

— 論 文 —

有明海奥部における夏季の 貧酸素水発生域の拡大とそのメカニズム*

堤 裕昭[†]・堤 彩[‡]・高松 篤志[‡]・木村 千寿子^{††‡‡}・
永田 紗矢香[†]・佃 政則[‡]・小森田 智大^{**}・高橋 徹^{††}・門谷 茂^{**}

要 旨

有明海奥部では、梅雨期の大雨により塩分成層が形成され、その後の盛夏の水温上昇期に、2001年以降毎年、底層で貧酸素水が観測されている。貧酸素水(本稿ではDOが 4.0 mg L^{-1} 未満の海水をあらわす)の発生域は奥部の水面下4~7 m以深のほぼ全域へ拡大し、DO値もさらに低下する傾向(1.93 mg L^{-1} まで低下)が認められている。このような貧酸素水発生の原因は、同海域で頻発する大規模な赤潮により、直下の海底への有機物負荷量が増加したためである。そして、底質の有機物含量に増加傾向が認められているので、この現象はさらに深刻化する可能性がある。大規模な赤潮が発生する一方で、陸域からの栄養塩負荷量は増加していない。このために、大規模赤潮および貧酸素水の発生に共通する海洋構造の条件として、表層水の塩分低下による成層の形成が挙げられる。有明海奥部の秋季の赤潮は1998年より大規模化したことを考慮すると、1997年の諫早湾潮受け堤防締めきりで諫早湾および有明海奥部の潮流の減少が生じ、成層が形成されやすくなり、大規模な赤潮が発生し、海底への有機物負荷量が増加して、貧酸素水が発生するようになったと推測される。

キーワード：赤潮，有明海，成層構造，底質，貧酸素水，有機物負荷

1. はじめに

豊饒の海の呼ばれ、約2万ヘクタールに及ぶ広大な干潟とその沖合の浅海域を擁する有明海は、生物生産性の高い沿岸閉鎖性海域の典型である(菅野, 1981)。ここではアサリ(*Ruditapes philippinarum*)、ハマグリ(*Meretrix lusoria*)、アゲマキ(*Sinonovacula constricta*)、タイラギ(*Atrina pectinata*)などの二枚貝類の採貝漁業が栄え、1970年代にはアサリ漁だけでも年間に100,000 tを超える漁獲量に達した(菊池, 2000)。また、ノリ養殖技術が開発され、世界に先駆けてノリ養殖漁業が普及し、1990年代における生産量は約40億枚に達し、日

* 2006年11月6日受領；2007年1月19日受理
著作権：日本海洋学会，2007

[†] 熊本県立大学環境共生学部生態・環境資源学専攻
〒862-8502 熊本市月出3-1-100

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

[‡] 熊本県立大学大学院環境共生学研究科
〒862-8502 熊本市月出3-1-100

^{††} (現所属) いであ株式会社
〒812-0055 福岡市東区東浜1-5-12

^{**} 北海道大学大学院環境科学院
〒060-0813 札幌市北区北13条西8

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

本の養殖ノリ生産量の約4割を占めた(全国漁業連合のり事業推進協議会, 2004)。自然の沿岸生態系としても、日本でもっとも広大な干潟を擁し、底生生物や魚類の希少種が数多く生息している(佐藤, 2000)。ところが、近年、この有明海の生態系に重大な異変が生じている(菊池, 2000; Sato and Koh, 2004; Tsutsumi, 2006)。

その最初の異変は、干潟におけるの二枚貝類の漁獲量の激減として表れた。有明海から獲れる二枚貝類で最も漁獲量の高いアサリは、1980年代後半より急激に漁獲量が減少し、1990年代以降、10,000 tに満たない漁獲量が続けている(九州農政局統計情報部, 1973~2001; 菊池, 2000)。有明海最奥部の佐賀県の干潟を中心に漁獲されていたアゲマキは、1988年には778 tの漁獲が記録されたが、1994年以降はまったく獲られていない(吉本, 1998)。このような貝類漁獲量が激減した原因は未だ不明な部分が残されている。アサリに関しては、その主産地である熊本県熊本市の緑川河口干潟ならびに荒尾市の干潟において、沖合の海底から採取した砂を用いた覆砂事業により漁獲量はめざましく回復している(堤ら, 2002a; 堤, 2005a)。一方、有明海に注ぐ筑後川をはじめとする主要河川では、1960年代より大量の川砂が採取されてきた。そのため、有明海へ流入し、アサリ漁場となってきた砂質干潟に堆積する砂の量が、過去40年あまりの間に激減していた(横山, 2005)。砂質干潟におけるアサリをはじめとする二枚貝類の激減は、このような河川からの砂の供給量の激減の中で起きた現象である(Tsutsumi, 2006)。

2番目の生態系異変は、秋季から初冬の冷却期(10月~12月)における大規模な赤潮の発生である。水産庁九州漁業調整事務所がまとめた赤潮の記録「九州海域の赤潮」より、冷却期における赤潮の発生規模指標(最大面積(km²)×継続日数)を求めると(水産庁九州漁業調整事務所, 1982~2004)、その指標が5,000を超える赤潮は1980年代に1度も発生していない。一方、1995年および1997年~2003年には、毎年この時期に指標が10,000を超える大規模な赤潮が発生した(堤, 2005b; 堤ら, 2006)。このことは、有明海奥部の佐賀県の海域(約200 km²)および福岡県の海域(約170 km²)の全域で、約27日間にわたって赤潮が発生したことに相当する。特に、2000年12月~2001年3月の珪藻類

*Rhizosolenia imbricata*ならびに2002年10月~12月の渦鞭毛藻類 *Akashiwo sanguinea*による赤潮の発生では、赤潮プランクトンによる栄養塩の消費のために養殖ノリが色落ちし、ノリ養殖漁業に大打撃を与えた(堤, 2005b; Tsutsumi, 2006)。

3番目の生態系異変は、夏季における底層水の貧酸素化現象である。貧酸素化とは、一般に海水中の溶存酸素濃度(DO)が2~3 ml L⁻¹(2.8~4.2 mg L⁻¹)以下に低下する現象を指す(門谷, 1998)(以下、本論文ではDOが4.0 mg L⁻¹未満の状態を貧酸素状態とする)。貧酸素水が発生すると、海底の基質中では硫酸還元細菌が活性化され、さらに呼吸代謝を阻害する硫化水素が発生する(Dugan, 1972)。硫化水素は濃度がμmol L⁻¹レベルの低濃度でも生物種によっては致死的な作用を及ぼしている(Oseid and Smith Jr., 1974a, 1974b; Thompson et al., 1991; Vismann, 1991, 1996; Bagarinao, 1992)。すなわち、DOの低下と硫化水素発生両方の効果で、底生生物の棲息は難しくなる(玉井, 1994)。このような底層における貧酸素水の発生が、有明海奥部で発生したことを最初に報告した研究文献は、1996年6月における諫早湾沖合の例が最初である(東, 2000)。2001年8月上旬には、諫早湾および有明海奥部の広範囲にわたって、底層で貧酸素化現象が観測された(日本自然保護協会, 2001; 堤ら, 2003)。

本研究においては、これらの有明海奥部における生態系異変の中で、海底生態系への影響が最も大きい要因の一つである底層における貧酸素水の発生に着目した。有明海は潮汐に伴う潮位変動が大きく、それが速い潮流を発生させる。有明海奥部の水深は20 mに満たない場所であるが、潮位差は大潮時で約6 m、小潮時でも約2.5 m程度に達する。このような水深が浅く、海水流動の大きい海域において、夏季に広範囲にわたって底層で貧酸素水が発生することは、極めて異例である。

底層における貧酸素水の発生は海底生態系を大きく衰退させる要因となりうる。世界各地の沿岸閉鎖性海域では、人為的な影響で、大規模な貧酸素水が発生するようになった場所が数多く報告されている(Diaz and Rosenberg, 1995; United Nation Environmental Program, 2004)。有明海奥部においても、その発生状況を

追跡する調査研究を行なうことは、広大な干潟を抱え、生物生産性がきわめて高く、「豊饒の海」と呼ばれてきたこの海域の生態系を保全していくために不可欠な作業である。

そこで、筆者らは、2001年8月、有明海奥部の底層で、広範囲におよぶ貧酸素水を観測して以来、冬季攪拌期を除き、同海域で毎月水質観測を行なうとともに、随時、海底環境の調査を継続している。本論文では、2001年～2005年夏季の有明海奥部の底層における貧酸素水の発生状況、貧酸素水発生時の海洋構造および底質の化学組成について報告し、有明海奥部の底層で広範囲に貧酸素水が起きるようになったメカニズムと原因について、有明海奥部西側の内湾の諫早湾で進められている国の干拓事業による1997年4月の潮受け堤防締めきりの影響を併せて考察する。

2. 調査内容と方法

2.1. 調査地点

本研究において、九州西岸の有明海奥部に設定した調査地点をFig. 1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熊本市沖にかけて、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10か所の調査地点 (Sta. S1～Sta. H) を設定した。また、これらの有明海縦断方向に設定した調査地点と、Sta. Aにおいて直交する有明海最奥部を横断する方向に、佐賀県太良町沖から福岡県柳川市沖にかけて、約3 km間隔でSta. Aを除き、さらに4か所の調査地点 (Sta. A1～Sta. A4) を設定した。

2.2. 調査方法

有明海の縦断方向の調査地点における水質調査は、2001年8月3日～2005年12月1日まで、冬季を除いて、原則として毎月1回合計46回行なった。ただし、2001年8月3日の調査はSta. B～Sta. HおよびSta. Jの8地点、2001年9月7日～2002年7月31日までの10回の調査はSta. A～Sta. Kの11地点、2002年9月25日以降の35回の調査はSta. S1～Sta. Hの10地点で行なった。底質調査は、Sta. S2, Sta. A, Sta.

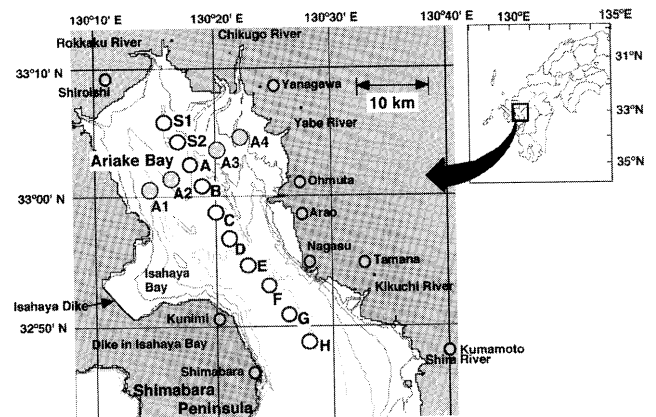


Fig. 1. Study areas and sampling stations in Ariake Bay.

