

有明海における水質変動の支配要因

鯉 淵 幸生*・佐々木 淳**・有田 正光***・磯部 雅彦****

有明海では1980年頃から赤潮の発生が認められるようになり、近年では発生時期および範囲が拡大し、2000年のノリ不作を招く等、深刻な問題となりつつある。最近の観測では、以前は見られなかった底層の貧酸素化が認められ、二枚貝をはじめとする底生生物への影響が懸念されている。しかし連続観測の不足から、有明海における富栄養現象の実体には不明な点が多い。そこで本研究では多項目水質の長期連続観測を実施し、過去2年間に発生した赤潮や貧酸素化の過程を把握し、水質変動の支配要因を明らかにした。諫早湾の水質には、筑後川をはじめとする湾外からの淡水流入が調整池からの排水と同様に大きな影響を与えている。

1. はじめに

有明海では、1980年頃から赤潮の発生が報告されるようになり、その後、発生期間と範囲が拡大し、2000年にはノリ不作を引き起こすに至る等、深刻な社会問題となりつつある。赤潮の発生は底層水の貧酸素化を招き、湾内の生態系にも悪影響を与えるため湾内の水質を考える上できわめて重要である。最近の調査によれば諫早湾湾口部で赤潮や貧酸素水塊が発生しやすいことなどが確認された(鯉淵ら, 2002)。この原因は諫早湾奥部に建設された潮受け堤防により潮流が減少すると共に、干拓地からの栄養塩負荷量が増加したことにあるとする指摘もあるものの(村上ら, 2001)、これまでは断片的な現地データしかなく、有明海における水質悪化現象の実態には不明な点が多い(滝川ら, 2002)。そこで本研究では著者らが過去2年間に渡って実施した水質の連続観測結果や九州農政局諫早干拓事務所によって行われた様々な観測結果を統合することで、有明海における赤潮発生機構やそれに伴う貧酸素化など一連の水質動態の実像を明らかにすると共に、その支配要因を明らかにすることを目的とする。

2. 観測方法

観測は図-1に示す諫早湾沖に設置された観測櫓 B6にて、2001年7月より実施し現在も継続中である。この地点の平均水深は17mで、有明海西側に沿った海底谷の中にある。測定には自記式の水質計を使用し、海底から櫓に立ち上げたワイヤーにセンサーを固定する方法で海底上0.5m, 5m, 10mにおいて、また浮体を用いて水面下0.5mの深度で測定を行った。これら4深度での水

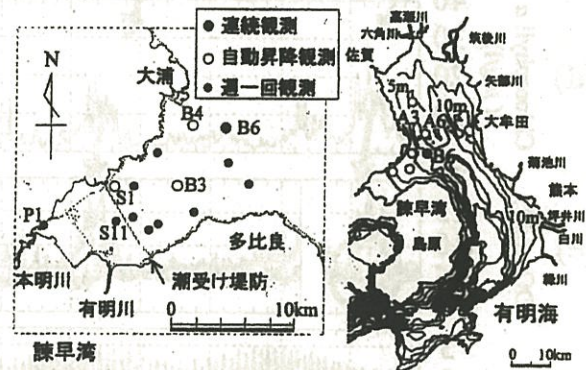


図-1 現地観測地点

温・塩分(MCT-I:三洋測器)に加え、クロロフィル a ・濁度(ACL104-8M:アレック電子)を水面下0.5mで、溶存酸素濃度(Compact-DOW:アレック電子)を水面下0.5m及び海底上0.5mにおいて、いずれも測定間隔10分で計測した。

同時に、2002年6月末からは諫早湾内の3地点(S1, B3, B4)において、九州農政局諫早干拓事務所(2003)による自動昇降装置を用いた観測が実施されており、これと併せることで合計4地点における連続測定が実施されている。さらに同事務所により、上記の4地点を含む諫早湾内の11地点、干拓地内の2地点において1週間間隔で、水温、塩分、溶存酸素等の鉛直分布が観測されており、栄養塩(全窒素:T-N, 全リンT-P, 硝酸 $\text{NO}_3\text{-N}$, 亜硝酸 $\text{NO}_2\text{-N}$, アンモニア $\text{NH}_4\text{-N}$, リン酸態リン $\text{PO}_4\text{-P}$)についても表層・底層の2層で計測が行われている。さらに植物・動物プランクトン細胞数についても表層水について週一回の頻度で計測されている。これら全ての観測結果を統合することで、当該海域の水質の時空間変動を詳細に把握することが可能となった。

