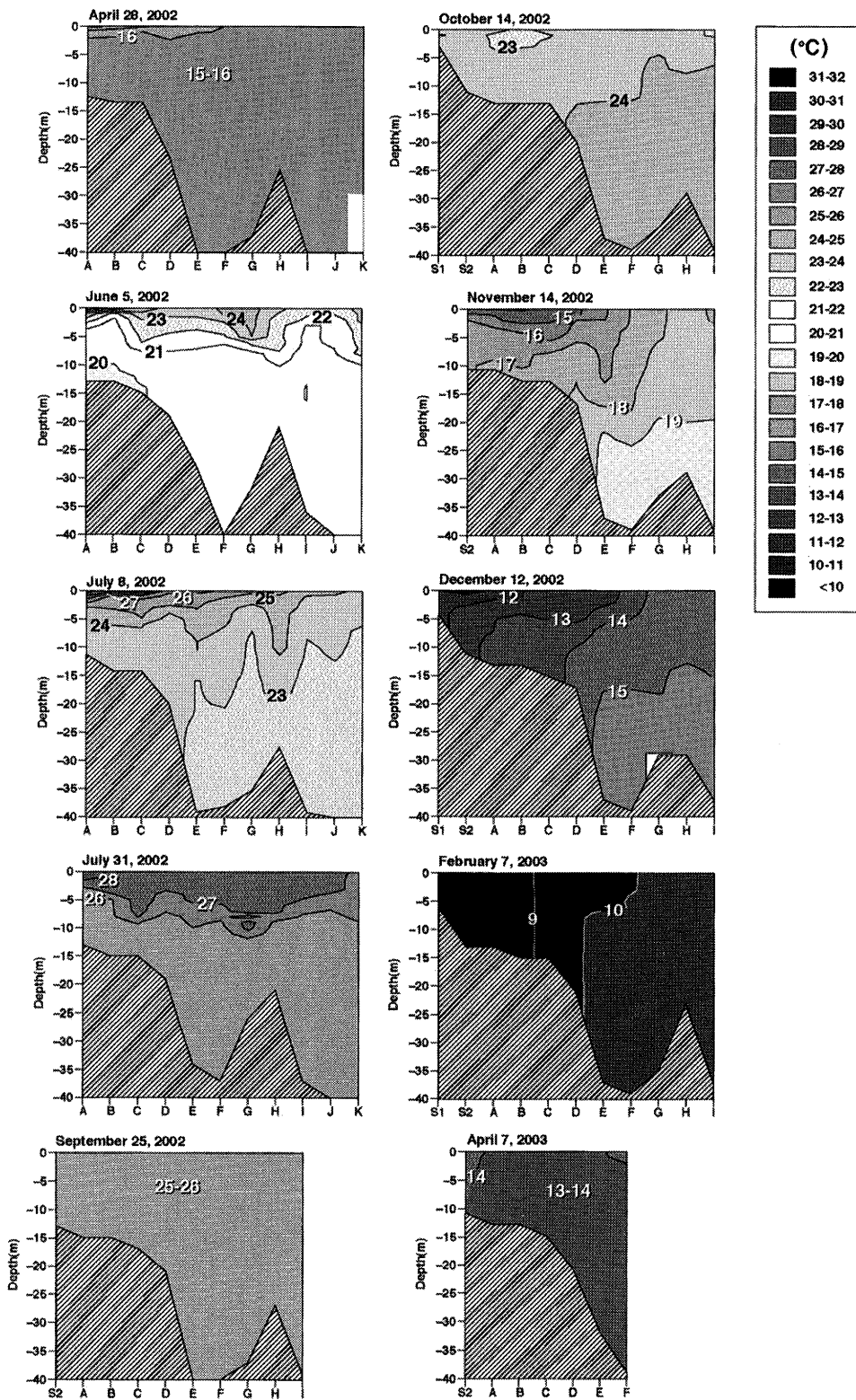


Fig. 4. Cross-sections of water temperature along the sampling stations arranged in a longitudinal direction in Ariake Bay.

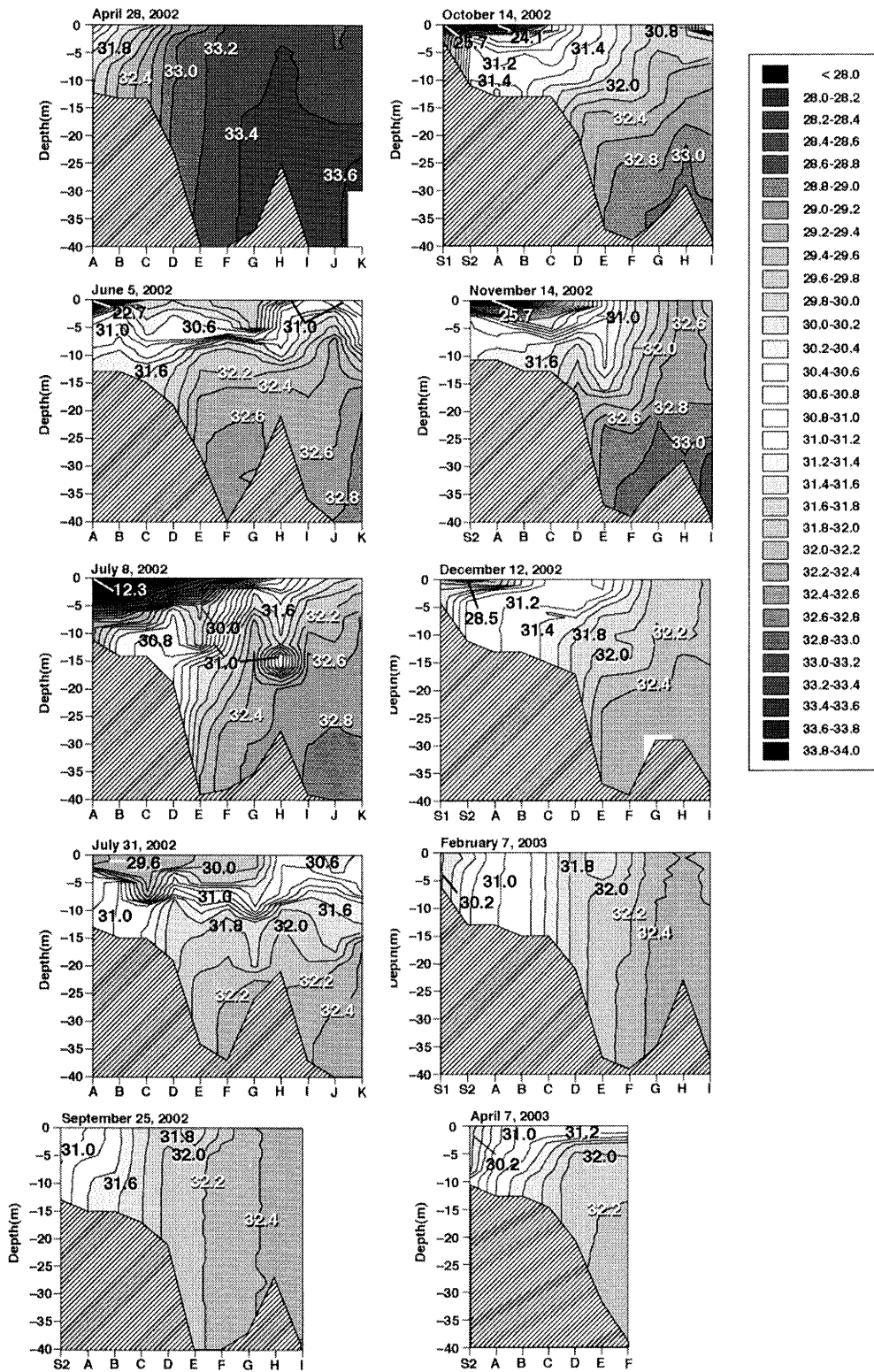


Fig. 5. Cross-sections of salinity along the sampling stations arranged in a longitudinal direction in Ariake Bay.

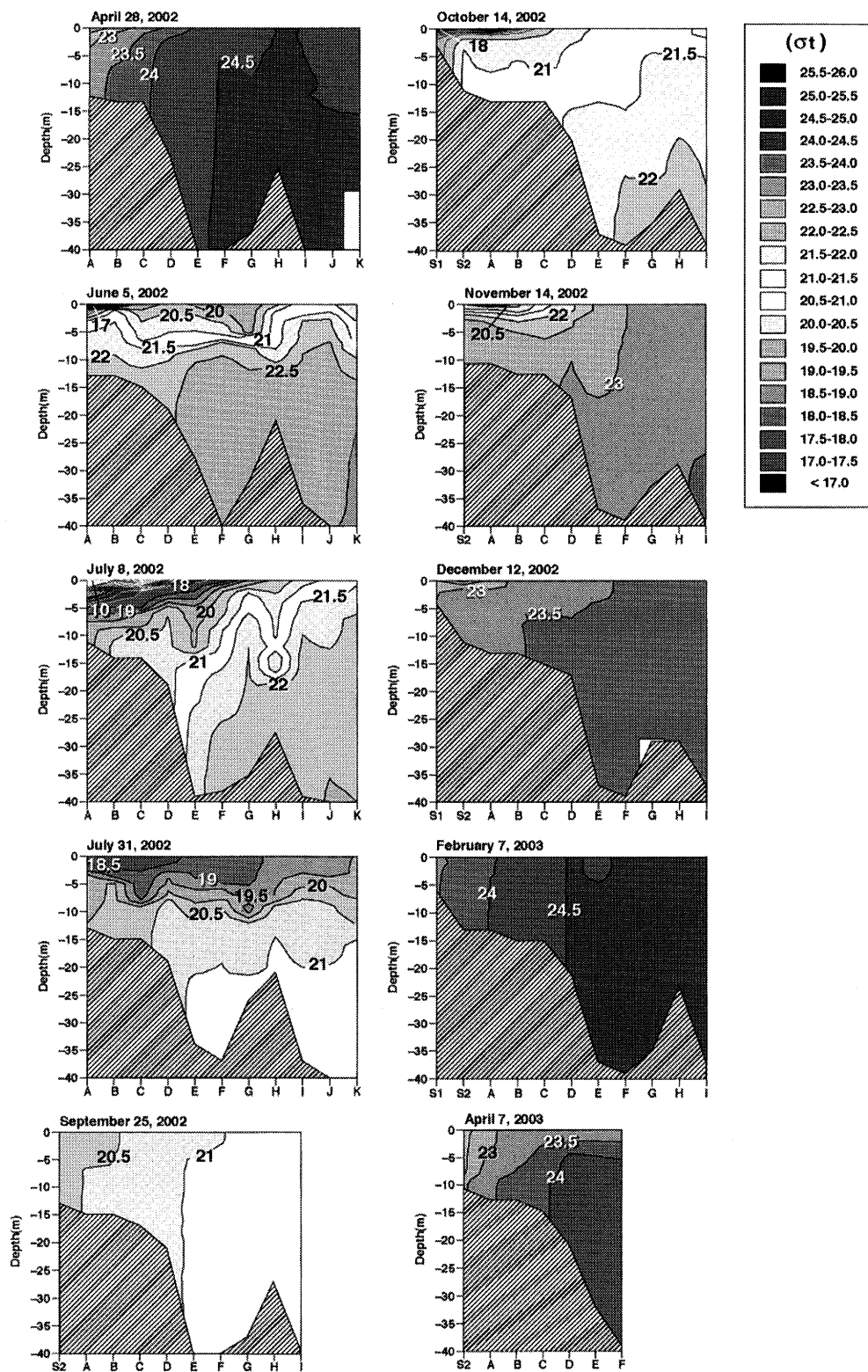


Fig. 6. Cross-sections of water density (σ_t) along the sampling stations arranged in a longitudinal direction in Ariake Bay.