B, Sta. Cの4地点において、2002年4月28日～2004年2月11日まで原則として毎月1回合計18回行ない、さらに2004年6月9日と2005年8月28日および12月1日に行なった。これらすべての調査は風が弱く波静かな期間に、調査開始より5時間以内に行なった。また、調査時の潮汐は、2002年4月28日と5月20日および7月8日の3回の調査が大潮で、他の調査は中潮～小潮時であった。

有明海最奥部を横断する方向に設定した5調査地点 (Sta. Aを含むSta. A1～Sta. A4) においては、2005年8月28日に縦断方向の調査が終了した後、Sta. A4よりSta. A1の方向へ水質調査を行なった。

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) を海中に降ろし、水温、塩分、DOおよび蛍光値を水面下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、縦断方向の各調査地点において、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 (堤ら, 2003) として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5回、標準海水 (離合社) を測定することによって校正した。

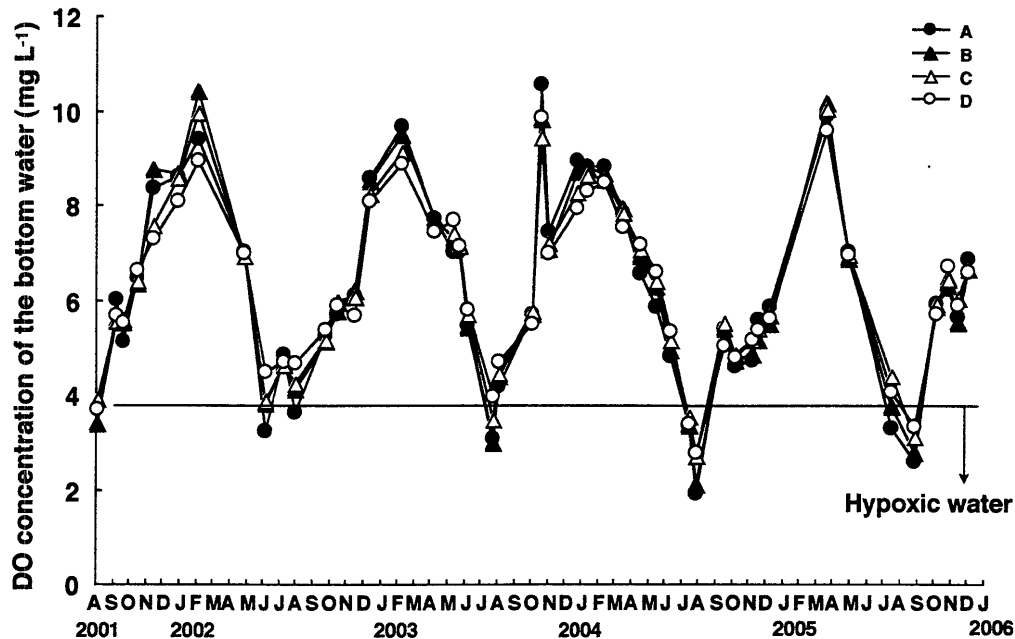


Fig. 2. Seasonal fluctuations of DO in the water just above the seafloor in the innermost areas of Ariake Bay (Sta. A to Sta. D).

底質調査は、各地点においてエックマンバージ型採泥器を用いて底質を採取し、その採取した底質に方形コアサンプラー (5 cm × 5 cm × 5 cm) を挿入して粒度分析用底質サンプルを1回採取し、さらに円形コアサンプラー (直径 18 mm) を5回挿入して化学分析用底質サンプルを採取した。粒度分析用底質サンプルは、研究室でウェットシービング法を用いて粒度組成を分析した。化学分析用底質サンプルは、それぞれのサンプルの表層約 1 cm を取り出して混ぜ合わせ、採取後すぐに冷媒を入れたクーラーボックスに保管し、研究室に持ち帰った。調査当日中に、各調査地点のサンプルより約 1 g を試験管にとり、10 mL のアセトンで抽出し、水質計の蛍光値校正のためのクロロフィル a (Chl-a) 濃度測定と同様の方法で、光合成色素 (Chl-a およびその分解物であるフェオフィチン) の含量を測定した。また、約 3 g をシャーレに取り、湿重を測定した後、乾燥機にかけて (60°C, 3 日間) 乾燥重量を測定し、含水率を求めた。残りのサンプルは凍結保存し、凍結乾燥後、2 N の塩酸を用いて無機炭酸塩を除き、真空乾燥後、元素分析計 (Fisons, NA1500) を用いて、TOC (Total Organic Carbon: 全有機炭素量) および TN (Total Nitrogen: 全

窒素量) を測定した。

3. 結果

3.1. 貧酸素水の発生と海洋構造

Fig. 2 には、有明海最奥部の Sta. A~Sta. D における海底直上水の DO の 2001 年 8 月~2005 年 12 月までの季節変化を示す。これらの調査地点においては、毎年 6 月~8 月に一時的に DO が著しく低下する現象が観測された。2001 年 8 月 3 日の Sta. B~Sta. D, 2002 年 6 月 5 日の Sta. A~Sta. C, 2002 年 7 月 31 日の Sta. A, 2003 年 7 月 23 日の Sta. A~Sta. D, 2004 年 7 月 15 日および 7 月 28 日の Sta. A~Sta. D, 2005 年 7 月 16 日の Sta. A~Sta. B および 8 月 28 日の Sta. A~Sta. D においては、DO が 4 mg L⁻¹ 未満の貧酸素状態であった。特に、2004 年 7 月 28 日には、これらの 4 地点において、DO が 1.93 mg L⁻¹~2.78 mg L⁻¹, 2005 年 8 月 28 日には 2.61~3.34 mg L⁻¹ まで低下した。2001 年 8 月より 5 回の夏季における水質調査結果からは、貧酸素化現象が有明海最奥部で年々進行する傾向が認められた。

2001年～2005年の夏季の水質調査において、それぞれの年でもっとも発達した貧酸素水が観測された時(2001年8月3日, 2002年7月31日, 2003年7月23日, 2004年7月28日, 2005年8月28日)の有明海縦断方向に設置した各調査地点の水温と塩分およびDOの鉛直プロファイル断面図として示す(Fig. 3(a))。これらの調査は、いずれも梅雨期における大量の淡水の流入および盛夏の日射によって、水面下約4～8 m付近に塩分および水温の躍層が発生していた。この時、2001年8月3日ではSta. B～Sta. E, 2002年7月31日ではSta. A, 2003年7月23日ではSta. S2～Sta. D, 2004年7月28日ではSta. S2～Sta. F, 2005年8月28日ではSta. S2～Sta. Eにおいて、躍層の下の底層で貧酸素水が発生していた。観測される貧酸素水のDO値が年ともに低下する傾向(Fig. 2)が見られるだけでなく、DOの鉛直プロファイルの断面図(Fig. 3(a))は、貧酸素水の発生海域が有明海最奥部海域で徐々に南方の地点へ拡大していた。さらに、その貧酸素水のDO値も低下してきたことを示している。

貧酸素水の調査研究を目的とした水質調査において、2005年だけは8月28日に調査を行ない、前年までの4年間の調査とは約1か月遅い。これは8月上旬の調査予定日に九州地方に台風が接近し、強風と波浪のために調査ができなかったためである。しかし、Sta. Aの海水表面の塩分は21.0に低下したままで、梅雨期に流入した淡水によって生じた塩分成層がまだ残っていた。そこで、2005年8月28日には、有明海最奥部海域における貧酸素水の発生規模をさらに明確にするために、2004年7月の調査で最も低いDO値が観測されたSta. Aにおいて、縦断方向の調査地点のラインと直交する横断方向に設定した調査地点(Sta. A1～Sta. A4)で、同様な水質調査を行なった(Fig. 3(b))。その結果、Sta. A1では水面下約7 mの場所に、Sta. A4では水面下約4 mの場所に、縦断方向の調査地点と同様に塩分および水温の躍層が形成されていた。そして、すべての調査地点において、その下層で貧酸素水が発生していた。海底直上水のDOは、Sta. A1で2.20 mg L⁻¹, Sta. Aで2.64 mg L⁻¹, Sta. A3で2.87 mg L⁻¹まで減少していた。このように、貧酸素水が発生していた海域は、Sta. S2～Sta. Eまでの長さ約15 km, Sta.

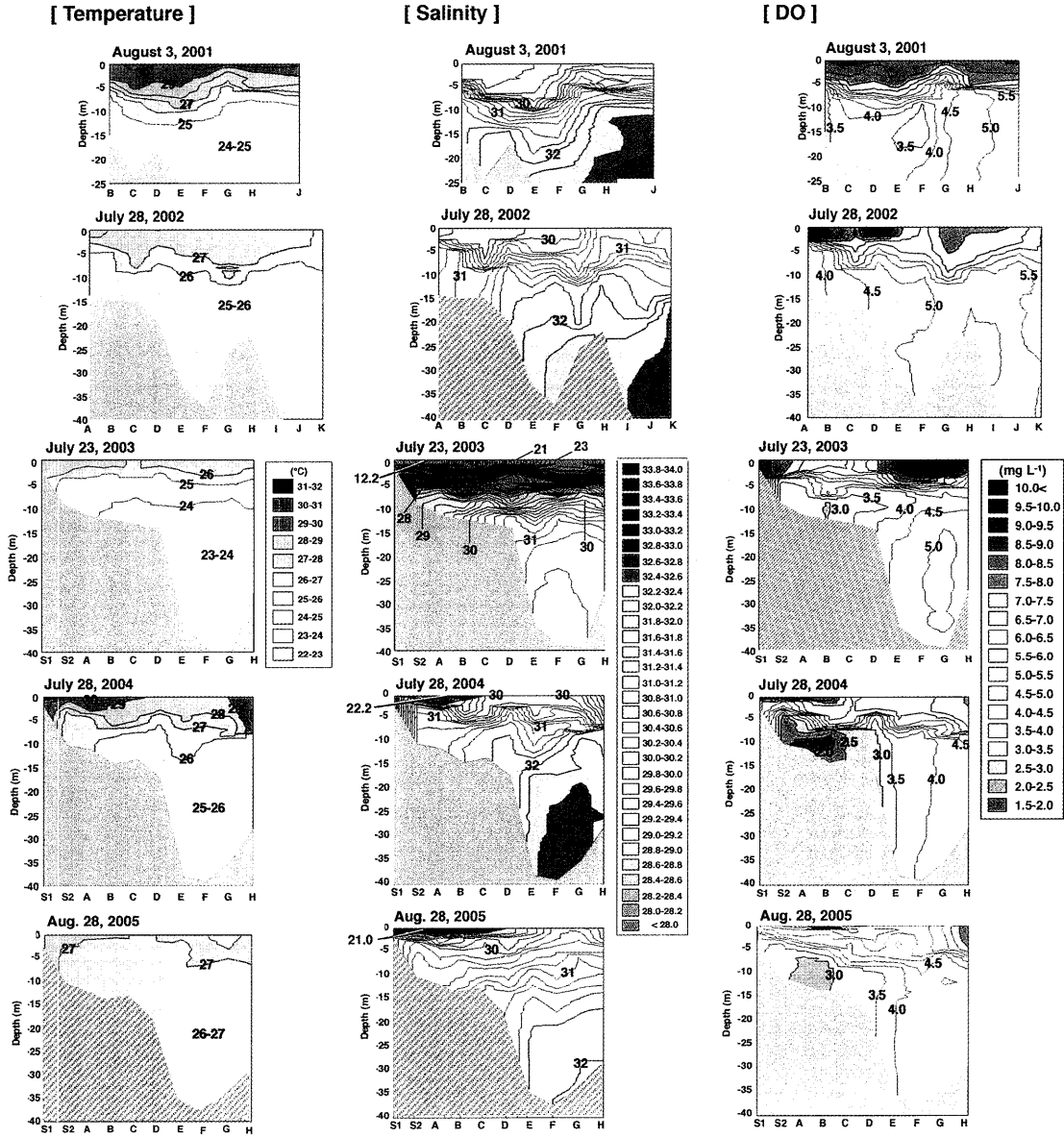
A1～Sta. A4までの幅約12 kmにおよび、有明海奥部のほぼ全域の水面下約4～7 m以深の層で貧酸素水が発生していた。