3. 現地観測結果

(1) 赤潮発生の支配要因

2002年の夏季における水質と気象の観測結果を図-2に示す。クロロフィル a (図-2, d)は7月3日から6日

* 正会員 博(工) 東京大学講師 大学院新領域創成科学研究科環境学専攻

** 正会員 博(工) 横浜国立大学助教授 大学院工学研究院システムの創生部門

*** 正会員 工 博 東京電機大学教授 理工学研究部建設環境工学科

**** フェロー 工 博 東京大学教授 大学院新領域創成科学研究科環境学専攻

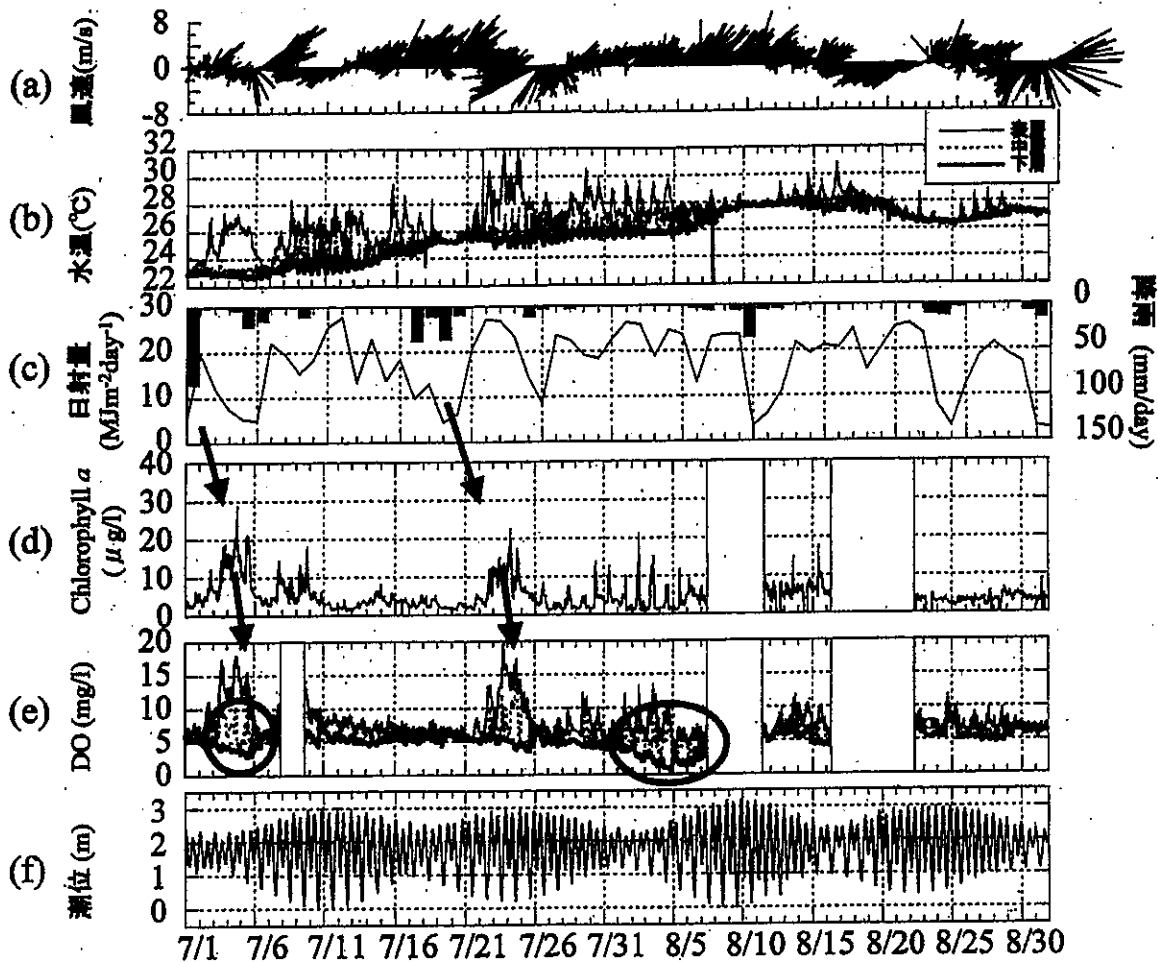


図-2 2002年の夏季の佐賀気象台における風速ベクトル(a), 水温(b), 佐賀気象台における日射量, 降水量(c), クロロフィルa濃度(d), DOの時系列(e), 口之津における潮位(f)の時系列

および7月23日から25日において大きく2回増加し、瞬間的には $20 \mu\text{g/l}$ に達した。このクロロフィルa増加のタイミングは日射量(図-2, c)が $20 \text{ MJm}^{-2}\text{day}^{-1}$ 程度の場合であった。ところで、クロロフィルaの増殖が見られた2つの期間と同レベルの日射量は7月26日~8月10日や8月12日~25日においても観測されており、当該海域の植物プランクトンの増殖に日射以外の制限要因が存在すると考えられる。そこで植物プランクトンの増加が起きた場合と、起きない場合において、様々な要因を分析したところ、クロロフィルaの増殖が見られた2つの期間においては、増殖の数日前に比較的大きな降雨が観測されていることが明らかになった(図-2, c)。

図-3は同期間における窒素の時系列である。この図から湾内の無機態窒素濃度が通常ではきわめて低い濃度に保たれ、降雨から数日後のきわめて限られた期間においてのみ定量されていることが分かる。さらにその増加のタイミングは調整池からの排水が行われる湾奥よりも湾口で早く濃度も高いことが分かる。一方、同様の検討はリンについても実施したが、リンは窒素と比べ高濃度となっていた。したがって諫早湾内においては、通常は

窒素によって植物プランクトンの増殖が制限され、降雨等によって窒素供給がなされ、さらに十分な日射が得られた場合において植物プランクトンの増殖が行われると考えられる。

(2) 貧酸素水塊の発生メカニズム

海底の溶存酸素濃度は(図-2, e), クロロフィルaの増加から数日遅れて減少し、7月5日前後や8月5日において、生物の生息に影響を与えるとされる 3 mg/l を下回った。特に8月5日前後においては、最低で 0.5 mg/l 程度となるなど大きく減少した。7月5日前後における貧酸素化は、そのタイミングから、7月4日前後に増殖した植物プランクトンが沈降し、海底で酸化分解される際に、酸素が消費されたことが原因と考えられる。

ところで7月23日前後においては、貧酸素化を招いた7月4日前後と同程度の植物プランクトンの増加があるにもかかわらず、溶存酸素濃度の減少が小さく、貧酸素化には至らなかった。そこでこれらの時期における、潮位(図-2, f)を比較したところ、貧酸素化が顕著となった7月5日前後は小潮期、7月23日前後においては大潮期であることが分かった。このようなことから、7月23

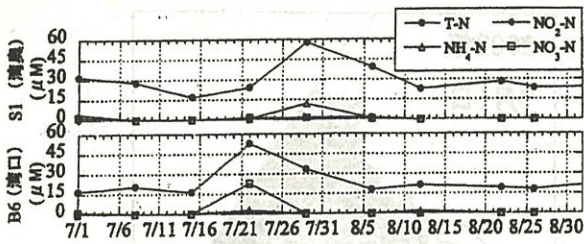


図-3 諫早湾湾奥 S1 観測地点 (上段) および湾口 B6 観測地点 (下段) における全窒素, 無機態窒素時系列 (九州農政局諫早干拓事務所 (2003) をもとに作成)

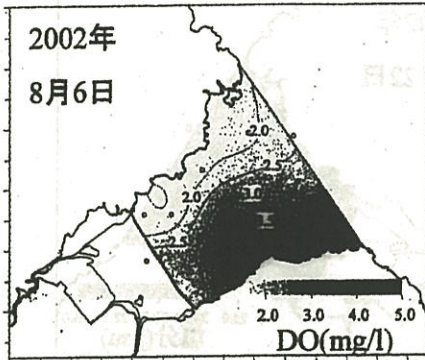


図-4 2002年8月6日における底層 DO 分布

日前後においては潮流が大きかったことが, 海底での貧酸素水塊の形成を抑制した一因と考えられる。

一方, 8月5日前後の貧酸素化は, 対応する植物プランクトンの増加が見られないにも関わらず, 溶存酸素濃度が大きく減少している。同様の貧酸素化は, 佐賀沖 (図-1, A3) や大浦沖 (図-1, A6) においても観測され, 諫早湾内より早い8月2日から急激に貧酸素化していたことが明らかになった (梶原ら, 2003)。同時期に南西風が長期間連吹していることから, 有明海中央の滞筋付近で形成された貧酸素水塊が, エクマン輸送により表層では南東方向に吹き寄せられ, 補償流として海底で北西向きの流れが生じた際に輸送され, 諫早湾内に流入したために対応する赤潮が見られないにもかかわらず低い溶存酸素濃度が観測されたものと考えられる。図-4は2002

年の8月6日における海底溶存酸素濃度の平面分布である。溶存酸素濃度は諫早湾の北西部海域において低く, 等値線が湾軸方向になっており, 先に述べた風による流れによって説明がつく。一方, 諫早湾内より有明海中央付近で大規模な貧酸素化が起きた原因としては, 筑後川等の大きな河川に近く栄養塩の供給が豊富であるために赤潮が発生しやすいこと, 水深が深いために海底で巻き上げられた濁度が表層に到達しづらく, 同時に海底の流動が小さいことなどが複合的に作用していると考えられる。