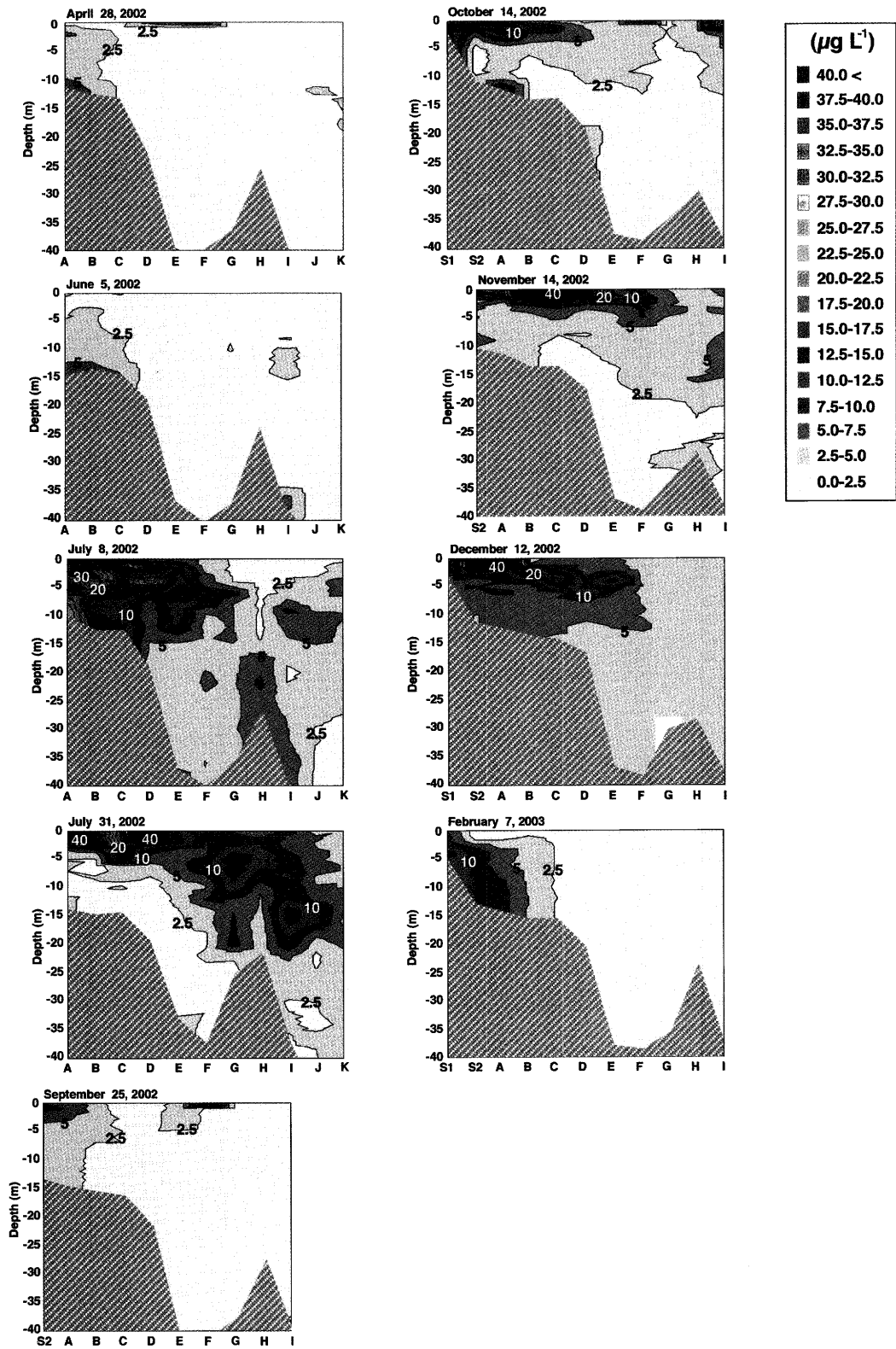


Fig. 7. Cross-sections of chlorophyll-a concentration ($\mu\text{g L}^{-1}$) along the sampling stations arranged in a longitudinal direction in Ariake Bay.

が12.4~29.7に低下したSta. A~Sta. Eの水面下4 mまでの層で、Chl. a濃度の最高値が15.8~37.3 $\mu\text{g L}^{-1}$ に達した。7月31日にはSta. A~Sta. EでChl. a濃度が10 $\mu\text{g L}^{-1}$ を超えた層が、Sta. Cを除き、水面下2 mまでの層に縮小したが、Sta. AおよびSta. Dの水面下1 mの層では、それぞれ66.0 $\mu\text{g L}^{-1}$ および66.2 $\mu\text{g L}^{-1}$ の最高値を記録した。また、このときSta. Gでは水面下3~10 mの層にChl. a濃度が10 $\mu\text{g L}^{-1}$ を超えた値が観測され、さらにこのような層がSta. Jの方へむけてより深い層で見られ、湾奥表層で発生した赤潮が有明海の中央部方向へ移流しながら沈降していたことを示していた。なお、水産庁九州漁業調整事務所の記録では、今回観測された赤潮は、7月2日~8月22日に佐賀県から熊本県北部の海域にかけて発生し(通報番号SA-05, FO-06, KM-15), 最大面積の合計が約750 km^2 に達した(水産庁九州漁業調整事務所, 2003b)。

8月になると九州西岸への台風の影響による海水の鉛直混合が有明海全域で発生し、成層構造が崩れた(Fig. 4~Fig. 6)。9月25日の海水のChl. a濃度は、Sta. Fの海水表面の17.4 $\mu\text{g L}^{-1}$ を除き、全調査地点の全層で0.0~8.6 $\mu\text{g L}^{-1}$ に低下し、赤潮は一旦ほぼ解消された。

10月~12月には、奥部表層の塩分低下とともに、その層で渦鞭毛藻類の*Akashiwo sanguinea*および珪藻類の*S. costatum*による大規模な赤潮が発生した。2002年10月14日には、Sta. S2~Sta. Aにおいて塩分が28.1~30.0に低下した水面下1 mの層で、Chl. a濃度が15.2~18.5 $\mu\text{g L}^{-1}$ に達した。11月14日には塩分が25.7~30.6に低下した層がSta. S1~Sta. Dの水面下2 mまでにも拡大し、この層におけるChl. a濃度の最高値は15.4~82.3 $\mu\text{g L}^{-1}$ に達した。12月12日には、塩分による成層構造の衰退とともに赤潮の発生域は縮小し、7月の赤潮の発生時と同様に、下層へ沈降しながら有明海の中央部へ移流する傾向が見られた。しかしながら、最奥部のSta. S2~Sta. Bの水面下2 mまでの層では依然としてChl. a濃度の最高値が21.2~73.3 $\mu\text{g L}^{-1}$ に達していた。なお、この赤潮は、水産庁九州漁業調整事務所の記録では10月15日~11月19日に発生し(通報番号:SA-15, FO-14, KM-29), 最大

面積の合計値は約600 km^2 に達していた(水産庁九州漁業調整事務所, 2003b)。2003年2月7日の調査では、全調査地点の表層において、Chl. a濃度が10 $\mu\text{g L}^{-1}$ を超えたところはなくなり、赤潮の解消が確認された。

これらの7月と10月~12月の大規模な赤潮の発生に先立ち、実際には2002年5月に約230~250 mmの大雨が発生した後、佐賀県および福岡県の有明海奥部全域(571 km^2)で*H. akashiwo*による赤潮が発生した(通報番号:SA-03, 5月7日~5月27日; 通報番号:FO-04, 5月7日~5月26日, 水産庁九州漁業調整事務所, 2003b)。しかし、今回縦断方向の調査を行なった6月5日には赤潮が終息していたので、有明海奥部の表層の塩分低下は観測されたが(Fig. 4), 10 $\mu\text{g L}^{-1}$ を超えるChl. a濃度は観測されなかった。

3.3. 成層化した表層の栄養塩濃度

本研究の調査では、有明海奥部で2002年7月ならびに10月~12月の2回、大規模な植物プランクトンによる赤潮が観測された。これらの赤潮の発生には、植物プランクトンの増殖を支える栄養塩の供給が不可欠である。Fig. 8およびFig. 9は、2002年6月~12月の有明海の縦断方向の調査地点における海水の栄養塩濃度(DIN, DIP)の鉛直プロファイルを示している。

2002年6月5日には、Sta. A~Sta. Gにおいて、水面下約8 mまでの層で塩分低下による成層構造が形成されたが、水面下5 m以浅の表層におけるDINおよびDIPはそれぞれ1.3 $\mu\text{mol L}^{-1}$, 0.2 $\mu\text{mol L}^{-1}$ 以下であった。これは、前述のように、前回の4月28日以降の調査間隔中における5月に赤潮が発生し、その赤潮によって栄養塩が消費された後であると考えられる。

奥部海域で大規模な赤潮が発生した7月8日には、Sta. Aの海水表面において栄養塩濃度の急激な上昇がみられ、DINおよびDIPがそれぞれ55.8 $\mu\text{mol L}^{-1}$, 2.5 $\mu\text{mol L}^{-1}$ に達した。この時、海底付近のDINおよびDIPはそれぞれ6.1 $\mu\text{mol L}^{-1}$ および0.36 $\mu\text{mol L}^{-1}$ にすぎず、海水表面の塩分が12.3, 水面下1 mでも19.8に低下していたことから、Sta. Aの表層における栄養塩濃度の急激な上昇は、底層からの湧昇によって生じたものではなく、河川水を通して表層に供給さ