3.2. 貧酸素水が発生する水質条件

有明海最奥部の広範囲にわたる海域で貧酸素水が毎年夏季に発生し、その発生域がさらに徐々に拡大してきた原因を明らかにするために、貧酸素水の発生が観測された2001年8月3日, 2002年7月31日, 2003年7月23日, 2004年7月15日および7月28日, 2005年7月16日および8月28日の合計7回の水質観測結果より、海底直上水が貧酸化していた最奥部海域の3調査地点(Sta. A, Sta. B, Sta. C)における表層水と海底直上水間の密度差と海底直上水の水温との関係进行分析した(Fig. 4)。前者は成層の強度を示す。成層強度の増大は、表層水中の植物プランクトンによる光合成で生産された溶存酸素が、成層の発達によって底層へ供給されにくくなることを示す。後者は海底の基質表層に堆積した有機物を分解するバクテリアの活性に強い影響を与える。海底直上における水温の上昇は、堆積物中の有機物を分解するバクテリアの活性を高め、溶存酸素の消費速度が高まる。上述の7回の調査では、最奥部海域の3調査地点でのべ17回の貧酸素水が観測されたが、いずれも表層水と海底直上水間の密度差が1.8(σ_t)以上で、海底直上水の水温が23.8°C以上の水質条件の時に発生していた。

これらの貧酸素水発生時の水質条件は、さらに次の2つに大別することができる。まず5回の貧酸素水は、海底直上水の水温が夏季としては比較的低い範囲にあったが(23.8～24.2°C)、表層水と海底直上水間の密度差が9.6～17.2(σ_t)に達し、大きな密度差が生じていたのが特徴である。これらの調査結果は、いずれも2003年7月23日および2005年7月16日の調査結果であり、梅雨明け直後で、大雨による大量の淡水の流入によって海水表面の塩分が9.28～18.52に低下していたことが、貧酸素水発生の大きな要因と考えられる。一方、残り12回観測された貧酸素水は、表層水と海底直上水間の密度差が1.8～7.4(σ_t)の条件下で発生し、前者よりも密度差が大幅に小さかったが、海底直上水の水温は24.2～26.8°Cに上昇し、海底直上水の水温

(a)



(b)

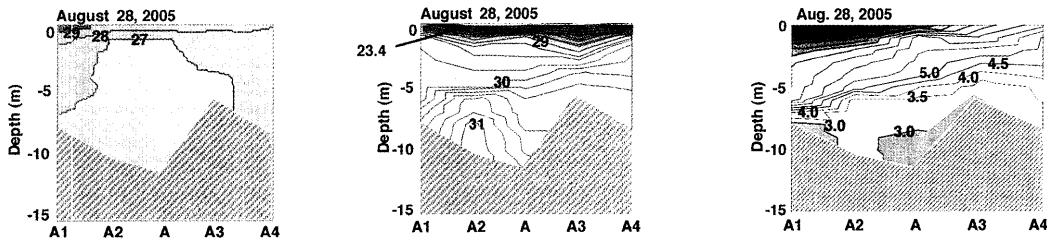


Fig. 3. Cross-sections of temperature, salinity, and DO of the water at the sampling stations (a) along a longitudinal direction in Ariake Bay and (b) along a lateral direction in the inner area of Ariake Bay, when hypoxic conditions occurred in the bottom layer during summer.

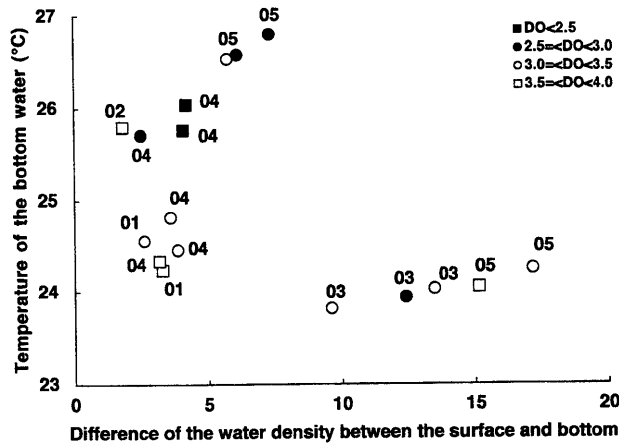


Fig. 4. The relationship between, on the one hand, difference of water density (σ_t) between the surface water and bottom water and, on the other hand, temperature of the bottom water when hypoxic conditions occurred in the water just above the seafloor at Stations A to D in the inner areas of Ariake Bay during summer of 2001 to 2005.

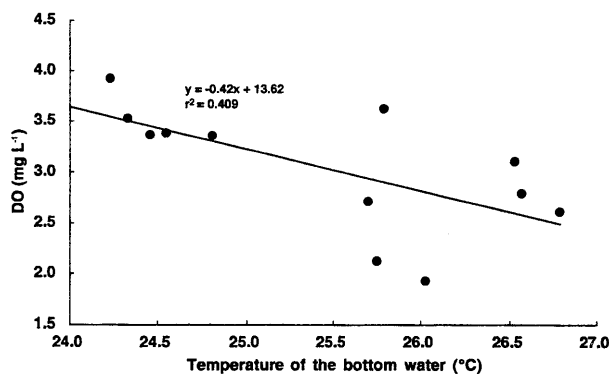


Fig. 5. The relationship between temperature and DO of the bottom water when hypoxic conditions occurred in the bottom water at Stations A to D in the inner areas of Ariake Bay during summer of 2001 to 2005.

と DO の関係には有意な相関関係が認められた (Fig. 5, $r^2 = 0.409$, $F=6.933$, $p=0.025$)。これらの調査結果には、もっとも低い DO が観測された 2004 年 7 月 28 日の Sta. A および Sta. B (1.93 および 2.12 mg L^{-1}) も

含まれていた。このような貧酸素水は、梅雨明け後に塩分成層が解消される途上にある時に、盛夏の日射による水温の上昇によって、海底の堆積物および底層水中のバクテリアによる有機物分解が促進され、酸素消費速度の上昇したことが大きく影響していると考えられる。しかし、 $24.2 \sim 26.8^\circ\text{C}$ (平均 $25.5 \pm 0.9^\circ\text{C}$, S.D.) の海底直上水の水温は、有明海奥部において特別に高い水温ではない。

一例として、佐賀県が行なった浅海定線調査のうち、本研究の Sta. A にもっとも近い Sta. 5 (水深 10~16 m, 33.042°N , 130.240°E) において、1972 年~2003 年に、海底直上 1 m 層の DO が各年でもっとも低下した 7 月または 8 月の海底直上 1 m 層および海水表面の水温を示す (Fig. 6)。この期間中の海底直上 1 m 層の水温は $21.8 \sim 27.6^\circ\text{C}$ ($25.0 \pm 1.4^\circ\text{C}$, S.D.) であった。この水温の範囲は、本研究における前述の 12 回の貧酸素水観測時の水温との間に統計学的な有意差は認められなかった (F-test, $F=1.134$, $p=0.293$)。また、海水表面の水温は $27.5 \pm 1.5^\circ\text{C}$ (S.D.) で、近年、顕著に上昇する傾向も認められなかった。

したがって、有明海奥部における貧酸素水は海水表面と海底直上水間の密度差が $1.8 (\sigma_t)$ 以上で、海底直上水の水温が 23.8°C 以上の水質条件で発生していた。そして、成層度が強化されても貧酸素水の DO 値の低下は緩やかで、海底直上水の水温上昇の方が DO 値の低下に大きな影響を与えていた。しかしながら、近年、夏季の海底直上水の水温に上昇傾向は認められないにもかかわらず (Fig. 6)、奥部海域では貧酸素水の発生域が拡大し (Fig. 3)、貧酸素水の DO 値もさらに低下する傾向が認められた (Fig. 2)。このことは、奥部海域の海底における酸素消費量が増加していることを意味している。

3.3. 海底における有機物の堆積

有明海の縦断方向に設定した調査地点の中で、夏季に底層で貧酸素水が発生する奥部の 4 調査地点 (Sta. S2, Sta. A, Sta. B, Sta. C) において、底質表層 (深さ 1 cm まで) の有機物含量を TOC で評価し、2002 年 4 月~2005 年 12 月までの変化を Fig. 7 に示す。Sta. S2 では、2002 年 9 月~2003 年 2 月と、2003 年 4 月~2005

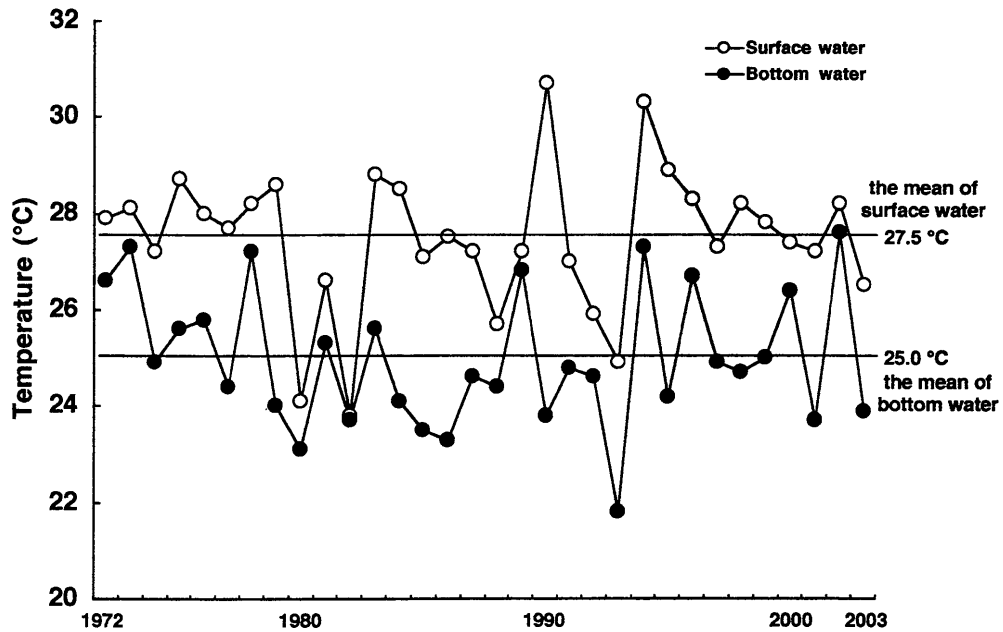


Fig. 6. Fluctuations in temperature of the surface water and the water 1 m above / the seafloor when DO of the bottom water became lowest in the year at Sta. 5 in Coastal Water Quality Monitoring (Senkai Teisen Chousa) conducted by Saga Prefecture.