(3) 2001年と2002年の水質変動の比較

2001年と2002年の水質変動を比較するため, 2001年における夏季の水質と気象の時系列を図-5に示す。水質変動パターンは, 2002年における場合と同様で, クロロフィル a の増加は2回 (図中 A, B), 貧酸素化は3回 (図中 A, B, C) 発生していた (鯉淵ら, 2002)。両年を比較すると, 2001年における赤潮や貧酸素化は2002年と比べ大規模である。これは2001年には比較的降水量が多く, 日射量・栄養塩とも豊富であったことから, 植物プランクトンの増殖が促進されたためと考えられ, 植物プランクトンが窒素制限となっているとする前述の結果を支持する結果となった。

(4) 水質の空間変動

図-6は, 2002年に最大規模の赤潮となった7月4日における溶存酸素と塩分の諫早湾における縦断分布である。表層の溶存酸素は潮受け堤防前面と諫早湾湾口部で過飽和となっており, 光合成が活発に行われている様子が伺える。一方, 底層では, 諫早湾湾口から湾中央付近の高塩分水塊内において, 貧酸素水塊が形成されており, いずれも表層が過飽和となっていることから, 上層から沈降した有機物の影響と見られる。塩分との対応をみると, 表層で溶存酸素が高い地点は, いずれも低塩分の地点に対応しており, 河川からの栄養供給が植物プランクトンの増殖や分布に大きく影響していることが空間分布からも再確認出来る。

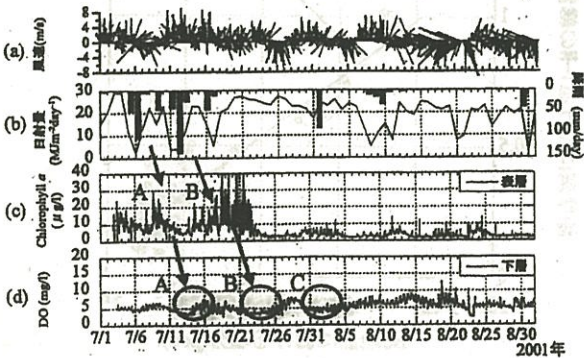


図-5 2001年の夏季における風速ベクトル(a), 日射量, 降水量(b), クロロフィル a濃度(c), DOの時系列(d)

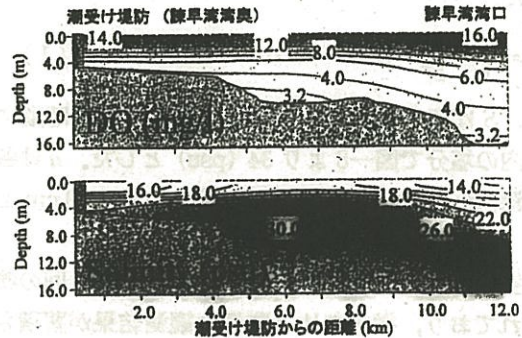


図-6 赤潮の溶存酸素(上段), 塩分(下段)の縦断分布 (2002年7月4日)

2002年において最も大きな降雨が記録された2002年7月1日の表層塩分分布を図-7(上段)に示す。塩分は湾口付近では30 psu程度と高いが、湾奥部の南排水門周辺では26 psuと低塩分となっている。一方、比較的大きな降雨が計測された7月19日から3日後の表層塩分図-7、(下段)では、湾奥部で30 psu程度と高くなっているのに対し、湾口のB6では19 psuと最低となるなど、湾口側で低塩分化する傾向が見られた。塩分の空間分布について同様の検討を2年間にわたって実施した結果、湾内の塩分低下は、湾奥部の排水門周辺で起こる場合と湾口周辺で起こる場合の2パターンが存在し、特に湾口付近で塩分低下が見られた後には、湾全域での低塩分化に発展することが明らかになった。

図-8は諫早湾湾奥(S1)、湾央(B3)、湾口(B6)における塩分時系列である。この図から降雨量の大きい7月2日前後と7月20日前後の両期間において、低塩分化し、湾奥に比べ湾口の観測地点でより早く低塩分化し、濃度も低くなっていることが分かる。さらにこの塩分低下は降雨から3日程度後に発生しており、諫早湾外から淡水供給がなされていることが推察される。

図-9に諫早湾湾口部のB6におけるT-Nと塩分の関係を示す。図中のプロットは2001年4月から2003年3月までの表層と底層における1週間間隔の計測結果である。T-Nは塩分の増加に伴い直線的に減少しており、湾外から湾内に供給された淡水に含まれた窒素が海水混合により希釈されていると考えられる。

4. 諫早湾への物質流入

諫早湾の赤潮や貧酸素化に重要な影響をもたらす淡水が、どのように、そしてどの程度供給されるかを明らかにする目的で、湾内淡水量の推定を行った。

諫早湾の淡水量を算定するため、まず週1回の頻度で実施されている塩分の観測結果から3次元の塩分空間分布を水平方向10 m、鉛直方向10 cmの計算格子サイズで作成した。次に式(1)を用いて各地点における淡水の層厚 D_0 を求め、これを湾全域で合計することで淡水量を算定した。

$$D_0 = \int_0^h \frac{S^* - S}{S^*} dz \dots\dots\dots (1)$$

ここで、 S は塩分(psu)、 S^* は淡水流入のない時期における湾内の塩分で図-8より34(psu)とした。 h は各地点の水深、 dz は鉛直方向の計算格子サイズで10 cmとした。

水質の空間分布を把握するための観測は、週1回の頻度で行われており、従来に比べ詳細な観測結果が蓄積されているものの、諫早湾内に淡水が侵入する様子を捉えるには不十分であった。

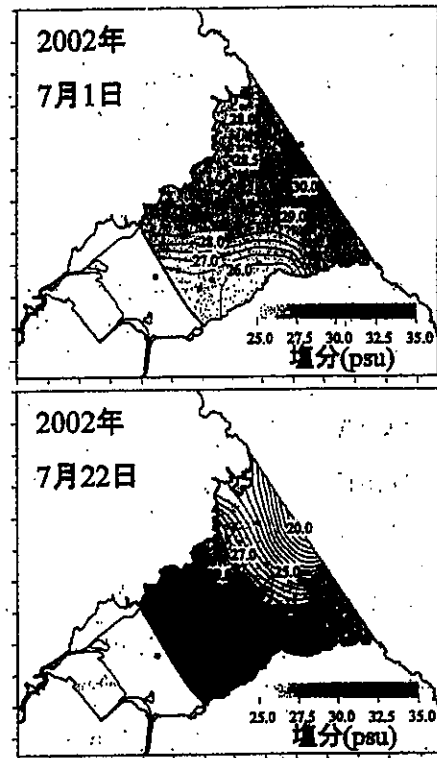


図-7 降雨直後の表層塩分分布(上段)および降雨3日後の表層塩分分布(下段)