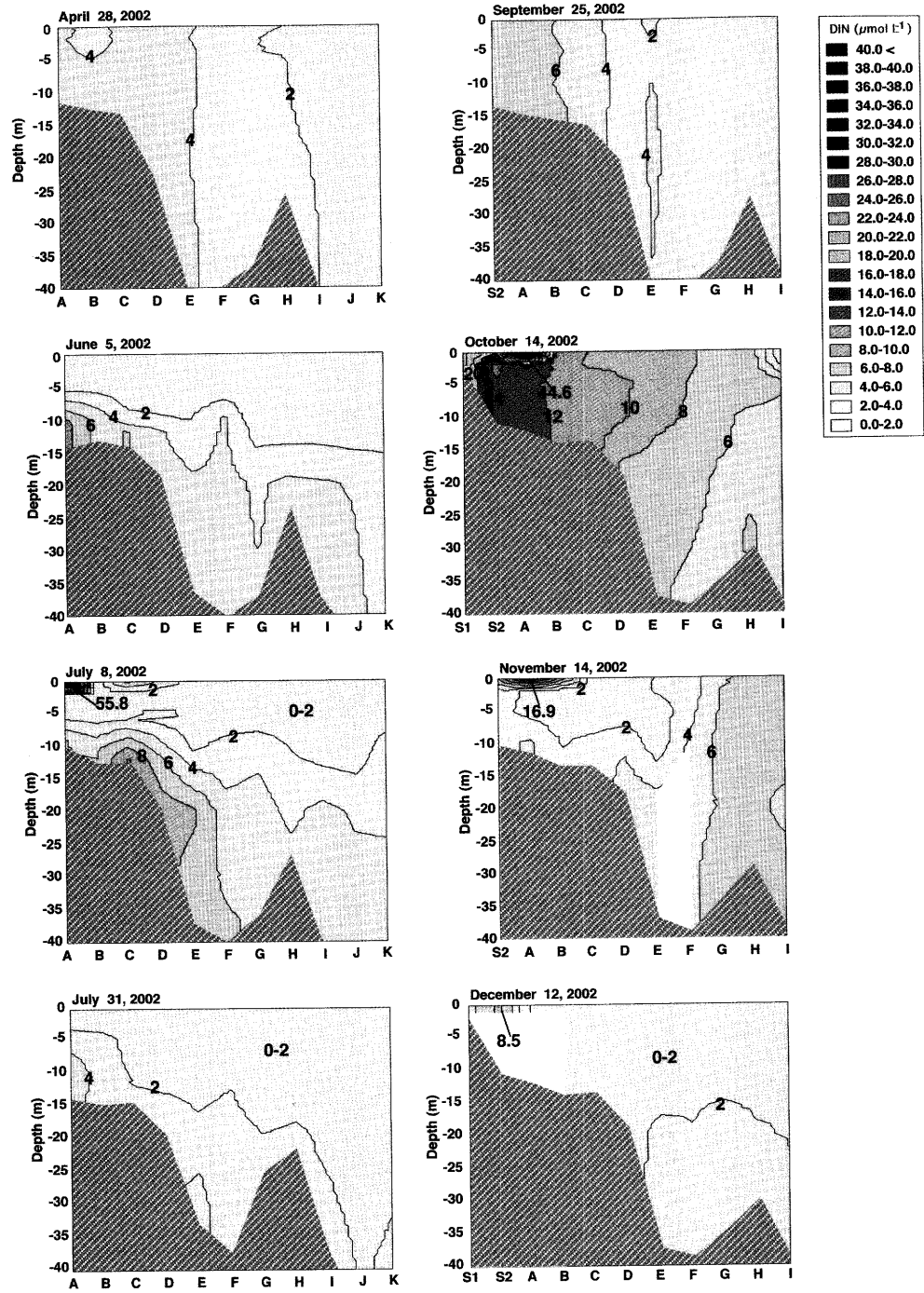


Fig. 8. Cross-sections of DIN concentration ($\mu\text{mol L}^{-1}$) along the sampling stations arranged in a longitudinal direction in Ariake Bay.

れた結果であると考えられる。7月31日には、Sta. A～Sta. Eで成層構造が形成された水面下5 mまでの表層のDINおよびDIPが、それぞれ $4.0 \mu\text{mol L}^{-1}$ 以下および $0.7 \mu\text{mol L}^{-1}$ 以下に低下した。一方、この層で

はChl. a濃度が各地点の最高値で $13.8\sim 66.2 \mu\text{g L}^{-1}$ に達していたことから、栄養塩濃度の低下は5月と同様に赤潮によって消費された結果と考えられる。10月～12月に発生した大規模な赤潮の場合にも、同様に赤

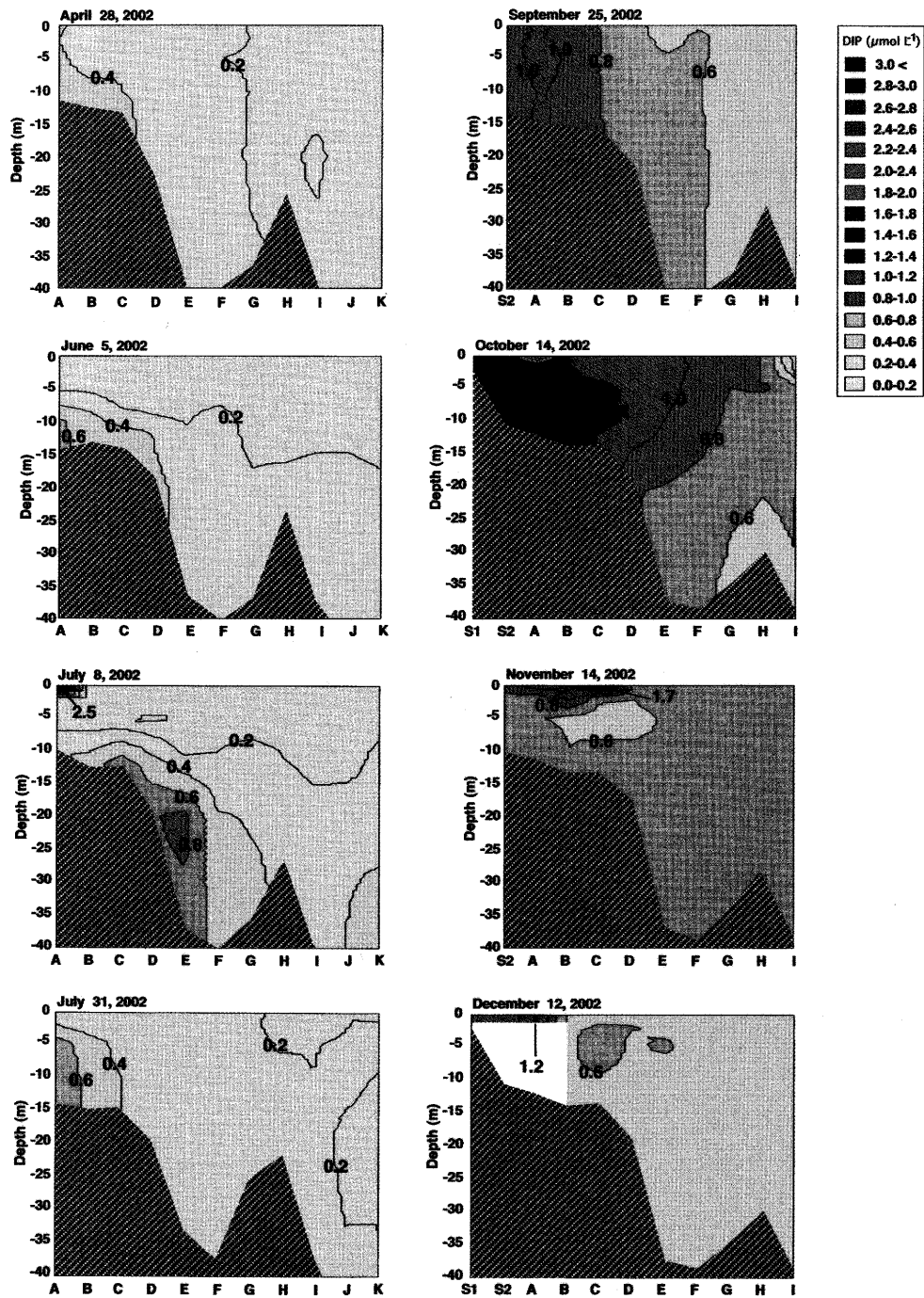


Fig. 9. Cross-sections of DIP concentration ($\mu\text{mol L}^{-1}$) along the sampling stations arranged in a longitudinal direction in Ariake Bay.

潮発生の初期において、表層で栄養塩濃度の急激な上昇が見られた。10月14日には、Sta. S1~Sta. Bの水面下2 mまでの層で、DIN および DIP がそれぞれ $10.6\sim 44.6 \mu\text{mol L}^{-1}$ および $1.2\sim 2.3 \mu\text{mol L}^{-1}$ に上

昇した。この時、7月の大規模赤潮発生時と同じく、奥部海域の底層でこのような高濃度の栄養塩濃度は見出されなかった。11月14日になると表層の栄養塩濃度の急速な低下が見られ、Sta. S2~Sta. Bの海水表面

で DIN が $8.1\sim 16.9 \mu\text{mol L}^{-1}$, DIP が $0.9\sim 1.7 \mu\text{mol L}^{-1}$ に減少した。12月12日には, Sta. S2~Sta. B では海水表面しか測定できなかったが, 著しい DIN の減少が見られた。最奥部の Sta. S1 および Sta. S2 において, DIN がそれぞれ $5.1 \mu\text{mol L}^{-1}$ および $8.5 \mu\text{mol L}^{-1}$ を記録したことを除けば, 海水表面の DIN は $0.4\sim 1.5 \mu\text{mol L}^{-1}$ の範囲まで減少した。

3.4. 諫早湾潮受け堤防の開門操作と有明海奥部横断方向の海洋構造

Fig. 10 に, 2002年4月~2003年4月の有明海の2つの横断方向 (Sta. D1~Sta. D6 および Sta. F1~Sta. F5) の調査地点における塩分の鉛直分布を示す。諫早湾潮受け堤防の開門操作期間中 (2002年4月28日, 5月13日, 5月20日) には, 低塩分化した表層水が有明海西側の諫早湾 (Sta. D1, Sta. D2), その沖合の海域 (Sta. D3), 島原半島沖合の海域 (Sta. F1~Sta. F3) に偏在する特徴的な分布様式が見られた。

2002年4月28日には, Sta. D1~Sta. D3の水面下2mまでの表層で塩分が $25.3\sim 30.0$ に低下して成層構造が形成され, Sta. D3 および Sta. D4の間では, 表層の塩分差によって明瞭な塩分フロントが観測された。Sta. D4 および Sta. D では, 海水表面から海底に至る全層で塩分が高く ($32.1\sim 33.1$), 成層していなかった。

5月13日には, Sta. D1~Sta. D6において, 4月28日と同様な西岸表層で塩分が低下するプロファイルが観測された。このような分布様式は, Sta. F1~Sta. F5においても観測された。Sta. D1~Sta. D3では, 水面下4mまでの層の塩分が $25.3\sim 30.1$ に低下し, Sta. D3と Sta. D4の間で明瞭な塩分分布が観測され, この塩分フロントの東側 (熊本県側) の海水表面では塩分が急激に上昇した。また, Sta. D5と Sta. D6の間にも明瞭な塩分フロントが発生し, 海水表面の塩分は Sta. D5の 29.4 から Sta. D6の 31.3 に上昇した。Sta. F1~Sta. F5においても, Sta. F1 および Sta. F2の海水表面の塩分は 30.0 および 28.6 に低下し, Sta. F2では水面下6m付近に塩分躍層が見られ, Sta. F2と Sta. F3の間ならびに Sta. F4と Sta. F5の間でそれぞれ塩分差による塩分フロントが観測された。Sta. F4お

び Sta. F5では水面下2mより深い層の塩分は $32.0\sim 32.3$ の範囲にあり, 外海から侵入した海水の影響が強いことを示していた。

5月20日になると, Sta. D1~Sta. D3において, 水面下約5mまでの表層の塩分がさらに $19.9\sim 29.7$ に低下し, 水面下6m付近に塩分躍層が形成されていた。Sta. D4付近で明瞭な塩分フロントが観測され, 海水表面の塩分は Sta. D3の 21.2 から Sta. D4では 27.2 に上昇した。Sta. F1~Sta. F3においても, 同様に水面下7mまでの層で塩分が $23.0\sim 30.7$ に低下し, Sta. F3と Sta. Fの間で明瞭な塩分フロントが発生し, それを境に海水表面の塩分は 28.1 から 31.3 に上昇した。