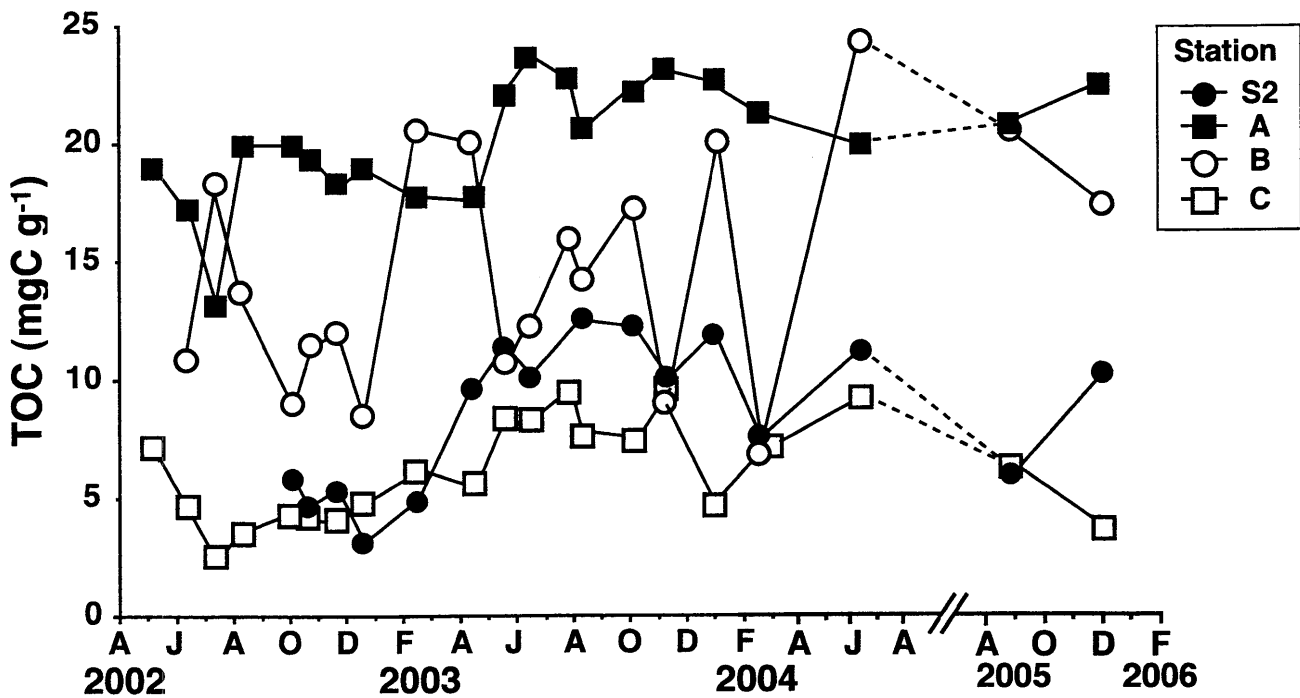


Fig. 7. Seasonal fluctuations of TOC in the surface sediment at the innermost areas of Ariake Bay (Sta. S2 to Sta. C).

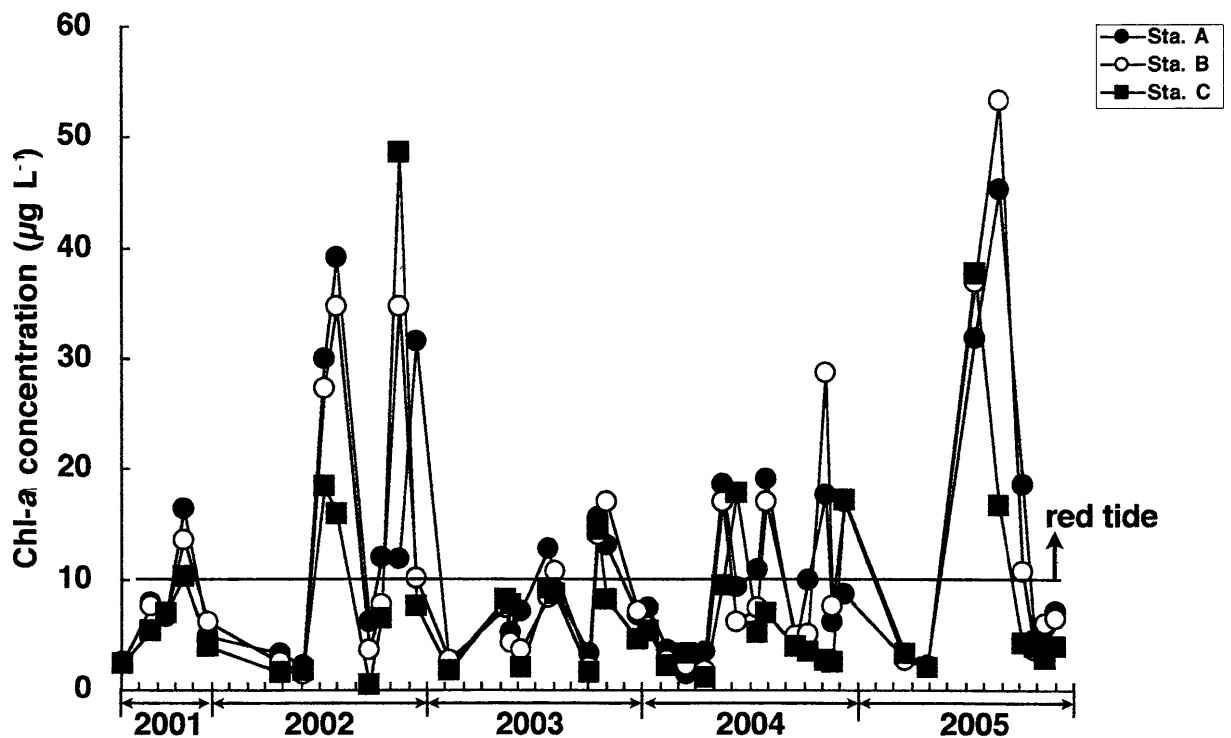


Fig. 8. Seasonal fluctuations of Chl-*a* concentration in the surface layer of water up to 2 m in depth at the inner areas of Ariake Bay (Sta. A to Sta. C).

年12月における底質表層のTOCの平均値が、それぞれ 5.2 ± 1.6 (S.D.) mgC g^{-1} および 10.2 ± 2.0 (S.D.) mgC g^{-1} であり、約1.9倍に増加し、統計学的な有意差が認められた (Mann-Whitney's U test, $U = 1.50$, $p < 0.01$)。Sta. Aでも同様に、2002年4月～2003年2月と、2003年4月～2005年12月における底質表層のTOCの平均値が、それぞれ 18.0 ± 2.1 (S.D.) mgC g^{-1} および 21.7 ± 1.1 (S.D.) mgC g^{-1} であり、約1.2倍の増加として統計学的有意差が認められた (Mann-Whitney's U test, $U = 1.50$, $p < 0.01$)。また、Sta. Bの底質表層のTOCも、調査時による値の変動が激しいが、2004年6月～2005年12月の3回の調査時における値は $17.2 \sim 24.1 \text{ mgC g}^{-1}$ であり、変動幅がSta. Aと同様なレベルへ上昇していた。

このように、夏季に底層で貧酸素水が発生する奥部の4調査地点においては、少なくとも2002年以降、底質表層のTOCに明らかな増加傾向が認められた。このことは、海底への有機物負荷量が増加していることを示しており、その原因の一つには、この海域で頻発す

る赤潮が挙げられる。Fig. 8には、2001年8月～2005年12月におけるSta. A～Sta. Cの表層水(水面下2 mまで)中のChl-*a*濃度の変化を示す。これらの地点では、梅雨期後および秋季を中心に毎年2～3回、表層水中のChl-*a*濃度が $10 \mu\text{g L}^{-1}$ を超える赤潮が発生している。

Fig. 9には、2002年～2005年に発生した合計9回の赤潮発生時における有明海縦断方向に設定した調査地点のChl-*a*濃度の鉛直プロファイルを断面図として示す。調査時の水深が約9～17 mのSta. S2～Sta. Cにおいては、いずれの場合もこれらの地点の表層でChl-*a*濃度が $10 \mu\text{g L}^{-1}$ を超えて赤潮状態となっただけではなく、Chl-*a*濃度の上昇した海水が海底まで到達し、赤潮による一次生産が海底への有機物負荷に寄与していることを示している。Fig. 10には、2005年8月および12月にSta. S2～Sta. Cの4調査地点で採取した底質表層(深さ1 cmまで)のサンプルを用いて求めた、底質のTOCと光合成色素含量(Chl-*a*およびその分解物であるフェオフィチン)の関係を示す。両者には8月お