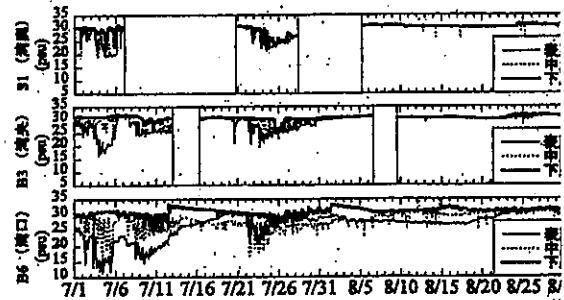


図-8 2002年夏季における湾奥S1(上段)、湾央(中段)湾口B6(下段)の塩分時系列(九州農政局諫早事務所(2003)をもとに作成)

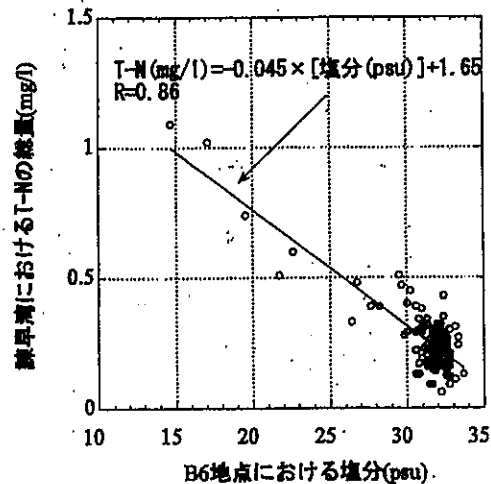


図-9 B6地点における塩分と全窒素量の関係(2001年から2003年3月の観測結果)

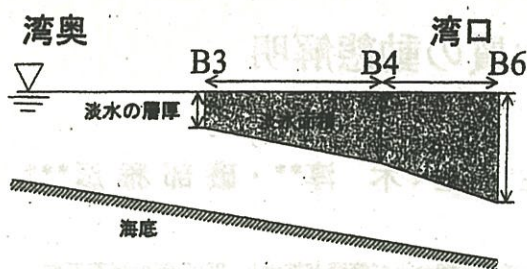


図-10 B3, B4, B6断面における淡水量の算定

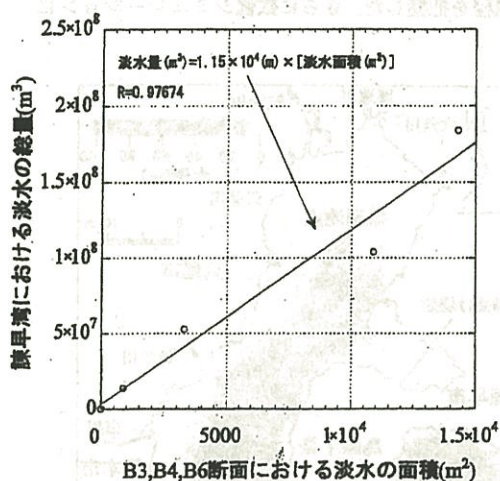


図-11 B3, B4, B6断面における淡水量と諫早湾全体の淡水量の関係

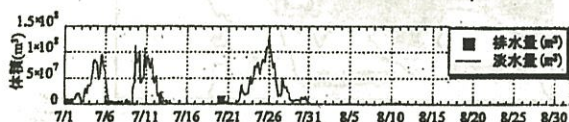


図-12 2001年の夏季における淡水量と締め切り堤防からの排水量の時系列

そこで2002年6月末より1時間間隔で塩分プロファイルが観測されているB3, B4と10分間隔で塩分を計測しているB6の3地点の観測結果を用いて、式(1)から各地点の淡水層厚を算出し、図-10のように地点間の層厚が直線的に変化すると仮定して、淡水面積を求め、湾内の淡水量と淡水面積との関係式から時々刻々の淡水量を算定することを試みた。淡水面積と淡水量との関係を図-11に示す。B3, B4の観測が行われて以降、週1回の空間分布観測で淡水分布を捉えたのは5回だけであったため、サンプル数が少ないものの、両者の相関はよく、3地点における淡水面積から、湾内における淡水の総量を推算できることが示された。図-12は図-11の関係をj用いて算出した湾内淡水量と調整池からの排水量の時系列である。湾内に流入した淡水は、潮汐の干満による増減を繰り返しつつ、降雨後1週間程度で最大となり、例えば7月25日には約1億2千万m³に達している。一方その周辺における調整池からの排水は7月21日前

後に行われ総量は2千万m³であった。従って排水量のおよそ6倍の淡水が諫早湾内に分布し、これらは湾外から諫早湾に流入したものと考えられる。なおこの時期に北東風が連吹したことは湾外からの淡水流入を促進したものと考えられる。同様に7月から8月までの積算の淡水量と排水量を比較したところ、諫早湾内の淡水総量が約3億m³に対して排水量は6千万m³で5倍程度前者の方が大きい。

全窒素や無機態窒素についても同様の算定を行ったところ、淡水量と同様の結果が得られ、排水量のおよそ6倍が湾外から淡水流入によって供給されると推定され、湾内の水質に対しては、湾外からの流入が排水量の数倍となっていることが示唆された。

5. まとめ

有明海における長期の連続観測により、赤潮発生や貧酸素化には日射や栄養塩濃度(窒素)の条件が極めて重要で、一連の水質悪化の主因が富栄養現象によることを明らかにした。これらの条件からノリ不作となった2000年を検討したところ、過去10年間で極めて例外的に冬季の日射量が大きく、窒素分も豊富であったことがその原因であると推察された。また、水質の時空間変動の検討から、諫早湾では湾奥部より湾口部で低塩分・高栄養塩となることが明らかになった。さらに河川水の侵入過程を検討した結果、諫早湾における栄養塩の約85%が、筑後川をはじめとする有明海に流入する河川から供給され、残り15%が調整池からの排水によってなされると推定された。このような知見は、有明海の水質改善や、排水制御を行う上でも重要と考えられる。

謝辞：本研究を進めるにあたり、農林水産省諫早湾干拓事務所にはB6観測槽を係留地点として提供いただく等便宜を図っていただいた。ここに記して謝意を表します。

参考文献

梶原義範・富田友幸・中野拓治・磯部雅彦(2003): 有明海湾奥部海域における2002年夏季の貧酸素水塊の発生状況について, 土木学会論文集, 印刷中
九州農政局諫早干拓事務所(2003): 海域環境基礎資料 平成15年3月, 印刷中。
九州農政局諫早干拓事務所(2003): 短期開門調査報告書 平成15年4月, 408p。
鯉淵幸生・佐々木淳・磯部雅彦(2002): 2001年有明海における水質の動態解明, 海岸工学論文集, 第49巻, pp.1056-1060。
滝川 清・田中健路・外村隆臣・吉村祥子・古市正彦(2002): 有明海の中部海域における環境変動の要因分析, 海岸工学論文集, 第49巻, pp.1066-1070。
村上哲生・小寺浩二・程木義邦(2001): 有明海奥部における底層の溶存酸素濃度(速報), 日本自然保護協会, (<http://www.nacsj.or.jp/database/isahaya/isahaya-010817-hokoku.html>)