ヘリコプターからの目視観測では, 潮受け堤防の開門操作開始から2日後の4月26日には, 低塩分化した表層水が有明海の西側 (島原半島側) に偏在することによって発生した2本の明瞭な潮目が確認された (Fig. 11)。これらの潮目の位置は, 5月13日における有明海の横断方向の水質調査 (Sta. D1~Sta. D6, Sta. F1~Sta. F5) で観測された塩分フロントの結果 (Fig. 10) とよく一致していた。5月19日の観測では, 潮目は福岡県大牟田市沖の Sta. B および Sta. Cの間から有明海西側を島原半島沿いに長崎県布津町の沖合まで延びており, 総延長は少なくとも約40kmにおよんでいた。有明海奥部へ流入した河川水や諫早湾の潮受け堤防の開門によって調整池から流入した淡水によって生じた塩分の低下した表層水は, 奥部から有明海西側の島原半島沿いに, 広範囲に移流拡散していた。

これに対して, 諫早湾潮受け堤防の開門操作終了後の6月5日, 7月8日, 7月31日の3回の水質調査では, 塩分の低下した表層水が西側に偏在することではなく, Sta. D1~Sta. D6 および Sta. F1~Sta. F5のすべての地点で表層の塩分低下による成層構造が形成されていた。6月7日および7月31日の上空からの目視観測でも, 島原半島沿いに発生する明瞭な潮目は確認されなかった (Fig. 11)。

有明海奥部で観測された7月の大規模な赤潮発生時の水質調査では, 7月8日に Sta. D1~Sta. D6で水面下約2~7mまでの層の塩分が $27.6\sim 30.7$ に低下し, Sta. F1~Sta. F5においても水面下約4mまでの表層で塩分が $28.2\sim 30.6$ に低下した。Fig. 5に示した縦断

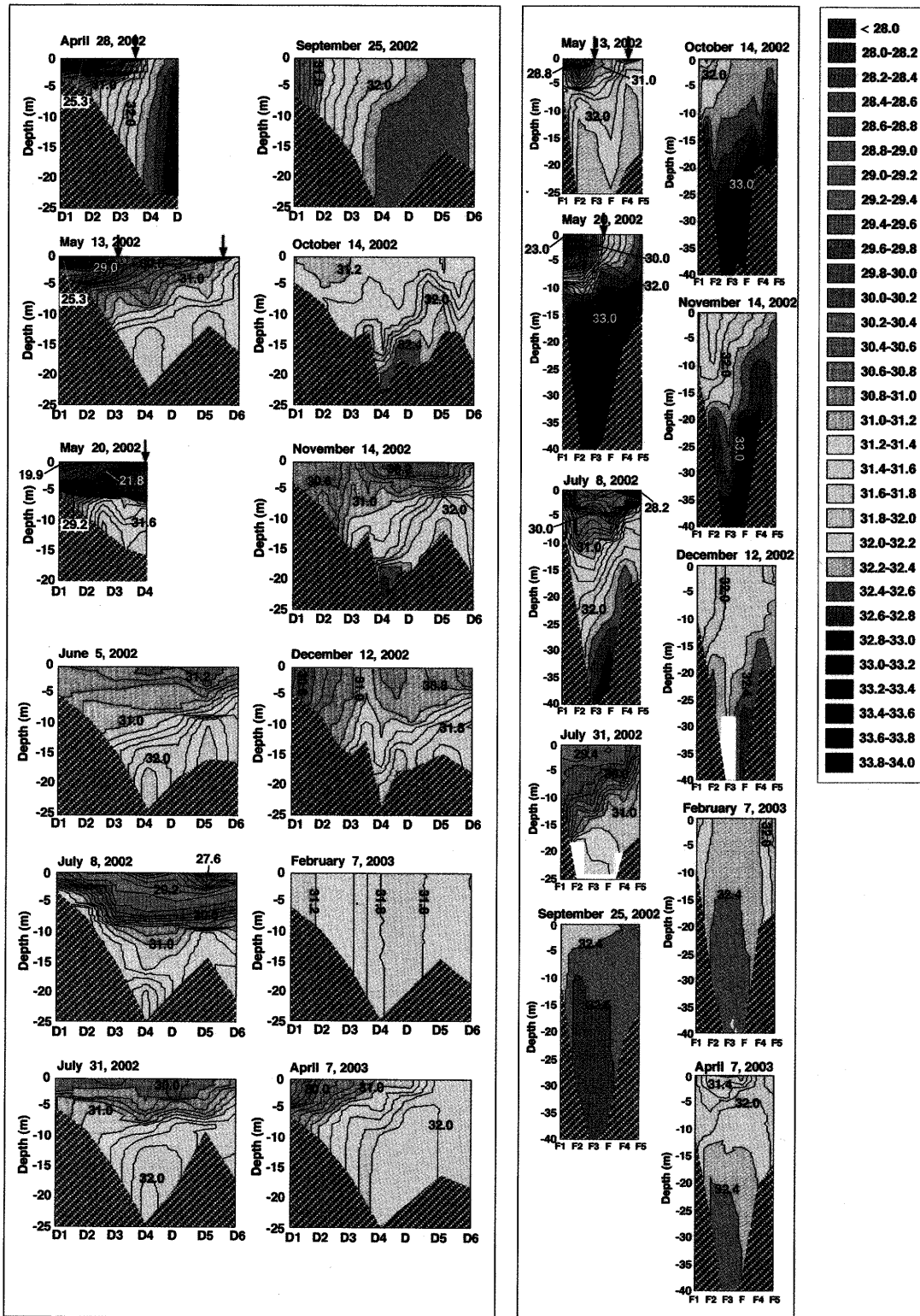


Fig. 10. Cross-sections of salinity along the sampling stations arranged in two cross directions in Ariake Bay. The arrows indicate the occurrence of the tide split.

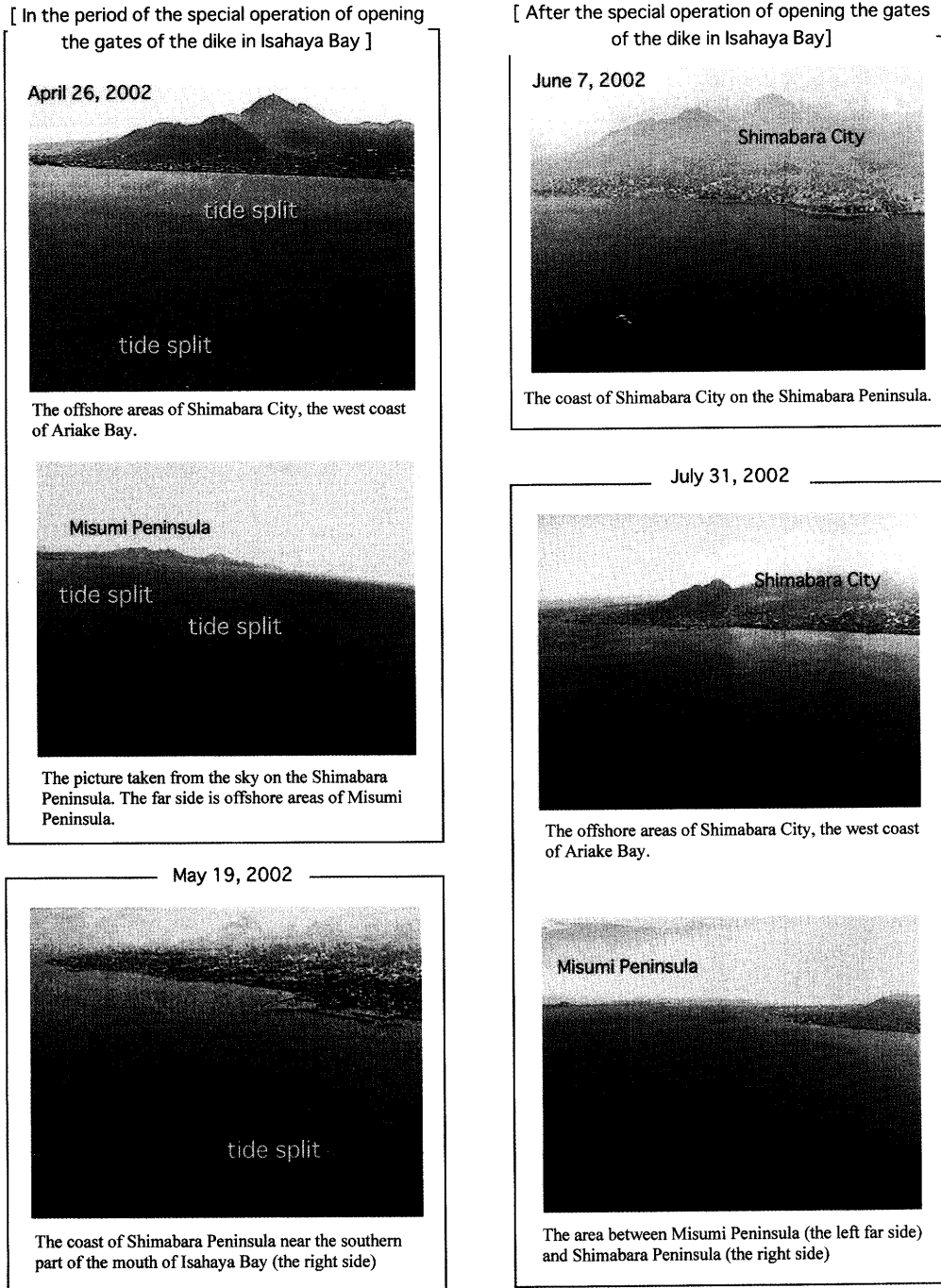


Fig. 11. The view of the surface of the sea during the period of opening the gates of the dike in Isahaya Bay (left column), and after the gate was closed (right column).