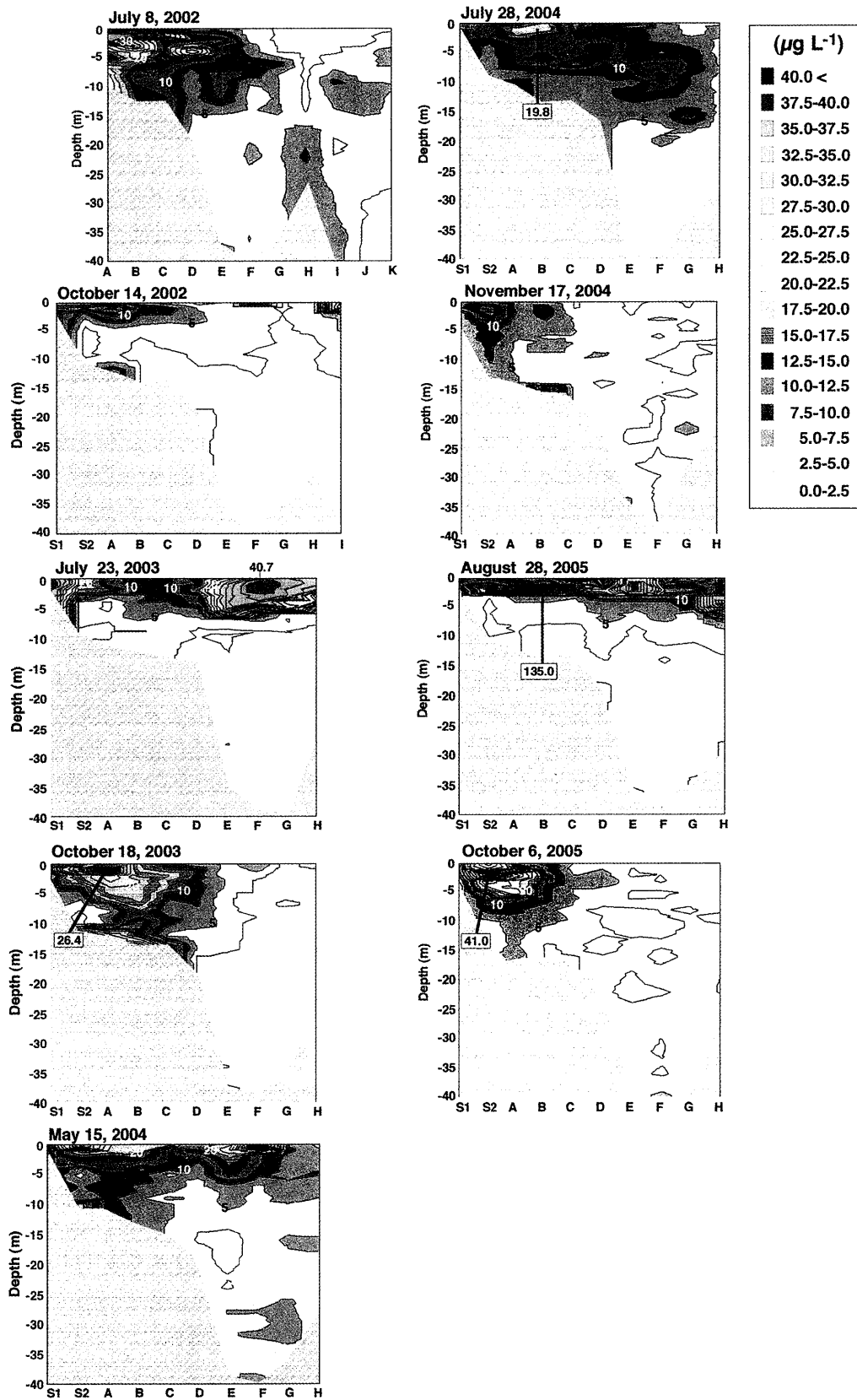


Fig. 9. Cross-sections of Chl-a concentration in the water at the stations arranged in a longitudinal direction in Ariake Bay when red tides occurred in the bay between 2002 and 2005.

よび12月ともに相関係数 r^2 がそれぞれ0.967および0.899に達する強い相関関係が認められた。これらの調査地点の底質に含まれる有機物は、大部分が沈降して堆積した植物プランクトンに由来する有機物で占められていた。したがって、この分析からも、有明海奥部における赤潮の発生が、直下の海底への有機物負荷として作用していることが示された。

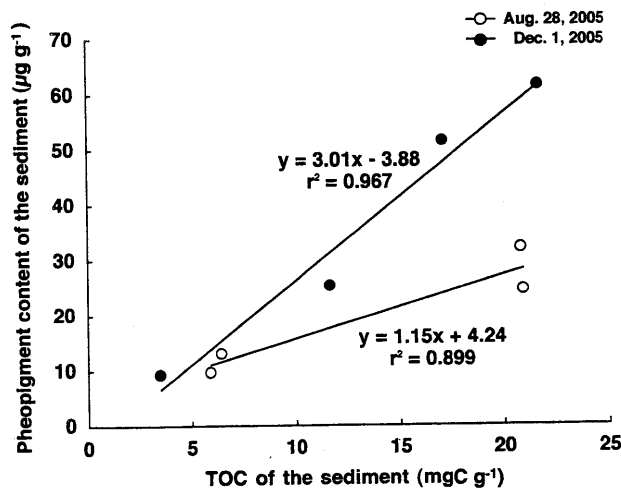


Fig. 10. The relationship between TOC and pheopigment content of the surface sediment in August 28, 2005, and December 1, 2005.

4. 考察

4.1. 貧酸素水および赤潮発生と富栄養化の関係

本研究の調査結果は、有明海奥部において、2001年～2005年の梅雨終了後の水温上昇期に、塩分および水温による成層が形成された底層で貧酸素水が発生し、海底直上水のDOは年々さらに低下する傾向が見られ(Fig. 2)、2005年8月の調査では、有明海奥部のほぼ全域の水面下約4～7 m以深の層に及ぶことが判明した。筆者らの追跡調査では、2006年8月6日には、同海域の海底直上水のDOが、さらに縦断方向の調査地点Sta. S2～Sta. Cにおいて0.57～1.81 mg L⁻¹、横断方向の調査地点Sta. A1～Sta. A4においても0.14～1.11 mg L⁻¹に低下したことが知られている(熊本日日新聞, 2006)。

このような有明海奥部における夏季の貧酸素水発生は、(1) 同海域の底質表層に含まれる有機物が植物プランクトンにほぼ由来していること(Fig. 10)、(2) 本研究を開始した2001年以降、梅雨期直後および冷却期(10～12月)に毎年大規模な赤潮が発生してきたこと(Fig. 8, Fig. 9)、(3) 冷却期の赤潮は、1998年以降、沿岸域における同量の降水量に対して、その後の発生規模が2～3倍に増加していること(堤, 2005b; Tsutsumi, 2006; 堤ら, 2003, 2006)、(4) 夏季に貧酸素水が発生している奥部海域は水深が20 mより浅く(Fig. 3)、赤潮発生時には増殖した植物プランクトンが沈降して海底まで到達していることが確認されたこと(Fig. 9)から、赤潮プランクトンによって生産された有機物が水深の浅い奥部海域では海底まで沈降して堆積し、夏季の底質表層における酸素消費量を増加させたことが大きな原因の一つになっていると考えられる。

貧酸素水発生域の中心であるSta. S2～Sta. Bにかけては、底質表層の有機物含量に増加傾向が認められる(Fig. 7)ので、海底への有機物負荷量の増加に対して、海底における分解が追いついていないことを示している。したがって、有明海奥部の底層では、夏季に発生する貧酸素水の規模がさらに拡大し、海底生態系に深刻な影響をもたらすことが予測される。

筆者らの研究グループでは、有明海奥部において、底生生物群集に関する定量調査を2001年より随時行ない、その変遷を追跡している。夏季の貧酸素水発生後には、Sta. Aにおいて、2002年の時点ですでに底生生物の総湿重量がわずか5 g m⁻²を下回る状態を記録しており、生物のきわめて貧弱な海底が形成されつつある。その調査結果は別紙にて詳述することとする。この海域は二枚貝類のタイラギ(*A. pectinata*)、甲殻類のガザミ(*Portunus trituberculatus*)、底生魚類のウシノシタ類(*Pleuronectida*)などの良好な漁場として長年利用されてきた場所であり、漁業への影響が懸念されるが、少なくともタイラギの潜水漁業では、顕著な漁獲量の減少が見られている。もともと漁獲量の変動の大きい種類であるが、有明海奥部の佐賀県および福岡県の海域において、1997年には漁獲量がそれぞれ1,700 t y⁻¹および1,300 t y⁻¹を上回っていたが、1998年より急激に減少した後、2000年以降佐賀県の漁場では漁獲が途

絶えたままである。福岡県の漁場でもわずか 50 t y^{-1} 前後の漁獲量が続いている (Tsutsumi, 2006)。

有明海奥部の広範囲にわたる海域では、2001年の夏に、すでに底層で貧酸素水が発生していた (日本自然保護協会, 2001; 堤ら, 2003)。この海域では、佐賀県が1972年より11調査地点において、福岡県が1965年より18調査地点 (1997年より10調査地点) において、それぞれ浅海定線調査を毎月行なってきた。しかし、筆者らが入手している2005年3月までの調査結果では、夏季の海底直上1 m層における貧酸素水の発生は一部の調査地点に限られていて、本研究における調査結果が示すような奥部の広範囲にわたる底層での貧酸素水の発生は観測されていない。一方、独立行政法人水産総合研究センター西海区水産研究所が2005年より有明海奥部で行なっている貧酸素水塊広域連続観測では、貧酸素水が底層で7月～8月の小潮時およびその直後の約1週間程度の期間に発生し、大潮時にはDOレベルが一旦回復することが記録されている (独立行政法人水産総合研究センター西海区水産研究所ホームページ)。このDOの変動は大潮時の潮位変動が約6 mに達する有明海奥部の特性によると考えられる。前述の浅海定線調査では、調査が大潮時満潮前後の約2時間で行なわれてきたので、夏季でも底層のDOがある程度回復したタイミングで調査されてきた可能性が高い。また、調査地点の多くが岸寄りに配置されているので、夏季に成層が形成されても、多くの調査地点の海底がDOの豊富な躍層の上方に位置していた可能性もある。

有明海奥部において、何時ごろから広範囲に底層で貧酸素水が発生するようになったのかに関しては、小潮時に発生する可能性が高い現象に対応した水質調査は2001年以前に行なわれていない。しかしながら、二枚貝類のタイラギの漁獲量の変化から、有明海奥部における貧酸素水発生をある程度推測することができる。この種は有明海奥部のほぼ全域が漁場となっており、プランクトン幼生が基質に定着し、変態した後、移動能力がないので、成長や生残に対して、それぞれの生息場の水質の影響を強く受ける。また、このような殻を持った大型底生生物は、海底への有機物負荷量の増大に伴う海底環境の嫌気化には生理的にもっとも弱い生物であり (Pearson and Rosenberg, 1978; Diaz and Rosenberg,

1995)、貧酸素水の発生には敏感に反応することが予測される。したがって、有明海奥部の佐賀県および福岡県の漁場における漁獲量がある程度維持されていた時には、底層でもタイラギの生息を可能にするDO条件が維持されていたと考えられる。一方、1998年以降の佐賀県および福岡県におけるタイラギ漁獲量の急激な減少は、貧酸素水がこの時期より有明海奥部の広範囲にわたる海域で夏季に起きるようになったことを示している。