2001年の有明海における水質の動態解明

鯉 湖 幸 生*・佐々木 淳**・磯部 雅彦***

有明海では1980年頃から赤潮の発生が認められるようになり、近年では発生時期および範囲が拡大し、2000年の海苔不作は赤潮が原因と言われる等、深刻な問題となりつつある。最近の観測では、これまで見られなかった底層の貧酸素化が認められ、二枚貝をはじめとする底生生物への影響が懸念されている。しかし連続観測の不足から赤潮発生の条件や貧酸素水塊の形成に至る過程が明らかにされていないため、有明海における富栄養現象の実体には不明な点が多い。そこで本研究では多項目水質の長期連続観測を実施し、2001年に発生した赤潮や貧酸素化の過程を把握した。さらに数値シミュレーションにより風に対応した貧酸素水塊の動態など一連の水質動態を明らかにした。

1. はじめに

有明海では、国内でも最大の潮位差と浮泥による浄化作用により大規模な赤潮発生は見られなかった。しかし、1980年の調査データには既に赤潮が認められており、年を追うにしたがって赤潮発生の頻度が増すとともに、発生海域が湾奥の福岡や佐賀から湾口方向の長崎、熊本へ広がっている。ひとたび赤潮が発生すると、大量に増殖した植物プランクトンが海底に沈降し、それが分解される際に酸素が消費されることによって、海底付近が貧酸素化しやすい。貧酸素状態が起これば、底生生物等のへい死を招きそれらが有した水質浄化機能が失われるため、さらに水質悪化が加速されることになる。したがって、有明海における水環境を論じる上で、赤潮の発生や貧酸素水塊の形成は重要な要素である。

有明海において貧酸素水塊の形成が指摘され始めたのは比較的最近であり、1999年6月諫早湾湾口において底層酸素飽和度30%が観測され(佐藤ら, 2001), 2001年8月に村上ら(2001)が行った観測において、有明海湾奥部西岸の太良沖や諫早湾湾口付近で貧酸素水塊の形成が認められ、有明海において貧酸素水塊が形成されていることは明確になった。しかしこれまでの観測は数日間という短期間に限られており、その形成過程を他の水質指標とともに連続観測していないため、水質の変動過程には不明な点が多い。そこで本研究では多項目水質の長期連続観測および数値シミュレーションにより、有明海における赤潮発生機構や貧酸素化など一連の水質動態を明らかにすることを目的とする。

2. 観測方法

観測は図-1に示す諫早湾沖に設置された観測橋B6にて、2001年7月より実施し現在も継続中である。この

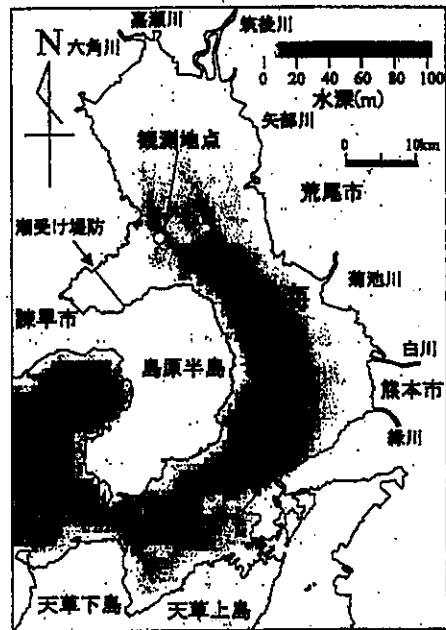


図-1 現地観測地点

地点の平均水深は17mで、有明海西側に沿った海底谷の中にある。測定には自記式の水質計を使用し、海底から橋に立ち上げたワイヤーにセンサーを固定する方法で海底上0.5m, 5m, 10mにおいて、また浮体を用いて水面下0.5mの深度で測定を行った。測定項目はこれら4深度での水温・塩分に加え、海底上0.5mでは溶存酸素濃度、海面下0.5mでは溶存酸素濃度、クロロフィルa濃度、濁度であり、10分間隔で計測を行った。

さらに同地点においては九州農政局諫早干拓事務所が1週間間隔で水質観測を行っており、植物プランクトン細胞数、栄養塩濃度、濁度の鉛直分布がえられている。

3. 現地観測結果

3.1 植物プランクトンの変動

(1) 夏季の赤潮発生の概要

図-2に2001年7月3日から11月30日までの佐賀気象台における風速ベクトル、日射量および長崎県諫早

* 正会員 工博 東京電機大学助手 理工学部建設環境工学科
** 正会員 工博 横浜国立大学助教授 大学院工学研究科システム創生部門
*** フェロー 工博 東京大学教授 大学院新領域創成科学研究科環境学専攻