方向の調査地点における塩分の鉛直プロファイルと照合すると、Sta. F1~Sta. F5より北側の諫早湾を含む有明海奥部全域で、少なくとも水面下約2~7 mまでの表層の塩分が30.7以下に低下し、成層構造が形成さ

れていたことがわかる。7月31日には、梅雨明けにもなつて表層の塩分低下は弱まったが、7月8日と同様に、縦断方向の調査地点の結果と照合すると、Sta. F1~Sta. F5より北側の諫早湾を含む有明海奥部全域

で、依然として表層の塩分低下による成層構造が観測された。

有明海奥部における10月～12月の大規模な赤潮発生時の水質調査では、Sta. D1～Sta. D6において、再び表層の低塩分化が発生した。特に、11月14日には、6月～7月の場合と同様に、Sta. D2～D5を中心に、水面下3 mまでの表層の塩分が30.0～30.9に低下し、塩分躍層が観測された。縦断方向の調査地点の結果と照合すると、塩分低下はSta. D1～Sta. D5より北側の有明海奥部海域の水面下約1～4 mまでの層で起きていた。Sta. F1～Sta. F5においては、この期間中に表層の塩分が31を下回ることはなかった。

4. 考察

4.1. 奥部における赤潮の発生メカニズム

この研究では、有明海で精密な水質調査を行なった2002年4月～2003年4月の期間中、7月および10月～12月に、最大面積がそれぞれ約750 km²および約600 km²に達する大規模な赤潮が発生した。本研究の調査結果より、その発生過程に関して、次のようなことが明らかとなった。

第1に、大規模な赤潮が発生したのは、佐賀県、福岡県、ならびに熊本県北部から対岸の長崎県島原半島北部および諫早湾の海域で、有明海奥部とされる海域であった。

第2に、これらの大規模な赤潮が発生するときには、奥部海域で塩分成層が発達し、表層の塩分が7月で20以下、10月～12月で24～30に低下していた(Fig. 5)。この塩分の低下は、筑後川などの河川からの淡水の流入によるところが大きい。7月には梅雨期の大雨で有明海沿岸において月間約200～310 mmを記録し、大量の淡水が河川から流入したが、10月～12月には月間約65～140 mm程度の降水量に伴う淡水の流入でも、表層の塩分低下が発生した。

第3に、河川水の流入によって塩分の低下した表層では、DINで40 μmol L⁻¹、DIPで2 μmol L⁻¹を超える高栄養状態となっていた(Fig. 8, 9)。有明海奥部に流入する河川水には常に高濃度の栄養塩が含まれていた。一例を挙げると、筑後川の河川干潮域における河

川水の栄養塩濃度は、2002年3月～2003年3月にDINで47～113 μmol L⁻¹、DIPで1.8～3.9 μmol L⁻¹のレベルにあった(独立行政法人水資源機構、筑後大堰管理所筑後大堰管理所ホームページおよび提供資料に基づく)。観測地点における河川水は塩類を含んでいるので、淡水の栄養塩濃度に換算すると、値はさらに高くなる。このような高栄養塩濃度の河川水が流入して成層化した低塩分・高栄養濃度の表層で、Chl. a濃度が30～60 μg L⁻¹に達する赤潮が発生した(Fig. 7)。

第4に、赤潮が発生した表層では、その後、栄養塩濃度が急激に低下した。有明海奥部の干潟および沿岸域では10月より翌年の3月までノリ養殖漁業が盛んに行なわれる。ノリの増殖制限濃度はDINで7.8～26.2 μmol L⁻¹の範囲にあり(川口ら, 2004)、品質を保持するために必要なDINは、0.5 mg L⁻¹(=35.7 μmol L⁻¹)以上と言われている(本間, 2004)。2002年10月～12月にかけて赤潮が発生した有明海奥部の佐賀県および福岡県の沿岸では、12月には最奥部のSta. S1およびSta. S2を除き、海水表面のDINが0.4～1.5 μmol L⁻¹の範囲まで減少し、この時期より広範囲にわたって養殖ノリが色落ちした。ノリ養殖漁業は、過去10年間で珪藻類*R. imbricata*の赤潮が発生した2000年度の漁期に続く不作となった(全国漁業連合のり事業推進協議会, 2004)。

有明海では奥部に注ぐ主な一級河川の水質において、1978年～2000年に大きな変化が見られず(農林水産省有明海ノリ不作等対策関係調査検討委員会, 2002; 九州農政局, 2003; 国土交通省河川局編, 2003)、有明海沿岸の公共用水域の水質測定結果でも1981年～1999年の栄養塩濃度(TN, TP)に大きな変化はない(九州農政局, 2003)。有明海奥部に注ぐ5つの一級河川からの淡水流入量の約7割を占める筑後川では、筑後大堰の建設にともなって、1983年より河口および河川感潮域の10調査地点で毎月水質調査が行なわれてきたが、DINおよびDIPの経年変化に増加傾向は認められない(独立行政法人水資源機構、筑後大堰管理所ホームページ)。ところが、有明海奥部では、1998年以降、冷却期における赤潮の発生規模が急激に大型化した(Fig. 2)。

このように「陸域からの栄養塩負荷量増大による富栄養化」に原因を求めることができない冷却期の大規

模な赤潮の発生に関して、本研究の調査結果は、表層の塩分低下による成層構造の発達と陸域から表層への栄養塩の集中的な流入、その表層での植物プランクトンの急速な増殖とその後の栄養塩の枯渇という一連の現象が起り、そのなかで養殖ノリは色落ちして漁業被害が発生した。これらの事実は、冷却期(10月~12月)の有明海奥部のほぼ全域におよぶ大規模な赤潮の発生は、同海域における塩分成層の形成に端を発していたことを示している。また、Fig. 2の有明海沿岸域の降雨量と赤潮発生規模指数の関係が示すように、同量の降水量に対する1998年以降の赤潮発生規模の著しい大型化は、冷却期における塩分成層が1998年以降に突如として形成され易くなったことを強く示している。

1997年4月に諫早湾潮受け堤防が締め切られたことが、有明海奥部の潮流や潮汐を鈍化させる有明海内部の要因として指摘されているが(宇野木, 2003; 2004, 灘岡・花田, 2002; 灘岡, 2003), 潮受け堤防の締めきり直後は堤防から諫早湾への排水量が多く、1997年4月~9月までの月間平均値は $131,300 \times 10^3 \text{ t mo}^{-1}$ に達した。この値は、潮受け堤防の短期開門調査で潮受け堤防の開門操作が行なわれた期間(2002年4月24日~5月20日)の排水量($105,100 \times 10^3 \text{ t}$)にほぼ匹敵する(九州農政局ホームページ掲載のデータより算出した)。潮受け堤防からの排水量は1997年10月より激減し、10月~12月の月間平均排水量は $35,800 \times 10^3 \text{ t mo}^{-1}$ で、1998年~2003年までの月間平均排水量は $24,200 \sim 56,400 \times 10^3 \text{ t mo}^{-1}$ を推移した(農林水産省提供資料にもとづく)。したがって、諫早湾で潮受け堤防を締め切ったことが冷却期(10月~12月)の有明海奥部の潮流・潮汐や海洋構造に及ぼす影響は、実質的には翌年の1998年以降に大きくなったと考えられ、1998年以降に赤潮の規模が急激に大型化したこと(Fig. 2)とも矛盾しない。

4.2. 有明海における過去の水質調査の問題点

冷却期(10月~12月)の有明海奥部において、1998年以降、塩分成層が形成され易くなったのかを確認するためには、それ以前の調査結果との比較が必要となる。有明海奥部では、福岡県水産海洋技術センターが1965年度より、佐賀県有明水産振興センターが1972年

度より、浅海定線調査と呼ばれる水質調査を、それぞれの県の沿岸海域における調査定点において、毎月1回、大潮満潮時に行なってきた。しかし、これらの調査結果では、2003年4月に至るまで、本研究で観測したような有明海奥部における塩分成層(Fig. 5)を示す調査結果は季節を問わず稀にしか観測されていない。

Fig. 12(a)には、浅海定線調査における佐賀県有明水産振興センターの2調査地点(Sta. 5;水深約15~16mおよびSta. 6;水深約5~6m)および福岡県水産海洋技術センターの調査地点(Sta. L3;水深約18~21m)と、本研究の調査地点でこれらの調査地点にもっとも近いSta. A(水深約12~15m)における2002年4月~2003年4月までの海水表面(水面下0m)の塩分の測定結果を示していた。Sta. Aでは、2002年6月~7月および10月~11月に、塩分がそれぞれ12.3~22.7, 24.1~25.7に低下し、その層で赤潮が2002年7月および10月~12月に発生した(Fig. 7)。ところが、これらの期間における浅海定線調査の3調査地点はいずれもSta. Aより岸側に位置していたにも係わらず、6月~7月および10月~11月の海水表面の塩分は、それぞれ27.3~30.6および25.7~31.4の範囲を変動し、Sta. Aで観測されたような塩分低下は観測されなかった。一方、有明海奥部で塩分成層が形成されなかった他の期間では、海水表面の塩分の測定値は両者ほぼ一致していた。

本研究の水質調査は小潮時に行なうことが多く、浅海定線調査は大潮満潮時に行なわれてきた。このような潮時の違いも影響すると考えられるが、本研究の2002年7月8日の調査は大潮時に行ない、塩分成層も形成されていた(Fig. 5)。翌日には福岡県の海域で、4日後には佐賀県の海域で浅海定線調査が行なわれた。そこで、本研究のSta. Aと浅海定線調査の福岡県および佐賀県のすべての調査地点間で、この間の海水表面の水温および塩分の調査結果を比較した(Fig. 12(b))。Sta. Aの海水表面の水温および塩分は29.9℃および12.3であったのに対して、福岡県の10箇所の調査地点では24.3~26.3℃および19.0~28.3、佐賀県の11箇所の調査地点では25.8~27.3℃および26.9~29.5の範囲にあり、Sta. Aにおける測定値とは、同じ月の大潮時の調査結果を比較しても、水温および塩分ともに大き

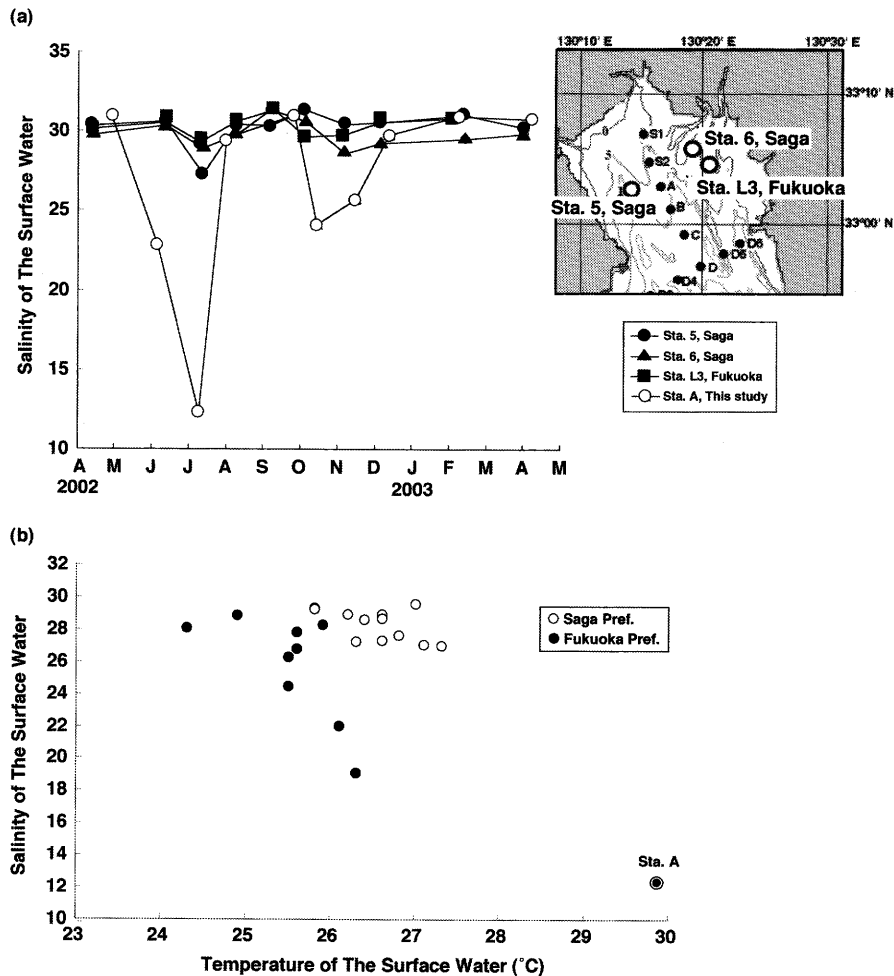


Fig. 12. (a) The comparison of seasonal fluctuations of salinity of the surface water (0 m in depth) among Sta. A of this study and the results of the routine surveys at two sampling stations (Sta. 5 and Sta. 6) by Saga Prefectural Ariake Fisheries Research and Development Center, and one sampling station (Sta. L3) by Fukuoka Fisheries and Marine Technology Research Center and (b) The temperature and salinity of the surface water at 11 sampling stations in the coastal areas in Saga Prefecture on July 9, 2002, 10 sampling stations in Fukuoka Prefecture on July 12, 2002 and Sta. A in this study on July 8, 2002.