有明海奥部と同様に、植物プランクトンが異常増殖して赤潮を招き、そのプランクトンの有機物が海底に堆積して酸素を消費し、酸素が欠乏して貝類などの大量の海洋生物が生存の危機に瀕することになる一連の現象は、近年、アメリカのチェサピーク湾、北欧のバルト海、東欧の黒海をはじめ全世界の沿岸閉鎖性海域に及んでいる (Diaz and Rosenberg, 1995; Karlson *et al.*, 2002; United Nation Environmental Program, 2004)。このような現象は、ほとんどの場合、都市の拡大に伴う生活排水の増加や農業活動の発展に伴って肥料の使用量が増加したことなどにより、陸域から流入する栄養塩流入量が大幅に増加して、海水が富栄養化したことに原因がある。例えば、バルト海では、20世紀の初頭、陸域から流入する栄養塩量が年間に窒素が300,000 t、リンが10,000 t程度と推定されたが (Larsson *et al.*, 1985)、1950年代以降に急増し、1982～1987年の流入量は、窒素が約980,000 t y^{-1} 、リンが約50,000 t y^{-1} に達した。その結果、海水の栄養塩濃度が急速に上昇し (Rosenberg *et al.*, 1990)、毎年夏にはシアノバクテリア (藍色細菌) のブルーミングが起きて海底への大量の有機物負荷となり (Rosenberg *et al.*, 1990, Bianchi *et al.*, 2000)、バルト海中央部では広範囲にわたって底層水が貧酸素化し、海底に黒色の有機汚泥が堆積して、底生生物の多くが死滅した (Karlson *et al.*, 2002)。

一方、有明海奥部では、近年、都市の発達や農業活動の拡大に伴う、陸域からの栄養塩流入量の増加は起きていない。有明海に注ぐ5つの一級河川からの栄養塩流入量は、1978年～1998年の21年間の平均で、TNで7,130 t y^{-1} 、TPで395 t y^{-1} であったが、長期的な増加傾向は認められず、むしろ減少する傾向すら認められた (水産庁増殖推進部, 2001a; 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; 堤, 2005b; 堤ら, 2006)。これら一級河川の年間総流量の約7割を占める筑後川では、下流部において(福岡県久留米市, 瀬の下), 1978年の総窒素および総リン濃度の年間平均値がそれぞれ 1.36 mg L^{-1} , 0.114 mg L^{-1} を記録したが(水産庁増殖推進部, 2001a), 2000年の同地点の年間平均値もそれぞれ 1.40 mg L^{-1} , 0.111 mg L^{-1} であった(国土交通省河川局編, 2003)。

このように、有明海奥部の場合、重要な環境問題となっている「赤潮の発生、および、それに伴う底層における貧酸素水の発生」の現象においては世界各地の富栄養化した沿岸閉鎖性海域と共通しているが、その発端となる原因が海域の富栄養化をもたらす陸域からの栄養塩負荷量の増大ではない点において際立った特徴がある(堤, 2005b; Tsutsumi, 2006; 堤ら, 2006)。

4.2. 陸域からの栄養塩負荷量の増大を伴わない赤潮発生および夏季の貧酸素水発生の原因

有明海奥部では、大雨によって大量の河川水が流入するたびに塩分成層が形成される。この流入する河川水には周年高濃度の栄養塩が含まれているので、成層化した表層では一時的に栄養塩濃度が上昇し、赤潮の発生に繋がる富栄養化状態が発生していた(堤, 2005b; Tsutsumi, 2006; 堤ら, 2006)。また、その赤潮プランクトンによって生産された有機物は海底への有機物負荷量を増加させ(Fig. 7~Fig. 10), 梅雨期終了後の夏季に成層がもっとも強く形成され、水温上昇によって海底に堆積した有機物の分解がもっとも促進される時に、底層で貧酸素水が発生していた(Fig. 2, Fig. 3)。したがって、「陸域からの栄養塩負荷量の増大を伴わない赤潮発生および夏季の貧酸素水発生」には、発生メカニズムの共通項として「成層構造の形成」が関与していた。有明海奥部で成層構造が頻繁に形成され、成層度が強化されれば、これらの2つの現象はより大規模化することを意味している。また、これらの現象が起きるようになった究極的な原因を究明するためには、有明海奥部における成層構造がどのように強化されてきたのか、海洋構造の歴史的な変遷を辿る必要がある。

有明海奥部で佐賀県および福岡県が行ってきた浅海定線調査には、貧酸素水の発生の場合と同様に、海

洋構造の歴史的な変遷が記録されていることが期待された。しかしながら、浅海定線調査の採水による水質調査では、採水層が表面、海底直上1 m、水深が10 mより深い地点であれば水面下5 mおよび海底直上1 mのわずか2層ないし3層しかないので、水温や塩分の躍層がどの水深に形成され、赤潮が発生する塩分の低下した表層水の厚みを評価することができない。また、大潮時満潮前後の約2時間の調査であるためか、筆者らのように多項目水質計を用いていないためか、有明海奥部で成層構造が形成されても、その表層の塩分低下を十分に捉えていないという調査法の問題も含まれていた(堤ら, 2006)。浅海定線調査は、赤潮と貧酸素水の発生を招く海洋構造の形成過程を解析するために求められる調査精度を満たしているとは言い難い。

柳・下村(2004)は、この浅海定線調査の結果を用いて、有明海における1990年~2000年の成層度の時空間的变化を解析した。その結果、この期間中、夏季(6月~8月)の成層度は有明海のほぼ全域で減少傾向にあることを示し、筆者らのこれまでの研究(堤, 2005b; 堤ら, 2003, 2004, 2006; Tsutsumi, 2006)および本研究の水質調査の結果から導き出した、赤潮および貧酸素水の発生メカニズムの共通項としての成層形成とは相反する結論に至っている。また、成層度減少の原因として、夏季の河川流量の減少と平均風速の増大による蒸発量の増加のために、有明海表層の塩分が高くなり、表層水の密度が高くなって、鉛直密度差が小さくなったことを指摘した。しかし、解析に用いられた浅海定線調査の結果は、毎月1回、大潮時満潮前後の約2時間内に観測された水質であり、上述の調査精度の問題に加えて、調査は毎月の2回の大潮のどちらで行なうかは決められていない。実際、現場調査は海況に左右されるので、そこまで決めて行なうことは難しい。一方、6月~7月の梅雨期にどのタイミングで大雨が発生するか、その雨量はどの程度のものになるかは予測できない。そのため、大雨後に塩分成層が形成されても、その実態をどの程度反映した観測結果が得られるかは、大雨発生とその月の調査日のタイミングに大きく左右される可能性が高い。

そこで、筆者らは、柳・下村(2004)と同様に、1990年~2000年の各年の6月~8月における有明海沿岸の

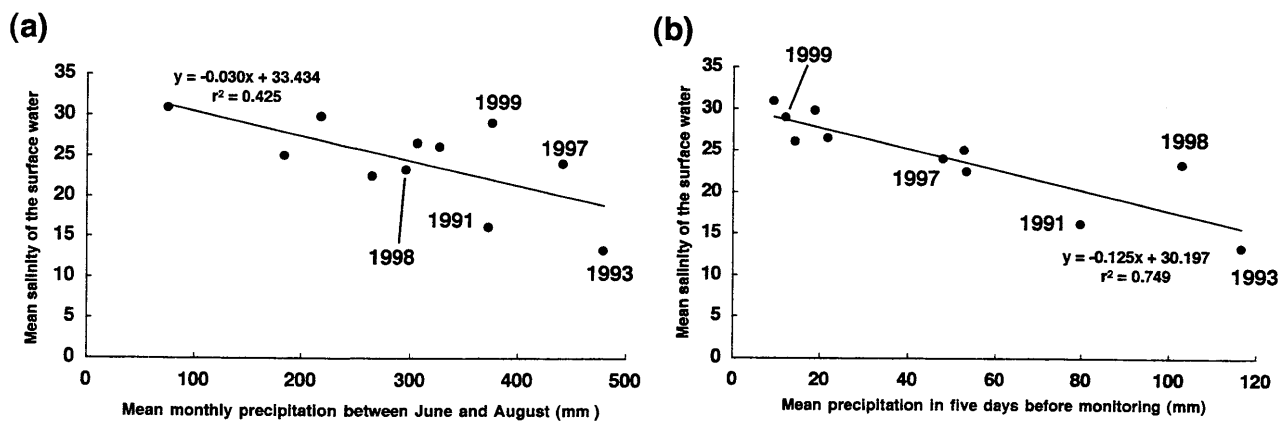


Fig. 11. The relationship (a) between mean monthly precipitation in Shiroishi Town in Saga Prefecture and mean salinity of the surface water at 10 stations of Coastal Water Quality Monitoring (Senkai Teisen Chousa) conducted by Saga Prefecture in Ariake Bay during June to August in 1990 to 2000, and (b) between mean precipitation in Shiroishi Town for the five days immediately preceding the sampling day of Coastal Water Quality Monitoring and mean monthly salinity of the surface water at 10 stations of Coastal Water Quality Monitoring by Saga Prefecture in Ariake Bay in the months of June to August in 1990 to 2000. The precipitation data in Shiroishi Town in Saga Prefecture are based on the observations by the Japan Meteorological Agency.

佐賀県白石町の気象庁観測点の降水データ (気象庁ホームページ) および佐賀県の浅海定線調査 (11 地点) の海水表面の塩分データを用いて、両者の関係を解析した (Fig. 11)。6 月～8 月の平均月間降水量とこの期間中の 3 回の浅海定線調査における海水表面の塩分に関する全調査地点の平均値の関係 (Fig. 11(a))、および 6 月～8 月の浅海定線調査の直前の 5 日間における平均降水量と同塩分の関係と比較する (Fig. 11(b))。その結果、海水表面の平均塩分は、調査直前の 5 日間における平均降水量とより強い相関関係が認められた ($r^2 = 0.749$)。浅海定線調査における海水表面の塩分の観測結果は、月間降水量よりも調査直前の短期間の降水状況に強く左右されている。柳・下村 (2004) では、1991 年および 1993 年に観測された海水表面の塩分低下 (16.16, 13.27) によって最も大きい成層度が発生し、1994 年～2000 年にはこれらに匹敵する塩分低下が生じなかったことが、本研究において「夏季の成層度は有明海のほぼ全域で減少傾向にある」との結論を導き出す根拠となっている。しかし、これらの 2 年間は、Fig. 11 に示すように、平均月間降水量がそれぞれ 373 mm および 480 mm に達した

のと同時に、調査直前 5 日間の平均降水量も 80 mm および 117 mm に達し、平均月間降水量の多さに対応していた。これに対して、1997 年および 1999 年の場合、平均月間降水量がそれぞれ 442 mm および 376 mm に達したが、調査直前 5 日間の平均降水量は 48mm および 12 mm と少なかった。観測された平均塩分は 23.95 および 28.97 で、1991 年および 1993 年のような極端な低下は観測されなかった。一方、1998 年は、平均月間降水量は 296 mm と少なめであったが、調査日前 5 日間の平均降水量が 103 mm に達して 2 番目に多く、平均塩分も 23.27 に低下していた (低い方から 4 番目)。