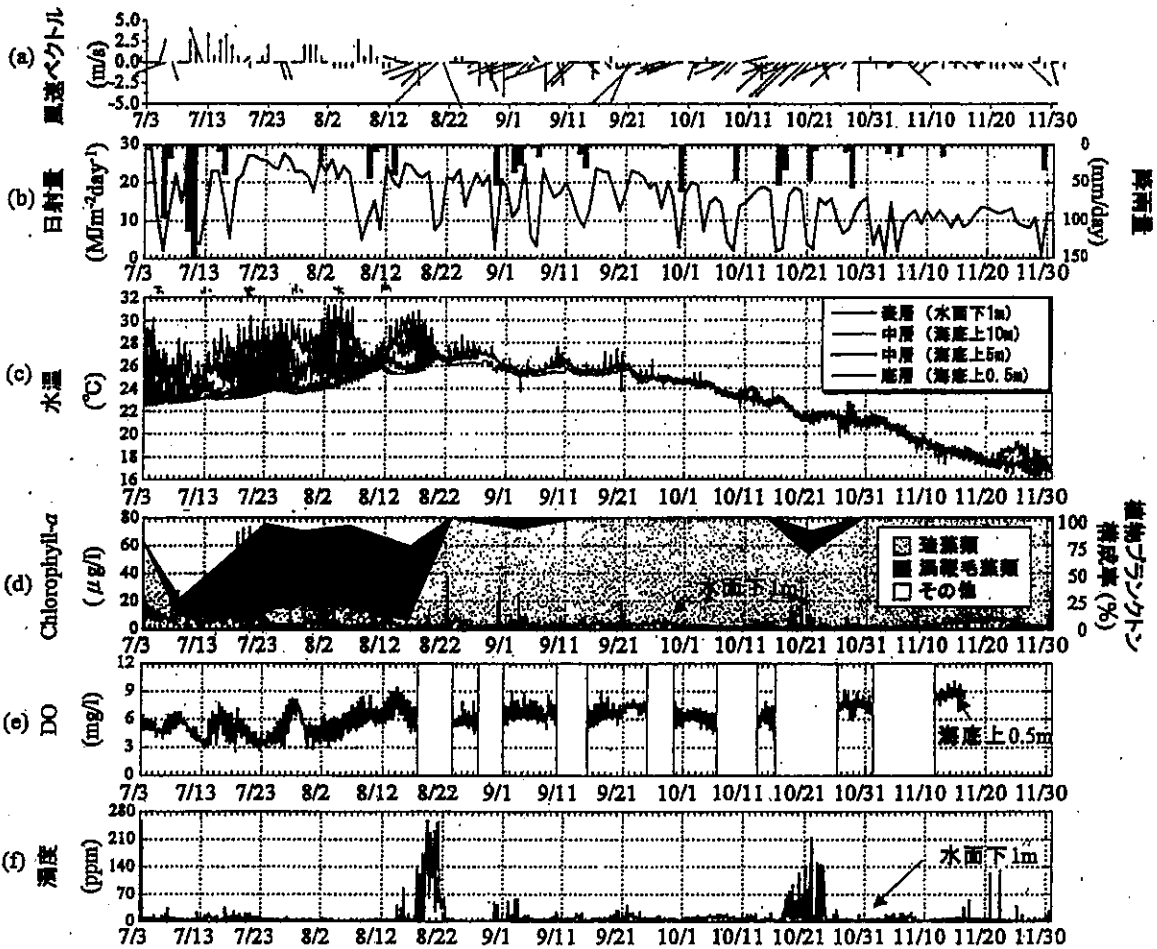


図-2 佐賀気象台における風速ベクトル (a), 日射量および降雨量 (b), 水温 (c), クロロフィルaおよび植物プランクトン群構成率 (d), 溶存酸素 (e), 濁度 (f) の時系列

市における降雨量, 水温, クロロフィルa, 溶存酸素濃度 (DO), 濁度の時系列を示す。

測定を開始した7月3日から4日までは日射量が29 MJ/m²dayと高く, 表面水温も29°C前後と高い水準にあった。これに対応して植物プランクトンによる光合成が活発となり, クロロフィルa濃度も15 µg/l程度と高くなっている。その後7月5日から日射量が減少し, 7月6日には2.5 MJ/m²dayまで下がると同時に, 風向きが南から北東へと変化し, 100 mm/dayもの降水があった。これに対応して表層水温は26°Cまで減少し, 同時にクロロフィルa濃度も7 µg/lまで低下した。

7月7日からは再び天候が回復し, 8日から10日には水温が27°C程度まで上昇するとともに, クロロフィルa濃度は20 µg/lを超え, 瞬間的には30 µg/lとなった。その後12日には4 m/sを越える風と140 mm/dayもの降雨に伴って, 表層水温が25°Cを割り, 13日にはクロロフィルa濃度が5 µg/lにまで減少した。

このように, 高水温, 低風速で降水のない条件で, 高い日射量が続くと植物プランクトンが増殖して赤潮状態に近づき, 降水や高風速によってそれが解消するという

過程が捉えられている。今回の観測結果から赤潮発生に必要な日射の条件は概ね10 MJm⁻²day⁻¹以上で, この条件から過去10年を比較した結果, 海苔が不作となった2000年は冬季の日射量が大きいため赤潮状態が長期間持続したと考えられ, 海苔不作の主要因は気象条件であると考えられる。

その後, 7月14日, 15日の好天候と17日の悪天候で同様な現象を繰り返した後, 7月18日からの好天候が継続したことで, 20日にはクロロフィルa濃度が観測期間中最高値を記録した。この際, 海底上10 mの水温が潮汐とともに表面水温と底層水温の間で往復していることから, この深度に躍層が発達していることがわかる。このような躍層の形成は, 植物プランクトンの有光層への集積につながり, 増殖を促したと考えられる。

ところで, 7月23日以降も好天が続くにも関わらず, クロロフィルa濃度が2 µg/lにまで低下し, 11月20日前後に若干の増加が見られるまで, その水準で推移している。図-3に同時期の無機態窒素(DIN), 全窒素(T-N)および無機態リン(DIP), 全リン(T-P)の時系列を示す。この図からリンは比較的豊富に存在するのに対し,

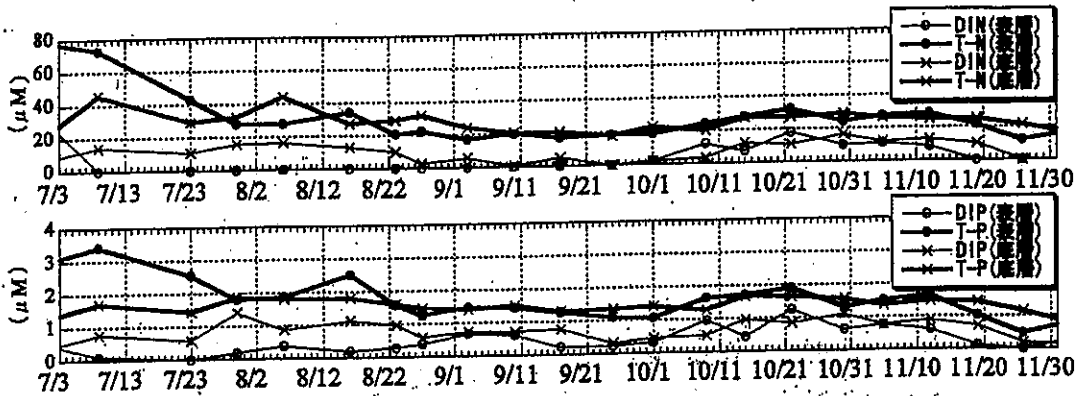


図-3 窒素・リン時系列 (九州農政局諫早干拓事務所 (2002) をもとに作成)

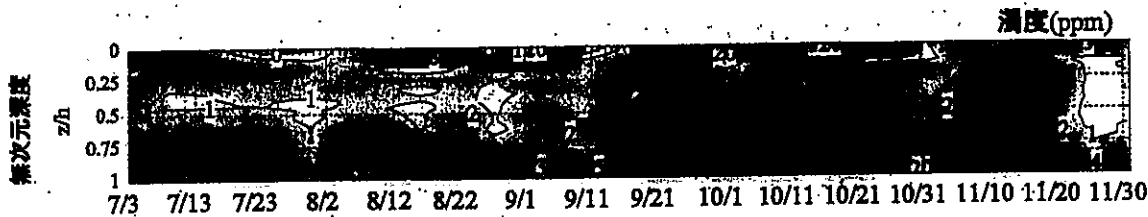


図-4 濁度の鉛直分布時系列 (九州農政局諫早干拓事務所 (2002) をもとに作成)

表層の窒素は低濃度で、特に7月9日にはDINが定量限界以下になっており、それまでの植物プランクトンの増殖により窒素が欠乏したと考えられる。その後クロロフィルaは8月2日前後や12日前後に、ごくわずかに増加しているが、8月1日および10日に降水があることから、河川から栄養塩が供給されたことによりクロロフィルaが若干高くなったと考えられ、7月23日以降に栄養塩が枯渇したという見方と整合する。