な違いが見られた。

このような観測値の大きな違いの原因の一つには、浅海定線調査が午前中の大潮時満潮前後の約2時間に行なわれてきたのに対して、本研究では奥部海域を午前11時から午後2時頃に調査してきたので、水温が高めに測定された可能性は考えられるが、塩分の違いは説明できない。この測定値の違いにどのような原因があるとしても、Fig. 5に示すように、奥部海域で2002年6月～7月および10月～12月に塩分成層が形成されたのは事実であり、このような赤潮発生の起点となる表層の塩分低下が、浅海定線調査では2002年の時点でも

十分に捉えられていなかったことを示している。また、浅海定線調査では、プランクトン情報として、目あい100 μm のプランクトンネットを用いて全層引きを行うプランクトン沈殿量しか調査されていないので、この調査結果より植物プランクトンによる赤潮がいつどの地点でどの程度発生したのかを知ることができず、各赤潮発生に対応した水質環境も把握することができない。したがって、浅海定線調査の結果を用いて、1998年以降の冷却期における赤潮の大規模化と塩分成層の関係を解析することは困難である。

この浅海定線調査結果の問題は、これまでの有明海における大規模な赤潮発生の原因を検討してきた研究に根本的な問題を投じている。1970年代からの有明海における広域的かつ長期的な水質調査が、この調査結果以外にないことから、浅海定線調査の結果は、2000年12月～2001年4月に有明海で発生した *R. imbricata* による赤潮で養殖ノリが色落ちしたことを契機に設立された農林水産省有明海ノリ不作等対策関係調査検討委員会において、水質の長期的変化の検討やモデルシミュレーションのもっとも重要な資料として扱われてきた(農林水産省有明海ノリ不作等対策関係調査検討委員会, 2002, 2003)。また、この調査結果を利用して、有明海の海水交換率の変化を求めて淡水の平均滞留時間を推定したり(柳・阿部, 2003; 柳, 2004)、有明海奥部における塩分と栄養塩収支の経年変動を解析したり(柳・安部, 2005)、水質の長期変動とノリおよび赤潮発生の関係が解析されてきた(川口ら, 2002; 川口ら, 2004)。これらの委員会や研究例における水質調査結果の検討や議論は、本研究が示すような、有明海奥部において塩分成層が形成され、その表層で大規模な赤潮が発生した現象を捉えていない水質調査結果を用いて解析し、その意味が検討されたものである。

4.3. 潮汐振幅の減少と大規模赤潮の発生

有明海において近年大規模な赤潮が頻発する原因として、有明海の潮汐振幅の減少が注目されてきた。有明海奥部に面する佐賀県大浦町の検潮所で1981年～2001年に観測された M_2 潮汐振幅では、この期間に5.2 cm減少した(藤原ら, 2004)。潮汐振幅の減少は潮流流速の減少をもたらす。潮汐によって生じる潮流の鉛直混合エネルギーは潮汐振幅の3乗に比例するので(例えば、宇野木, 1993)、数%の潮流の減少でも、鉛直混合エネルギーの大きな減少がもたらされ、その海域では塩分や温度による成層構造が発達しやすくなる。本研究の調査(Fig. 5～7)でも、有明海奥部で塩分成層が形成された時に大規模な赤潮が発生したことから、このような一連の現象の発生が示唆される。

有明海の潮汐振幅を近年減少させた要因としては、内部要因として1997年4月の諫早湾潮受け堤防締めきり

の影響(有明海内の海水面の面積減少)、外部要因として平均水位の上昇ならびに外海の潮汐減少の影響が考えられる(灘岡, 2003)。宇野木(2002a, 2003)は、有明海周辺の検潮所での潮位データの解析から有明海内部の地形変化の効果が65%と評価し、灘岡・花田(2002)は、潮汐の数値シミュレーションの範囲を東シナ海に拡大して計算して諫早湾潮受け堤防締めきりの影響を40～50%とした。これに対して、塚本・柳(2002)は、2次元潮汐モデルの数値シミュレーションにより、外海の潮汐減少の影響が強く、内部要因の効果は10～20%とした。藤原ら(2004)も、有明海周辺の検潮所の潮位観測値ならびに移動境界を有する3次元数値モデルを用いて、有明海奥部の佐賀県大浦町における潮汐振幅減少の75%を外海の潮汐減少の影響と評価した。数値シミュレーションによる解析では、境界条件の設定の違いにより諫早湾潮受け堤防の締めきりが有明海における潮汐振幅の減少に与える寄与率は異なっているが、いずれの場合も、潮受け堤防の締めきりが潮汐振幅に多少なりとも影響を与える点では一致している。

これらの潮汐振幅の減少要因に関する分析に対して、本研究から得られた有明海奥部における実際の赤潮発生状況に関する情報を照合した。有明海奥部において冷却期に発生する赤潮の規模は、1997年～1998年の間で急激に大型化した(Fig. 2)。1998年～2003年の場合、1981年～1997年における降水量と発生規模指数の関係から予測される赤潮の規模より、約1.9～9.6倍(平均3.9倍)大型化した。一方、 M_2 潮汐振幅の減少には、このような赤潮発生規模の大型化に対応する変化が見られない。有明海では、1980年以降、 M_2 潮汐振幅は減少の一途をたどってきたが(宇野木, 2002b, 2003)、1996年時点で、有明海奥部沿岸の大浦町における観測ではすでに約4 cmの減少が起きていて、潮受け堤防が締め切られた後の1997年～2000年の4年間における M_2 潮汐振幅の差は1 cm程度にすぎなかった。内部要因としての、諫早湾潮受け堤防の建設工事ならび潮受け堤防の締め切りが、有明海奥部の潮汐に与える影響は無視できないが、1997年～2000年の間に観測された1 cm程度の M_2 潮汐振幅の減少だけで、この期間に発生した冷却期の赤潮の急激な大型化を説明することは難しい。

4.4. 奥部の河口循環流と赤潮発生

陸域から流入した淡水によって表層水の塩分が低下し、成層構造が形成された時には、密度流が発生して河口循環流が強化され、低塩分・高栄養塩濃度の湾奥の表層水は、高塩分・低栄養塩濃度の外海水との交換が促進される(例えば、柳, 2004)。しかしながら、本研究で調査した有明海では、河川水の流入によって塩分成層が形成された時に、表層で一時的に栄養塩濃度が急上昇し、高富栄養状態となって(Fig. 8, 9)、奥部全域におよぶ大規模な赤潮が発生した(Fig. 7)。しかも、冷却期(10月~12月)に発生した赤潮は、1998年より突如大型化した。これらのことは、有明海奥部で淡水の流入によって成層構造が形成された時に、河口循環流によって外海水との海水交換が促進される効果が1998年より著しく弱くなり、成層構造がより長期的に保持されて大規模な赤潮が発生しやすくなった可能性が考えられる。そこで、大雨によって有明海奥部に大量の淡水が流入し塩分成層が形成された時に、その表層水が河口循環流によって湾外に向けてどのように移流拡散し、外海水と交換・混合したかということに注目し、そこに2つの異なるパターンを見いだした。

第1のパターンは、2002年4月24日~5月20日に、諫早湾の潮受け堤防で短期開門調査の開門操作が行なわれた期間に観測された。この開門操作によって、1日あたり最大 $7,400 \times 10^3$ tの海水が諫早湾から調整池へ導入され、 $7,800 \times 10^3$ tの調整池の水が諫早湾へ排水された。この期間の合計では、 $67,200 \times 10^3$ tの海水導入量と $105,100 \times 10^3$ tの排出量となった(九州農政局ホームページ掲載のデータより算出)。また、この期間の降水量は平年より多く、有明海奥部沿岸4か所(長崎県諫早市、佐賀県白石町、福岡県柳川市および大牟田市)の平均で223 mmに達した。そのため、有明海奥部に河口を持つ5つの一級河川の中で、総流入量の約7割を占める筑後川からの淡水流入量は、この期間中に1日あたり最大約 $90,000 \times 10^3$ tに達し、合計約 $566,00 \times 10^3$ tであった(国土交通省九州地方整備局筑後川河川事務所ホームページ掲載のデータより算出)。その他の一級河川および二級河川等からの流入量を合計すると、その約2倍の淡水流入量が見込まれ、諫早

湾の調整池からの排水をすべて淡水と見なすと、さらに約 $100,000 \times 10^3$ tの淡水が有明海奥部へ流入したと見込まれる。これらの大量の淡水の流入は、横断方向の調査地点における4月28日、5月13日、5月20日の水質調査結果(Fig. 10)ならびに4月26日、5月19日の空撮映像が示すように(Fig. 11)、水面下約6 m付近に塩分躍層の発生を伴う表層水の塩分低下を引き起こし、有明海奥部西側の諫早湾湾口および島原半島沿岸に偏在して、明瞭な塩分フロントの発生を伴いながら、表層の塩分低下は奥部海域外の島原半島南部(長崎県布津町)沖合までおよんだ。

松野・中田(2004)は、モデルを用いた解析から、諫早湾口南部から島原半島寄りの海域で発生する強い潮流について、「有明海奥部からの下げ潮流が諫早湾口部を通過する際に、その流れは少し諫早湾内にまで入り込む形になるキャビティーフローとなり、このキャビティーフローは諫早湾に上げ潮・下げ潮として流入出するポテンシャルフローと重なるため、これが島原半島を回り込む流れとなって、島原半島沿岸部で強い流れとなる。」と説明している。宇野木(2004)は、さらに、この潮流が曲率をもつ島原半島を回り込む際に、地形的効果で島原半島沿岸部に強い潮流が発生することを指摘している。このように、有明海の東西方向の横断面における下げ潮時の流速は均一ではなく、西側で強い潮流が発生するという特性があり、有明プロジェクト(2002)はそれを実測値で示している。松野・中田(2004)は、上げ潮時にも、島原半島側に強い潮流が発生するが、非線形効果による非対称が生じ、島原半島側に南向きの潮汐残差流が生じることを指摘している。