以上のように、柳・下村 (2004) は、浅海定線調査において、1991 年および 1993 年に、タイミングよく梅雨期の大雨によって塩分が低下した時に得られたデータを用いて、1990 年～2000 年の夏季 (6 月～8 月) における成層度の減少傾向を導き出したものである。この論文は、有明海奥部における成層度の経年変化の解析に求められる調査精度を満たしていない浅海定線調査の結果を用いて、成層度の変化を評価しており、「この 11 年間に有明海の夏季の成層度は小さくなっていること

が明らかになった。」とする結論を下したことは誤りである。さらに、この論文では、9月の台風襲来期に鉛直混合された海水が、冷却期(10~12月)に再び表層塩分の低下によって成層が形成され、赤潮発生の原因となる現象(cf. 堤ら, 2004, 2006; Tsutsumi, 2006)を扱っていない。解析に用いられた浅海定線調査では、冷却期における成層の形成がほとんど観測されていない(堤ら, 2006)。

4.3. 奥部海域における成層構造の形成への諫早湾干拓事業の影響

有明海奥部において、赤潮や夏季の貧酸素水発生の原因となる成層構造が近年強化されたり、形成されやすくなってきたのか、これを実証するために求められる調査精度を有し、これらの現象が顕著化する前の少なくとも1990年代初頭より継続されてきた観測結果は存在しない。しかし、2001年以降における筆者らの研究グループの調査結果(堤, 2005b; 堤ら, 2003, 2004, 2006; Tsutsumi, 2006, 本研究)では、(1)塩分成層が形成された時に、その表層で赤潮が発生してきたこと、(2)冷却期(10月~12月)の赤潮に関して、1980年代には最大面積が50 km²を上回るような赤潮の発生例はほとんど報告されていないこと、(3)冷却期の赤潮の発生規模は、最大面積に継続日数を乗じて求めた発生規模指標で、1998年以降、沿岸域における同量の降水に対して約2~3倍に拡大したこと、(4)2001年以降の水質観測の結果では、台風の影響を受ける9月および冬季(1月~2月)を除いて、頻繁に塩分成層が観測されていること、(5)5つの一級河川から有明海奥部への栄養塩負荷量には、少なくとも1980年代以降、大きな変化が見られないこと(水産庁増殖推進部, 2001a)を考慮すると、有明海奥部で赤潮の発生を伴うような塩分成層の形成は、1998年以降、急に形成されやすくなったと推測される。また、その結果、同海域の海底への有機物負荷量が増加し(Fig. 7)、梅雨期が終了した後の水温上昇期には、海底に堆積した有機物の分解促進による酸素消費量の増加によって、底層で貧酸素水が発生するようになったと考えられる。

以上のように、有明海奥部における赤潮および貧酸素水発生を招いている究極的な原因は、1998年前後に

発生したと推論される。しかも、それは世界各地の沿岸閉鎖性海域から報告されている陸上からの栄養塩負荷量の増大によって生じたものではなく(cf. Diaz and Rosenberg, 1995)、塩分成層が形成されやすくなったことが関与していると考えられる。このような1998年前後に、有明海奥部における海洋構造の物理的な変化をもたらさう大規模なイベントという観点から推論すれば、1997年4月に有明海奥部西側の内湾である諫早湾において行なわれた干拓事業に伴う潮受け堤防の締めきり以外に、海岸線の地形変化を引き起こし、潮流に影響を与える大規模なイベントは起きていない。

諫早湾潮受け堤防の締めきり後、有明海奥部西側の諫早湾沖合や島原半島沿岸においては、実際に下げ潮の流速の20%程度の減少が報じられている(西の首ら, 2004a, 2004b)。この有明海西岸の海域は、下げ潮時における流速が沿岸で最も速くなる特性があり(有明プロジェクト, 2002)、有明海最奥部に河口がある筑後川などから流入した淡水が、河口循環流および潮流による水平拡散によって湾口部方向へ移流拡散していく場所として最も重要な海域である(松野・中田, 2004; 宇野木, 2004; 堤ら, 2006)。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ている(水産庁増殖推進部, 2001b, 2001c)。この諫早湾湾口およびその沖合の海域は、前述の「有明海最奥部へ流入した淡水が、河口循環流および潮流による水平拡散によって湾口部方向へ移流拡散していく場所として最も重要な海域」に含まれる。

諫早湾の潮受け堤防の締めきりによって、この海域の潮流の減少を招くと、大雨によって有明海奥部海域に流入した淡水の湾口部方向への潮流による水平拡散の効果は弱められることになる。柳・阿部(2005)は、河口循環流は弱い潮流、すなわち小さな鉛直混合の元で強められるので、海水交換は良くなると指摘している。したがって、諫早湾の潮受け堤防の締めきりによる潮流の減少は、有明海奥部における鉛直混合を弱め、成層構造を強化したが、弱くなった潮流のもとでは、河口循環流の効果は大きくなり、海水交換率は良くなったと推測される。

しかしながら、現状の有明海奥部では、塩分成層が形成された時に、大規模な赤潮が発生し、夏季の底層では広範囲にわたって貧酸素水が発生している (Fig. 3)。塩分成層が形成されると、流入した高濃度の栄養塩を含む河川水が海水で希釈されにくくなり、表層の栄養塩濃度が一時的に急激に上昇し、表層だけ富栄養化状態となって大規模な赤潮の発生を招く (堤ら, 2006)。さらに、本研究の結果が示すように、そのことが赤潮の発生した海域での海底へ沈降する有機物量の増大を招き、底層の酸素消費量を増加させて、貧酸素水発生の原因となっている。陸域からの栄養塩流入量の増加は、少なくとも 1970 年代後半より現在に至るまで有明海では起きていないので (堤, 2005b; 堤ら, 2006), 河川水の流入による塩分成層さえ形成されなければ、赤潮の発生を招くような富栄養化状態は、有明海で発生するはずがない。したがって、河口循環流の効果が大きくなり、海水交換率が良くなっても、潮流の減少による成層の強化は大規模な赤潮の発生を招き、夏季の底層における広範囲な貧酸素水の発生を招く原因になる。諫早湾干拓事業における潮受け堤防の締めきりによる潮流の減少は、このようなメカニズムを通して、有明海奥部海域の生態系へ大きな攪乱をもたらす原因となっていると考えられる。

諫早湾干拓事業を遂行する農林水産省は、九州農政局のホームページ上で、「底層水の貧酸素化が進行しているのは、潮受堤防の締めきりによって有明海の成層度が増加したからではありませんか？」という質問に対して、佐賀県の浅海定線調査の結果を用いて、「これまでの調査からは、潮受堤防の締めきりに成層度が増加したとの結果は得られていません。」と述べている (九州農政局ホームページ)。また、実測値、つまり浅海定線調査の結果に基づく検討より、「“有明海における成層度は、1990 年～2000 年にかけてほぼ全域で減少したことがわかる”との報告もあります。」と述べ、柳・下村 (2004) の 1990 年～2000 年における成層度の変化の水平分布図を掲載している。しかし、前述のように、浅海定線調査では、毎月 1 回、各調査地点でわずか 3 層の採水調査であり、各調査月の塩分を代表できる調査結果を得ることは難しく (Fig. 11), 成層度の経年変化を解析することは不可能である。柳・下村 (2004) の解

析結果は、有明海における成層度減少の根拠とはならない。

5. おわりに

諫早湾潮受け堤防が締めきられる 1997 年以前に、本研究のような精度を有する海洋構造の観測は有明海奥部でまったく行なわれていない。そのため、潮受け堤防締めきりの影響によって、同海域の海洋構造にどれだけの変化が起きたのかを正確に推定することは難しい。しかしながら、本研究結果が示すように、近年の有明海奥部では、成層構造が形成された表層で広範囲にわたって赤潮が発生し、夏季の底層で貧酸素水が発生している。このような現象が単なる自然現象として、豊饒の海と呼ばれてきたこの海域で起きるようになったとは考えられないし、世界各地の沿岸閉鎖性海域で発生している同様な現象も、例外なく人為的活動の影響によって生じている (Diaz and Rosenberg, 1995)。

有明海奥部における潮流の減少と成層構造の発達をもたらす影響力を持つ環境変化のイベントとして、筆者らの一連の研究結果より、また、赤潮や貧酸素水の発生が顕著になった時期から判断しても、諫早湾潮受け堤防締めきりの影響がもっとも大きな可能性として挙げられる。この因果関係の有無を明確にするためには、2002 年 4 月～5 月に行なわれた潮受け堤防の開門調査を、有明海奥部で表層塩分の低下によって成層構造が形成される梅雨期を含む 6 月～8 月および冷却期 (10 月～12 月) に行ない、諫早湾を含む有明海全域の海洋構造の変化や諫早湾口～島原半島にかけた西側の海域における潮流の変化を詳細に調べ直す必要がある。