さらに7月29日から8月8日にかけて、海底上5mの水温が大きく変動していることから、躍層界面がこの位置にまで下がったと考えられるが、このような表層混合層の増加は、高濁度のため有光層厚の小さい有明海においては、遊泳能力のない植物プランクトンの増加を抑える方向に働く可能性が高く、このことも植物プランクトンの増加を抑える原因になったと考えられる。

8月9日前後と20日前後には水温が一様化しているが、それぞれ日射の減少および北東風の連吹に対応しており、特に20日には熱帯低気圧の接近に伴う6m/sの強い風によって鉛直混合がおきた。

(2) 冬季のクロロフィルa変動の概要

2001年の8月以降においてクロロフィルaが増加したのは11月20日前後であった。この時期は海苔養殖が行われる時期に当たり、赤潮による海苔の色落ちが懸念された。クロロフィルaが増加した時期の日射量は13 MJ/m²dayと7月と比較して小さいが、11月7日から24日までの17日にわたり日射のレベルが保たれ、好天候が長期間持続したことが、クロロフィルa増加の原因と考えられる。このクロロフィルaの増加は、11月25日

に北よりの比較的強い風が吹いたことに対応して減少し、その後クロロフィルaの増加が起きなかったことが2001年における海苔の豊作へとつながったと考えられる。

(3) 植物プランクトン種の遷移

図-2(d)に主要な植物プランクトン群の構成率を示す。期間中、珪藻類の卓越する頻度が最も多く、珪藻類が減少した7月中旬から8月中旬においてのみ渦鞭毛藻類やクリプト藻類が優先した。これを栄養塩濃度や成層の形成時期と結び付けて見てみると、7月10日までの窒素が豊富な時期においては珪藻類が、窒素が枯渇したと見られる7月23日以降においては、遊泳能力のある渦鞭毛藻類が増加し、鉛直混合の起きる8月中旬以降に再び珪藻類が卓越しており、成層構造および栄養塩の鉛直分布と植物プランクトン群の間に明確な対応が認められる。この際、図-2(d)のクロロフィルa時系列で7月8日の赤潮時にはゆるやかな増加となっているのに対し、7月20日前後のそれはパルス的になっているが、鉛直移動する渦鞭毛藻類の特性が反映されたものと考えたと説明がつく。

3.2 溶存酸素濃度および濁度の変動

図-2(e)は海底上0.5mにおける溶存酸素濃度の時系列である。溶存酸素濃度は7月13日、23日、31日前後の計3回、3 mg/l程度まで低下し貧酸素化が認められた。7月13日および7月23日においては、クロロフィルa濃度の低下から1、2日おいて溶存酸素濃度が極小値をとっており、植物プランクトンが有機物として海底に沈降して分解される過程で酸素が消費されたことに由

来していると考えられる。一方、7月31日においては目立った赤潮が発生していないにもかかわらず溶存酸素濃度の低下が見られ、他の2回の貧酸素化とは状況が異なっている。

図-2(f)は水面下1mにおける濁度の時系列である。濁度は8月20日前後および10月20日の2回急激に増加しており、それ以外の期間においては比較的低い値が保たれている。濁度の増加については、底質からの巻き上げや河川からの流入、移流の影響が考えられる。図-4に九州農政局諫早干拓事務所(2002)が実施した週一回の観測をもとに作成した濁度の鉛直分布時系列を示す。図の縦軸は測定深度 z を観測時の全水深 h で無次元化した。下層の濁度増加は風速の増加と対応しており、風向に無関係であるため、これが海底における巻き上げの影響と見られる。一方、図-2(f)における2回の増加はきわめて急激で、表層に限られることから移流の影響と考えられる。実際2回の濁度増加時は比較的強い北東風が連吹した後となっており、8月20日には対応するような降雨や塩分低下は見られなかったが、10月20日については濁度の増加と同じタイミングで表層塩分の低下が見られた。このようなことから8月20日の高濁度化は、風による吹き寄せで湾奥部の高濁度水が運ばれたことが主因とみられ、10月20日については河川水起源の高濁度水が風による吹き寄せで、諫早湾入り口まで移動したものと推測される。同様の北東風は他の期間においても見られるが、これらはいずれも継続時間が短いため濁度の増加に結びつかなかったとみられる。このように有明海奥部の濁度は、風に伴って変動し、湾内の水質に大きな影響を与えていることが分かった。

4. 数値モデルによる貧酸素水塊の時空間変動の解明

2001年における貧酸素水塊がいつどこで発生し、どのように変動するかを明らかにするため、3次元生態系モデルによる数値シミュレーションを試みた。

4.1 数値計算の概要

モデルの基本的な枠組みは鯉淵ら(2001)と同様で、準3次元流動モデルと水質・生態系モデルを結合し、 σ 座標系を用いて鉛直方向に20層、水平方向には900mメッシュで計算を行った。計算のタイムステップは5分で2001年4月から12月1日まで、気象条件は佐賀気象台での観測値、河川流量は筑後川や緑川をはじめとする18の河川と締め切り堤防からの放流量を与えた。この際、有明海においては潮位差が5mと大きいため、移動境界を用いて浅海域における干満を再現した。

また有明海の特徴として、他の内湾に比べ濁度が高いことが知られ、本研究の観測結果からも、濁度が風に伴

う流動で急激に変動する様子が捉えられた。濁度は光の遮蔽を通じて、植物プランクトンの光合成に大きな影響を与え、結果としてクロロフィル a や海底における溶存酸素濃度の分布に大きな影響を及ぼす。そこで潮流計算結果から巻き上げ量を算出し濁度の移流拡散方程式から、透明度を算出した。この際、透明度は様々な懸濁物質の影響を受けるため、熊本県水産研究センター(2002)による1995年から5年間の浅海定線調査結果を用い図-5の関係式から与えた。

4.2 貧酸素水塊の変動過程

2001年夏季の再現計算結果を図-6に示す。水温の計算結果と観測結果(図-2)との比較から、7月の成層形成や、8月の一様化をはじめ、風に対応した短期的変動についてもよく再現されている。表層クロロフィル a 濃度は7月上旬に日射が増加した際に急増し、7月10日には最高値を記録したが、同様の現象が計算においても再現されている。溶存酸素濃度(DO)についても7月に観測された3回の濃度低下や躍層崩壊後の増加などが再現されており、水質の時間変動が概ね再現されている。