諫早湾の潮受け堤防の開門操作が行なわれた期間に観測された、「有明海奥部および諫早湾で発生した塩分の低下した表層水が、明瞭な潮目を形成しながら、有明海西側の諫早湾口およびその沖合より、島原半島沿いに、有明海奥部海域外の島原半島南部沖合に至る海域まで移流した。」という現象(Fig. 11)は、有明海奥部に流入した河川水に潮受け堤防の開門操作による調整池からの排水が加わって形成された塩分成層の表層水が、有明海西岸の諫早湾口から島原半島に沿った表層の強い潮流により湾外に向かって移流・拡散した結果生じたものであると説明できる。

第2のパターンは、前述の諫早湾潮受け堤防の開門操作が終了した後の2002年6月5日～7月31日の期間に見られた。2002年6月5日～7月7日(32日間)および7月8日～7月31日(24日間)に、それぞれ有明海奥部沿岸4か所(長崎県諫早市、佐賀県白石町、福岡県柳川市および大牟田市)の平均値で236 mmおよび141 mmの降雨が発生し、筑後川から有明海への流入量は $306,000 \times 10^3$ tおよび $225,800 \times 10^3$ tに達した(国土交通省九州地方整備局筑後川河川事務所ホームページ掲載のデータより算出)。この流入量は第1のパターンが見られた2002年4月24日～5月20日の期間の約6割程度であった。諫早湾ではこの期間中に調整池への海水導入はまったく行なわれず、排水量は開門操作が行なわれた期間の約1/5のそれぞれ $27,300 \times 10^3$ tおよび約 $22,500 \times 10^3$ tであった(九州農政局ホームページ)。そのため、有明海奥部への淡水の流入量に対する諫早湾の調整池からの排水の寄与率は大きく低下していた。このような条件下では、第1のパターンと対照的に、有明海奥部で発生した塩分の低下した表層水が、西側の島原半島沿いに奥部外の海域へ塩分フロントを発生しながら移流する現象は見られず、奥部全域で塩分成層が形成された(Fig. 5, 10, 11)。第2のパターンでは、有明海奥部で発生した低塩分の表層水が外海から侵入してきた高塩分の海水と接触し、混合するのは、有明海の横断方向でもっとも狭くなる奥部海域の境界付近(Sta. E～Sta. H)の横断面に限られていた(Fig. 5, 10)。

有明海は「潮汐による潮位差が大潮時には奥部で約6 mにも達し、潮流が速く、鉛直混合の著しい海域である。」と見なされることが少なくない。柳(1988)は、有明海奥部に注ぐ最大の河川である筑後川の河口域は、淡水流量に比して鉛直混合が大きく、塩分成層が発生しない強混合型河口域に分類している。このような鉛直混合が発達した海域では、河口循環流が発生しない可能性も指摘される(松野・中田, 2004)。これらに対して、本研究の調査結果は、奥部の海洋構造は筑後川をはじめとする河川からの淡水流入の影響を強く受けており、台風の強風が吹く9月ならびに冬季の海面冷却によって鉛直混合が起きる時期(1月～3月)を除くと、他の期間はいずれも塩分成層が形成されていた(Fig. 5)。

有明海奥部において、淡水の流入によって塩分成層が形成された時、第1のパターンのような河口循環流が発生すれば、低塩分・高栄養塩濃度の表層水を奥部外の高塩分・低栄養塩濃度の海水と混合および交換する効果は大きく、奥部で赤潮の発生およびその規模は抑制されると考えられる。ところが、この有明海の河口循環流の特徴である西側の島原半島沿岸で発生する強い潮流は、1997年の諫早湾潮受け堤防の締めきり後の調査では、以前より減少したことが報告されている。水産庁による流向流速の調査では、諫早湾湾口およびその沖合で、潮受け堤防の締め切り後、潮流の最大流速が水面下約2 m層で10～30%程度減少したことが観測された(水産庁増殖推進部, 2001c, 2001d)。齋田ら(2004)、西ノ首・平井(2004)および西ノ首ら(2004)は、潮受け堤防の締め切り前の1993年10月～11月の30日間に、島原半島沿岸の長崎県有明町沖の2調査地点において行なわれた潮流調査(有明海漁場環境調査協議会, 1996)と同一地点および同一方法で、2003年10月～11月の30日間に潮流調査を行ない、水面下約5 m層で潮流の流速の平均値が1993年の測定結果よりそれぞれ約21%および27%低下していたことを報じた。比較した両期間において、潮汐や気象条件(風速、降水量など)に大きな差は見られなかった。

以上の考察をまとめると、1997年4月の諫早湾の潮受け堤防の締め切りは、有明海奥部において塩分成層が形成された時に、西側の諫早湾口部から島原半島寄りの海域で強い潮流の発生を伴う本来の河口循環流が発生し難くし、外海水との海水交換が促進される効果が以前よりも弱くなり、成層構造がより長期的に保持されやすくなり、冷却期(10月～12月)には1998年以降毎年大規模な赤潮が発生し続けていると考えられる。

5. おわりに

本研究は、有明海奥部海域における赤潮発生過程を解明し、諫早湾潮受け堤防の締めきりが、有明海の河口循環流への影響を通して、奥部海域における成層構造の形成とその成層度の強化、ならびに大規模赤潮の発生に、大きな影響を及ぼしていることを強く示している。このことを踏まえて、大規模赤潮の発生メカニ

ズムと原因を解明するためには、有明海の奥部における精密な潮流調査、特に成層構造が形成される時期の表層流の調査、ならびに水質や海洋構造に関する調査に加えて、それらの調査に連携して、諫早湾の潮受け堤防の開門操作を行い、諫早湾への海水の入退潮量がある程度回復させた期間を再度設定して、その効果が有明海奥部の潮流や河口循環流、海洋構造におよぼす影響を評価し直す必要がある。

謝辞

本研究は財団法人日産科学振興財団ならびに文部科学省科学研究費補助金基盤 A および B による研究助成を得て行なわれた。赤潮データは、九州漁業調整事務所より資料提供を受けた。有明海沿岸 4 県の水産関係の試験研究機関（長崎県総合水産試験場、佐賀県有明水産振興センター、福岡県水産海洋技術センター有明海研究所、熊本県水産研究センター）による浅海定線調査の結果については、独立行政法人水産総合研究センター西海区水産研究所より資料の提供を受けた。独立行政法人水資源機構、筑後大堰管理所が行なった筑後川河口域および河川感潮域の栄養塩濃度の観測結果で、ホームページに掲載されていない調査結果は、独立行政法人水資源機構、筑後大堰管理所よりデータの提供を受けた。有明海の水質調査にあたっては、熊本市の川口漁業協同組合の協力を得た。論文の英語表現については、Mr. Richard Lavin, Mr. Jay Melton に修正していただいた。関係者の方々に末筆ながら感謝の意を表す。

References

- 東 幹夫 (2000a) : 諫早湾干拓事業の影響, p. 320-337. 有明海の生きものたち, 佐藤 正典編, 海游舎, 東京.
- 東 幹夫 (2000b) : 諫早湾潮止め後の水域環境の変化. 日本の科学者, **35**, 37-41.
- 有明海漁場環境調査協議会 (1996) : 雲仙普賢岳火山活動の水産業に及ぼす影響調査事業報告書. 有明海漁場環境調査協議会.
- 有明プロジェクト (2002) : 有明プロジェクト中間報告書 (その 1). 有明プロジェクト研究チーム, 160 pp.
- Diaz, R. J. and R. Rosenberg (1995) : Marine benthic hypoxia: A review of its ecological effects and the behavioural responses of benthic macrofauna. *Oceanogr. Mar. Biol. Ann. Rev.*, **33**, 245-303.
- 独立行政法人水資源機構, 筑後大堰管理所ホームページ「筑後大堰環境情報」(<http://www.water.go.jp/chikugo/coozeki/html/index2.html>).
- 藤原 考道, 経塚 雄策, 濱田 孝治 (2004) : 有明海における潮汐・潮流減少の原因について. 海の研究, **13**, 403-411.
- 本間 昭郎 (2004) : 第 6 章 沿岸増殖・養殖環境, 第 2 節 養殖環境, [4] 無給餌養殖場, 2.1 ノリ, p. 658-659. 沿岸の環境圏, 平野 敏行 (監), フジ・テクノシステム, 東京.
- 今井 一郎 (2001) : 四・三 沿岸海洋の富栄養化と赤潮の拡大, p. 203-211. 海と環境-海が変わると地球が変わる, 日本海洋学会 (編), 講談社, 東京.
- 川口 修, 山本 民次, 松田 治 (2002) : 有明海熊本沿岸におけるノリ不作年度の水質環境の特徴. 海の研究, **10**, 543-548.
- 川口 修, 山本 民次, 松田 治, 橋本 俊也 (2004) : 水質の長期変動に基づく有明海におけるノリおよび珪藻プランクトンの増殖制限元素の解明. 海の研究, **13**, 173-183.
- 気象庁ホームページ : 過去の観測データ (<http://www.data.kishou.go.jp/>).
- 国土交通省河川局編 (2003) : 水質年表 (第 41 回). 関東建設弘済会さいたまセンター, さいたま, 1,802 pp.
- 国土交通省九州地方整備局筑後川河川事務所ホームページ : 川の音, 「水文, 水質速報」, 筑後川の久留米市 (瀬の下) の流量データ (<http://www.qsr.mlit.go.jp/chikugo/>).
- 九州農政局 (2003) : はじめに -有明海の概要-. 諫早湾干拓事業開門総合調査報告書 (概要版), 九州農政局, 1-2.
- 九州農政局ホームページ : 諫早湾干拓事業関連, 開門調査 (http://www.maff-kyushu-nn.go.jp/syoukai/isahaya_kaimon_chousa/bessi2.1.htm).
- 松野 健, 中田 英昭 (2004) : 有明海の流れを支配する物理過程. 沿岸海洋研究, **42**, 11-17.
- 灘岡 和夫 (2003) : 潮汐・流れを中心とした有明海の物理環境に関する論点整理, p. 20-23. 第 10 回ジョイント・シンポジウム有明海生態系異変原因解明の到達点要旨集, 沿岸環境関連学会連絡協議会.
- 灘岡 和夫, 花田 岳 (2002) : 有明海における潮汐振幅減少要因の解明と諫早堤防締め切りの影響. 海岸工学論文集, **49**, 401-405.
- 西ノ首 英之, 小松 利光, 矢野 真一郎, 齋田 倫範 (2004) : 諫早湾干拓事業が有明海の流動構造へ及ぼす影響の評価, 海岸工学論文集, **51**, 336-340.
- 西ノ首 英之, 平井 良夫 (2004) : 諫早湾潮止め前後の島原半島沿岸部における流況比較. 平成 16 年度日本水産工学会学術講演会講演論文集, 207-208.
- 農林水産省有明海ノリ不作等対策関係調査検討委員会 (2002) : 有明海の 30 年の推移のとりまとめ結果, p. 73-200. 有明海の現状について-13 年度調査と過去の資料の解析をふまえて, 農林水産省.