有明海奥部は、日本における最大のノリ養殖漁場であり、様々な魚介類の良好な漁場である。諫早湾干拓事業によって造成される干拓地の農業粗生産額 (推定年間約 45 億円) と比較して、これまではるかに大きな漁獲高を誇ってきた。それらの漁場、生物生産性の豊かな生態系、これらに支えられてきた沿岸地域社会が、今、大規模な赤潮と貧酸素水の発生によって存亡の危機に瀕している。ここで、今こそ、諫早湾干拓事業による潮受け堤防の有明海への影響を再調査し、その事業の意義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および文部科学省科学研究費補助金基盤 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。有明海の水質調査にあたっては、熊本県立大学環境共生学部海洋生態学研究室の岡村 絵美子、小川 満代、吉岡 美穂、井上 晃宏、小川 純一、島崎 一恵、立花 葉子、山田 朋文、北海道大学大学院水産科学研究所の山口 一岩の諸氏ならびに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 (熊本県立大学環境共生学部) 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 (2000): 諫早湾干拓事業の影響, p. 320-337. In 有明海の生きものたち, 佐藤 正典編, 海游舎, 東京.
- 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.
- Bagarinao, T. 1992. Sulfide as environmental factor and toxicant: tolerance and adaptations in aquatic organisms. *Aqua. Toxicol.*, **24**, 21-62.
- Bianchi, T. S., P. Westman, T. Andren, C. Rolff, and R. Elmgren (2000): Cyanobacterial blooms in the Baltic Sea: natural or human-induced? *Limnol. Oceanogr.*, **45**, 716-726.
- 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.
- 独立行政法人水産総合研究センター西海区水産研究所ホームページ: 有明海貧酸素水塊広域連続観測 (<http://www.ariake-do.jp/ariake/top.html>).
- Fleischer, S. and L. Stibe (1989): Agriculture kills marine fish in the 1990s. Who is responsible for fish kills in the year 2000? *Ambio*, **6**, 347-350.
- Karlson K., R. Rosenberg, and E. Bonsdorff (2002): Temporal and spatial large-scale effects of eutrophication and oxygen deficiency on benthic fauna in Scandinavian and Baltic waters—a review. *Oceanogr. Mar. Biol. Ann. Rev.*, **40**, 427-489.
- 菊池 泰二 (2000): 干潟の普通種もおびやかされている, p. 314-317. In 有明海の生きものたち, 佐藤 正典編, 海游舎, 東京.
- 気象庁ホームページ: 過去の観測データ (<http://www.data.kishou.go.jp/>).
- 九州農政局のホームページ: 成層度の変化 (<http://www.kyushu.maff.go.jp/isahaya/chousa/180119/5.seiso-henka.htm>).
- 九州農政局統計情報部 (1973-2001): 1975-1999 年度熊本県農林水産統計年報.
- 熊本日日新聞 (2006): 有明海極度の酸素不足. 2006 年 8 月 6 日, 熊本日日新聞朝刊.
- 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.
- Larsson, U., R. Elmgren, and F. Wulff (1985): Eutrophication and the Baltic Sea: Causes and consequences. *Ambio*, **14**, 9-14.
- 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.
- 門谷 茂 (1998): 第 2 部化学的・生物的自然. 二 瀬戸内海の水質, p. 100-129. In 瀬戸内海 of 自然と環境, 柳 哲雄・合田 健編, 社団法人瀬戸内海環境保全協会, 神戸.
- 日本自然保護協会 (2001): 有明海奥部における底層の溶存酸素濃度. 速報 2001 年 8 月 17 日. (http://www.nacsj.or.jp/old_database/isahaya/isahaya-010817-hokoku.html)
- 西ノ首 英之, 小松 利光, 矢野 真一郎, 齋田 倫範 (2004a): 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**, p. 336-340.
- 西ノ首 英之, 平井良夫 (2004b): 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, p. 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. In 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.
- Oseid, D. M. and L. L. Smith Jr. (1974a): Chronic toxicity of hydrogen sulfide to *Gammarus pseudolimnaeus*. *Trans. Amer. Fish. Soc.*, **4**, 819-822.
- Oseid, D. M. and L. L. Smith Jr. (1974b): Factors influencing acute toxicity estimates of hydrogen sulfide to freshwater invertebrates. *Wat. Res.*, **8**, 739-746.
- Pearson, T. H. and R. Rosenberg (1978): Macrobenthic succession in relation to organic enrichment and pollution of the marine environment. *Oceanogr. Mar. Biol. Ann. Rev.*, **16**, 229-311.

- Rosenberg R, R. Elmgren, S. Fleischer, P. Jonsson, G. Persson, and H. Dahlin (1990): Marine eutrophication case studies in Sweden. *Ambio*, **19**, 102-108.
- 佐藤 正典編 (2000): 有明海の生きものたち. 海游舎, 東京, 396 pp.
- Sato, M., and C.-H. Koh (2004): Biological richness of the Asian tidal flats and its crisis by human impacts, p. 135-155. In *Ecological Issues in a Changing World - Status, Response and Strategy*, edited by Hong, S.-K., Lee, J.-A., Ihm, B.-S., Farina, A., Son, Y., Kim, E.-S., Choe, J.-C., Kluwer Academic Publishers.
- 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, p. 30-37. In 昭和 56 年九州海域の赤潮, 水産庁九州漁業調整事務所.
- 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, p. 36-41. In 昭和 57 年九州海域の赤潮, 水産庁九州漁業調整事務所.
- 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, p. 30-37. In 昭和 58 年九州海域の赤潮, 水産庁九州漁業調整事務所.
- 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, p. 22-29. In 昭和 59 年九州海域の赤潮, 水産庁九州漁業調整事務所.
- 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, p. 24-31. In 昭和 60 年九州海域の赤潮, 水産庁九州漁業調整事務所.
- 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, p. 22-29. In 昭和 61 年九州海域の赤潮, 水産庁九州漁業調整事務所.
- 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, p. 24-31. In 昭和 62 年九州海域の赤潮, 水産庁九州漁業調整事務所.
- 水産庁九州漁業調整事務所 (1989): 別表-昭和 63 年赤潮発生状況, p. 26-31. In 昭和 63 年九州海域の赤潮, 水産庁九州漁業調整事務所.
- 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, p. 24-27. In 平成元年九州海域の赤潮, 水産庁九州漁業調整事務所.
- 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, p. 24-29. In 平成 2 年九州海域の赤潮, 水産庁九州漁業調整事務所.
- 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, p. 24-31. In 平成 3 年九州海域の赤潮, 水産庁九州漁業調整事務所.
- 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, p. 26-31. In 平成 4 年九州海域の赤潮, 水産庁九州漁業調整事務所.
- 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, p. 21-25. In 平成 5 年九州海域の赤潮, 水産庁九州漁業調整事務所.
- 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, p. 21-25. In 平成 6 年九州海域の赤潮, 水産庁九州漁業調整事務所.
- 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, p. 21-25. In 平成 7 年九州海域の赤潮, 水産庁九州漁業調整事務所.
- 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, p. 21-25. In 平成 8 年九州海域の赤潮, 水産庁九州漁業調整事務所.
- 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, p. 22-25. In 平成 9 年九州海域の赤潮, 水産庁九州漁業調整事務所.
- 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, p. 26-31. In 平成 10 年九州海域の赤潮, 水産庁九州漁業調整事務所.
- 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, p. 34-39. In 平成 11 年九州海域の赤潮, 水産庁九州漁業調整事務所.
- 水産庁九州漁業調整事務所 (2001): 平成 12 年 12 月九州海域における赤潮発生状況, p.12-13. 水産庁九州漁業調整事務所.
- 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, p. 26-33. In 平成 13 年九州海域の赤潮, 水産庁九州漁業調整事務所.
- 水産庁九州漁業調整事務所 (2003): 別表-4 平成 14 年赤潮発生状況, p. 22-30. In 平成 14 年九州海域の赤潮, 水産庁九州漁業調整事務所.
- 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, p. 22-30. In 平成 15 年九州海域の赤潮, 水産庁九州漁業調整事務所.
- 水産庁増殖推進部 (2001a): 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), p. 463-485. In 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.
- 水産庁増殖推進部 (2001b): 環境影響評価の予測結果, イ, 潮流調和分解結果に基づく平均大潮時における流況再現結果, p. 317-318, In 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.
- 水産庁増殖推進部 (2001c): 潮流調査結果, p. 531-532, In 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.
- 菅野 徹 (1981): 有明海-自然生物観察ガイド. 東海大学出版, 194 pp.
- Thompson, B. E., S. Bay, D. Greenstein, and J. Laughlin (1991): Sublethal effects of hydrogen sulfide in sediments on the urchin *Lytechinus pictus*. *Mar. Env. Res.*, **31**, 309-321.
- 堤 裕昭 (2005a): 有明海の干潟で起きたアサリ漁業の衰退とその原因となる環境変化. 応用生態工学会誌, **8**, 83-102.
- 堤 裕昭 (2005b): 4 章有明海生態系異変とその要因, 1. 赤潮の大規模化とその要因, p. 105-118, In 有明海の生態系再生をめざして, 日本海洋学会編, 恒星社厚生閣, 東京.

- Tsutsumi, H. (2006): Review: Critical Events in the Ariake Bay Ecosystem : Clam Population Collapse, Red tides, and Hypoxic Bottom water. *Plankton Benthos Res.* **1**, 3–25.
- 堤 裕昭, 石澤 紅子, 富重 美穂, 森山 みどり, 坂元 香織, 門谷 茂 (2002a): 熊本有明地区の緑川河口干潟における盛砂後のアサリ (*Ruditapes philippinarum*) の個体群動態. 日本ベントス学会誌, **57**, 177–187.
- 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.
- 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 (2006): 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. 海の研究, **15**, 165–189.
- 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.
- 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 (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.
- Vismann, B. (1991): Sulfide tolerance: physiological mechanisms and ecological implications. *Ophelia*, **34**, 1–27.
- Vismann, B. (1996): Sulfide species and total sulfide toxicity in the shrimp *Crangon crangon*. *J. Exp. Mar. Biol. Ecol.*, **204**, 131–140.
- 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.
- 柳 哲雄, 下村 真由美 (2004): 有明海における成層度の変化. 海の研究, **13**, 575–581.
- 横山 勝英 (2005): 河川の土砂動態が有明海沿岸に及ぼす影響について—白川と筑後川の事例—(総説). 応用生態工学会誌, **8**, 61–72.
- 吉本 宗央 (1998): 有明海湾奥部におけるアゲマキ資源の変動. 水産海洋研究, **62**, 121–125.
- 全国漁業連合のり事業推進協議会 (2004): 過去 10 年間に有明海地区海苔養殖経営状態, 2 pp. 全国漁業連合のり事業推進協議会.

Mechanisms for the Expansion of Hypoxic Water in the Inner Areas of Ariake Bay during Summer

Hiroaki Tsutsumi[†], Aya Tsutsumi[‡], Atsushi Takamatsu[‡],
Chizuko Kimura^{†† ‡‡}, Sayaka Nagata[†], Masanori Tsukuda[‡],
Tomohiro Komorita^{**}, Tohru Takahashi^{††}, and Shigeru Montani^{**}

Abstract

In the inner areas of Ariake Bay since 2001, we have observed / hypoxic water under the halocline of the stratified water in high temperature conditions during June and July after the rainy season. This hypoxic water has expanded throughout the inner areas of the bay, and the DO of the hypoxic water has decreased further. Such hypoxic water is caused by an increase in organic discharge to the seafloor, due to the occurrence of large-scale red tides. Since the organic matter content of the sediment tends to continue to increase in the inner areas of the bay, the hypoxic water will develop further in the near future. Nevertheless, the large scale of the red tides was not caused by an increase in nutrient loading from the land of the coastal areas of the bay. The red tides and hypoxic water commonly occurred when the water was stratified by a decrease in salinity in the surface layer. In the inner areas of the bay, large-scale red tides have occurred in autumn (October to November) since 1998. It should be noted that the gates of the dike were closed in Isahaya Bay, the inner part of Ariake Bay, in 1997. It is very likely that the closure of the gates of the dike / decreased the tidal currents in the inner areas of Ariake Bay, strengthened the stratification of the water, enlarged the scale of the red tides which occurred in the surface layer of the stratified water, increased the organic loading to the seafloor, and thus caused the hypoxic water during summer.

Key words: Ariake Bay, hypoxic water, organic enrichment, red tide,
sediment, stratification

(Corresponding author's e-mail address: hiro@pu-kumamoto.ac.jp)

(Received 6 November 2006; accepted 19 January 2007)

(Copyright by the Oceanographic Society of Japan, 2007)

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

[‡] Graduate School of Environmental and Symbiotic Sciences, Prefectural University of Kumamoto, 3-1-100 Tsukide, Kumamoto 863-8502, Japan

^{‡‡} present address: Idea Co. 1-5-12 Higashihama, Higashi-ku, Fukuoka 812-0055, 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