現地観測により2001年7月に3回の貧酸素化が確認され、7月31日における貧酸素化は、植物プランクトン

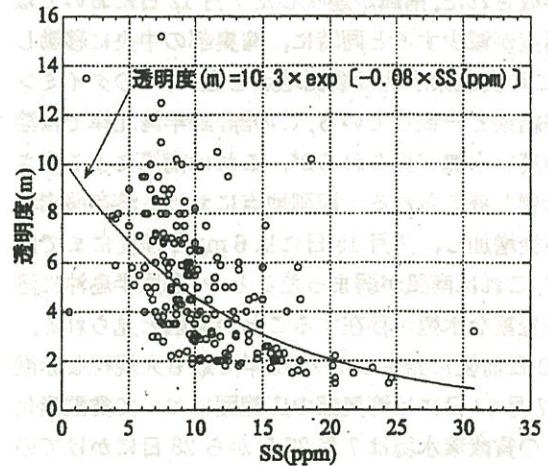


図-5 SSと透明度の関係

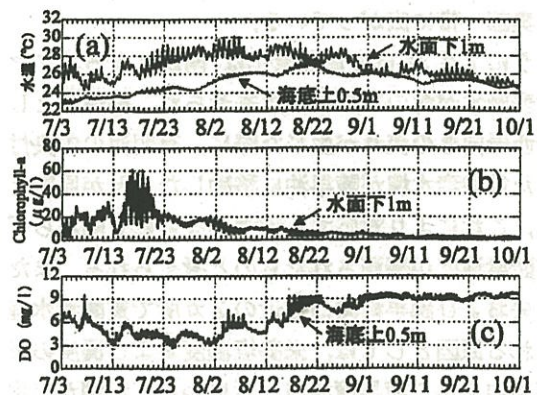
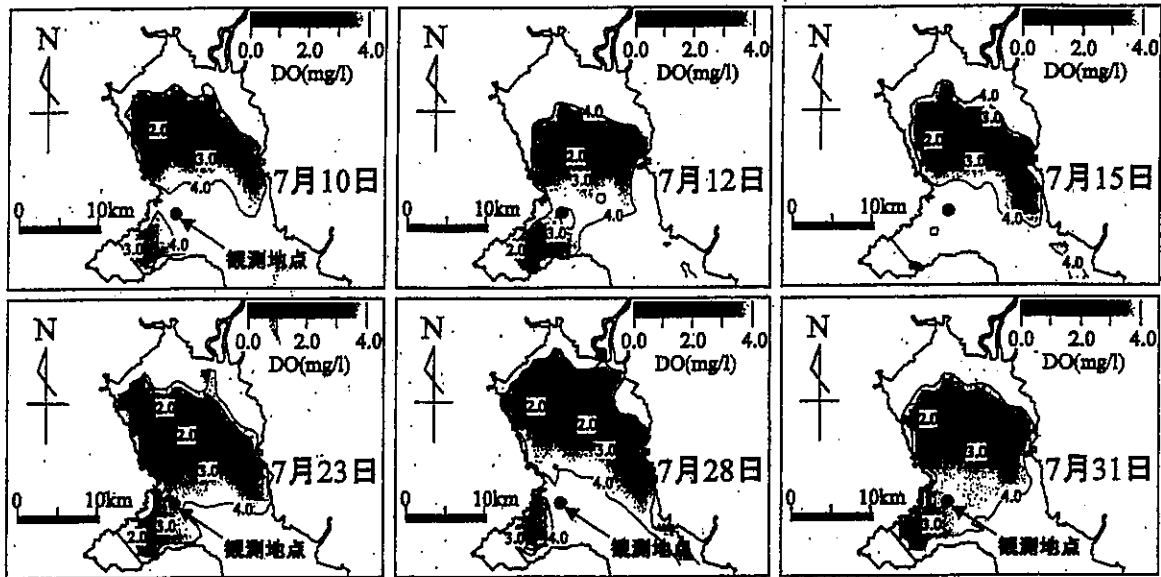


図-6 水温(a)、クロロフィル a (b)、溶存酸素(c)の計算結果



図一7 2001年7月における酸素水塊の底層平面分布

の増加が少ないにも関わらず生じていることが明らかになった。そこで数値モデルにより酸素水塊の挙動を追跡した結果を図一7に示す。

7月8日からの植物プランクトンの増加に伴い、7月10日には湾奥部の中央に3 mg/lを下回るような酸素水塊が形成された。南風が連吹した7月12日においてはさらに濃度が減少すると同時に、湾奥部の中央に移動している。この酸素水塊は観測地点を覆い、そのタイミングは観測結果と一致している。この際、諫早湾北岸では溶存酸素の高い水塊が見られるが、これは南風による吹き寄せの影響と考えられる。観測地点における溶存酸素濃度はその後増加し、7月15日には6 mg/l程度にまで回復したが、これは南風が弱まったことや、島原半島沖に溶存酸素の豊富な水塊が存在することが原因と見られる。

7月20日前後に発生した2001年で最も大規模な赤潮に伴い、7月23日には湾奥部の広範囲において酸素化した。この酸素水塊は7月27日から28日にかけての北風で一端は東岸へ移動するが、風向が南風へと変化すると再び諫早湾湾口付近に戻り、7月31日には観測地点を含む湾奥部一帯に広がっている。

このように7月31日の酸素化は、南風によるエクマン輸送で表層水が湾の東岸に吹き寄せられ、補償流として海底で西岸向きの流れが生じた際に、有明海の中央付近にあった酸素水塊が諫早沖に移動したことが原因と推測され、これにより対応する赤潮がないにも関わらず低い溶存酸素濃度が観測されたものと考えられる。また湾奥部中央および諫早湾湾口付近の2カ所で酸素水塊が形成される原因としては、栄養塩濃度および濁度の影響から湾奥中央から諫早湾湾口付近にかけて赤潮が発生しやすく、有機物沈降量が多いこと、湾奥と比べて湾中

央の島原半島沖で溶存酸素濃度が高く、この水塊の移流・拡散で諫早湾沖では酸素化が抑制されるため、酸素水塊が2つに分離されるものと見られる。このように酸素水塊は湾奥中央および諫早湾内の2カ所で形成され、これらが潮汐や風に伴う流動で湾内を移動するため、その影響が広範囲に及ぶものと考えられる。

5. まとめ

2001年から諫早湾湾口部で実施した現地観測により、赤潮の発生や酸素水塊の形成過程が捉えられた。有明海の赤潮発生や酸素化に対しては日射や栄養塩濃度および濁度の条件が極めて重要であるため、気象・海象はもちろん人間活動による栄養塩供給や輸送の変化が湾内の水質に大きな影響を引き起こす可能性がある。

謝辞：本研究を進めるにあたり、農林水産省諫早湾干拓事務所には係留地点を提供いただくと同時に、船を利用させていただき等便宜を図っていただいた。また観測にあたって、(株)日本ミクニヤに大変お世話になった。ここに記して謝意を表す。

参考文献

- 九州農政局諫早干拓事務所 (2002): 海域環境基礎資料 平成14年。(印刷中)
- 熊本県水産研究センター(2002): 熊本県有明浅海定線調査結果。(印刷中)
- 鯉淵幸生・佐々木淳・磯部雅彦 (2001): 東京湾における窒素・リンに着目した物質循環機構, 海岸工学論文集, 第48巻, pp. 1076-1080.
- 佐藤正典・東 幹生・佐藤慎一・加藤夏絵・市川敏弘 (2001): 諫早湾・有明海で何がおきているのか?, 科学, 第71巻, No. 7, pp. 882-894.
- 村上哲生・小寺浩二・程木義邦 (2001): 有明海奥部における底層の溶存酸素濃度(速報), 日本自然保護協会, (<http://www.nacsj.or.jp/database/isahaya/isahaya-010817-hokoku.html>)