- 農林水産省有明海ノリ不作等対策関係調査検討委員会(2003): 最終報告書-有明海の漁業と環境の再生を願って, 農林水産省九州農政局ホームページ ([http://www.jfa.maff.go.jp/ariakenori/negai/final%20report\(ariake-nori\).htm](http://www.jfa.maff.go.jp/ariakenori/negai/final%20report(ariake-nori).htm)).
- 齋田 倫範, 橋本 泰尚, 矢野 真一郎, 西ノ首 英之, 小松 利光(2004): 有明海島原半島沿岸部における流況の定点観測. 平成15年度土木学会西部支部研究発表会講演要旨集, B-58-B-59.
- 水産庁九州漁業調整事務所(1982): 別表-5 昭和56年赤潮発生状況. 昭和56年九州海域の赤潮, 水産庁九州漁業調整事務所, 30-37.
- 水産庁九州漁業調整事務所(1983): 別表-5 昭和57年赤潮発生状況. 昭和57年九州海域の赤潮, 水産庁九州漁業調整事務所, 36-41.
- 水産庁九州漁業調整事務所(1984): 別表-5 昭和58年赤潮発生状況. 昭和58年九州海域の赤潮, 水産庁九州漁業調整事務所, 30-37.
- 水産庁九州漁業調整事務所(1985): 別表-5 昭和59年赤潮発生状況. 昭和59年九州海域の赤潮, 水産庁九州漁業調整事務所, 22-29.
- 水産庁九州漁業調整事務所(1986): 別表-5 昭和60年赤潮発生状況. 昭和60年九州海域の赤潮, 水産庁九州漁業調整事務所, 24-31.
- 水産庁九州漁業調整事務所(1987): 別表-5 昭和61年赤潮発生状況. 昭和61年九州海域の赤潮, 水産庁九州漁業調整事務所, 22-29.
- 水産庁九州漁業調整事務所(1988): 別表-5 昭和62年赤潮発生状況. 昭和62年九州海域の赤潮, 水産庁九州漁業調整事務所, 24-31.
- 水産庁九州漁業調整事務所(1989): 別表-5 昭和63年赤潮発生状況. 昭和63年九州海域の赤潮, 水産庁九州漁業調整事務所, 26-31.
- 水産庁九州漁業調整事務所(1990): 別表-5 平成元年赤潮発生状況. 平成元年九州海域の赤潮, 水産庁九州漁業調整事務所, 24-27.
- 水産庁九州漁業調整事務所(1991): 別表-4 平成2年赤潮発生状況. 平成2年九州海域の赤潮, 水産庁九州漁業調整事務所, 24-29.
- 水産庁九州漁業調整事務所(1992): 別表-4 平成3年赤潮発生状況. 平成3年九州海域の赤潮, 水産庁九州漁業調整事務所, 24-31.
- 水産庁九州漁業調整事務所(1993): 別表-4 平成4年赤潮発生状況. 平成4年九州海域の赤潮, 水産庁九州漁業調整事務所, 26-31.
- 水産庁九州漁業調整事務所(1994): 別表-4 平成5年赤潮発生状況. 平成5年九州海域の赤潮, 水産庁九州漁業調整事務所, 21-25.
- 水産庁九州漁業調整事務所(1995): 別表-4 平成6年赤潮発生状況. 平成6年九州海域の赤潮, 水産庁九州漁業調整事務所, 21-25.
- 水産庁九州漁業調整事務所(1996): 別表-4 平成7年赤潮発生状況. 平成7年九州海域の赤潮, 水産庁九州漁業調整事務所, 21-25.
- 水産庁九州漁業調整事務所(1997): 別表-4 平成8年赤潮発生状況. 平成8年九州海域の赤潮, 水産庁九州漁業調整事務所, 21-25.
- 水産庁九州漁業調整事務所(1998): 別表-4 平成9年赤潮発生状況. 平成9年九州海域の赤潮, 水産庁九州漁業調整事務所, 22-25.
- 水産庁九州漁業調整事務所(1999): 別表-4 平成10年赤潮発生状況. 平成10年九州海域の赤潮, 水産庁九州漁業調整事務所, 26-31.
- 水産庁九州漁業調整事務所(2000): 別表-4 平成11年赤潮発生状況. 平成11年九州海域の赤潮, 水産庁九州漁業調整事務所, 34-39.
- 水産庁九州漁業調整事務所(2001): 平成12年12月分九州海域における赤潮発生状況. 水産庁九州漁業調整事務所, 12-13.
- 水産庁九州漁業調整事務所(2002): 別表-4 平成13年赤潮発生状況. 平成13年九州海域の赤潮, 水産庁九州漁業調整事務所, 26-33.
- 水産庁九州漁業調整事務所(2003a): 6. 資料 年次別赤潮発生件数. 平成14年九州海域の赤潮, 水産庁九州漁業調整事務所, 9.
- 水産庁九州漁業調整事務所(2003b): 別表-4 平成14年赤潮発生状況. 平成14年九州海域の赤潮, 水産庁九州漁業調整事務所, 22-30.
- 水産庁九州漁業調整事務所(2004): 別表-4 平成15年赤潮発生状況. 平成15年九州海域の赤潮, 水産庁九州漁業調整事務所, 22-30.
- 水産庁増殖推進部(2001a): 全国のノリ共販状況(H12.11.1~H13.2.26). 平成13年度農林水産省有明海ノリ不作等対策関係調査委員会資料集(1), 水産庁増殖推進部, 106-107.
- 水産庁増殖推進部(2001b): 資料 5-1 主要河川の流量・水質の状況. 平成13年3月13日(国土交通省河川局). 平成13年度農林水産省有明海ノリ不作等対策関係調査委員会資料集(1), 水産庁増殖推進部, 463-485.
- 水産庁増殖推進部(2001c): 環境影響評価の予測結果, イ, 潮流調和解結果に基づく平均大潮時における流況再現結果. 平成13年度農林水産省有明海ノリ不作等対策関係調査委員会資料集(1), 水産庁増殖推進部, 317-318.
- 水産庁増殖推進部(2001d): 潮流調査結果. 平成13年度農林水産省有明海ノリ不作等対策関係調査委員会資料集(2), 水産庁増殖推進部, 531-532.
- 塚本 秀史, 柳 哲雄(2002): 有明海の潮汐・潮流. 海と空, **78**, 31-38.
- 堤 裕昭, 岡村 絵美子, 小川 満代, 高橋 徹, 山口 一岩, 門谷 茂, 小橋 乃子, 安達 貴浩, 小松 利光(2003): 有明海奥部海域における近年の貧酸素水塊および赤潮発生と海洋構造の関係. 海の研究, **12**, 291-305.

- 堤 裕昭, 木村 千寿子, 永田 紗矢香, 佃 政則, 山口 一岩, 高橋 徹, 門谷 茂 (2004): 広域定期観測による有明海水環境の現状. 沿岸海洋研究, **42**, 35-42
- 浮田 正夫 (1998): 第3部 人との関わり, 二 瀬戸内海への汚濁負荷, p. 179-198. 瀬戸内海の自然と環境, 柳 哲雄 (編), 社団法人瀬戸内海環境保全協会, 神戸.
- United Nation Environmental Program (2004): Emerging Challenge-New Findings. In Global Environment Outlook Year Book 2003 (<http://www.unep.org/geo/yearbook/pdf.htm>).
- 宇野木 早苗 (1993): 沿岸の海洋物理学, 東海大学出版会, 672 pp.
- 宇野木 早苗 (2002a): 有明海における潮汐と流れの変化-諫早湾干拓事業の影響を中心にして-. 海と空, **78**, 19-30.
- 宇野木 早苗 (2002b): 諫早湾干拓事業は有明海の環境をいかに変えたか-潮汐・潮流を中心にして-. 干潟を守る日 2002 in 諫早&東京シンポ資料集, いさはやひがたネット, 14-21.
- 宇野木 早苗 (2003): 有明海の潮汐と潮流はなぜ減少したか. 海の研究, **12**, 85-96.
- 宇野木 早苗 (2004): 有明海の潮汐・潮流の変化に係わる科学的問題と社会的問題. 沿岸海洋研究, **42**, 85-94.
- 柳 哲雄 (1988): 10.3 河口域, 海の科学, 101-103. 恒星社厚生閣, 東京.
- 柳 哲雄 (2004): 有明海の流況. 水環境学会誌, **27**, 290-292.
- 柳 哲雄, 阿部 良平 (2003): 有明海の塩分と河川流量から見た海水交換率の経年変動. 海の研究, **12**, 269-275.
- 柳 哲雄, 阿部 良平 (2005): 有明海奥部における塩分と DIP・DIN 収支の経年変動. 海の研究, **14**, 21-33.
- 全国漁業連合のり事業推進協議会 (2004): 過去 10 年間有明海地区海苔養殖経営状態, 全国漁業連合のり事業推進協議会, 2 pp.

Mechanisms Causing Frequent Large-scale Red Tides in Inner Areas of Ariake Bay

Hiroaki Tsutsumi[†], Chizuko Kimura[†], Sayaka Nagata[†], Masanori Tsukuda[†], Hitomi Yamaguchi[‡], Tohru Takahashi^{**}, Shigenobu Kimura^{††}, Masao Tachibana^{††}, Toshimitsu Komatsu^{‡‡}, and Shigeru Montani[†]

Abstract

In Ariake Bay, large-scale red tides have repeatedly occurred from autumn to early winter in recent years, and have seriously damaged the nori (*Porphyra*) culture. According to the previous records kept on red tides in Ariake Bay between October and December since 1981, the scale of red tides has markedly increased since 1998. However, the amounts of nutrients loaded into Ariake Bay from the coastal lands via major rivers have increased little in the past two decades. In this study, we monitored water conditions monthly at 24 sampling stations in Ariake Bay from April 2002 to April 2003. Large-scale red tides occurred in the inner part of the bay in July and from October to December, 2002. In these two periods, the inflow of river water diluted the salinity of the surface sea water in the inner part of the bay, caused stratification of the water and highly nutrient-rich conditions in the surface layer, and resulted in the occurrence of large-scale red tides in the inner part of the bay. The marked increase of the scale of red tides since 1998 indicates that the gradual decrease in tidal amplitude and current since 1980 is not the main reason for the frequent occurrence of the large-scale red tides. The results of this study suggest that the estuarine circulation of the inner part of Ariake Bay was drastically changed by the closure of the gates of the dike in Isahaya Bay in 1997, and the surface water with lowered salinity and eutrophic conditions formed by the inflow of the river water became more stably retained in the inner part of the bay. It is very likely that the marked increase in the scale of red tides in the inner part of Ariake Bay since 1998 has resulted from the closure of the gates in Isahaya Bay.

Key words: Ariake Bay, red tides, gates of the dike in Isahaya Bay, estuarine circulation, stratification of the water

(Corresponding author's e-mail address: hiro@pu-kumamoto.ac.jp)
(Received 1 October 2004; accepted 18 November 2005)
(Copyright by the Oceanographic Society of Japan, 2006)

[†] Faculty of Environmental and Symbiotic Sciences, Prefectural University of Kumamoto, 3-1-100 Tsukide, Kumamoto 863-8502, Japan

[‡] Graduate School of Fisheries Sciences, Hokkaido University, Kita 13 Nishi 8, Sapporo 060-0813, Japan

^{**} Faculty of Health Science, Kumamoto Health Science University, 325 Izumi-machi, Kumamoto 861-5598, Japan

^{††} Kumamoto Kenmin Television Co., 7 Yoyasu, Kumamoto 860-8522, Japan

^{‡‡} Faculty of Engineering, Kyushu University, 6-10-1, Hakozaiki, Higashi-ku, Fukuoka 812-8581, Japan