

I

人間活動による有明海のリン・窒素・珪素循環の変化

有明海低次生態系モデリンググループ

有明海の環境変化の原因

柳 哲雄*

Reason of environmental change in Ariake Bay

Tetsuo Yanagi*

要 約

1970年代から2000年代にかけての有明海の環境変化の原因を潮汐・潮流、残差流、海水交換、塩・栄養塩収支、窒素収支の観点から研究した。その結果、近年有明海ではアサリの漁獲量が減少し、かつ干潟面積も減少している。そのことが有明海内での有機物を無機化する能力を減少させていて、大きな環境変化につながっていることが推測された。

1. はじめに

有明海（図1.1）は九州西部に位置し、日本で最も潮差が大きい（湾奥では大潮時に6.5mに達する）、干潟の発達した、閉鎖的内湾である。この大きな潮差と干潟を利用して、有明海では昔からノリ養殖が盛んに行われてきた。その生産量は近年16万トン/年に達し、全国生産量の4割を占めるほどである。ところが、2000-2001年冬季には「色落ち」によって有明海のノリ生産量は平年の6割に落ち込み、損害額は約136億円に達した。

2000-2001年冬季のノリ不作の直接の原因は、浮遊藻類（植物プランクトン）の一種である珪藻（リゾソレニアという種類）の赤潮が発生し、海域の栄養塩を吸収したため、ノリに十分な栄養が与えられずに、本来黒色のノリが黄色となり、色落ちしたためである。平年ならこの時期には発生しない珪藻赤潮が何故2000-2001年冬季に発生したかに関しては、1) 2000年秋季に大雨が続き、陸から大量の窒素・リン・珪素が河川を通じ有明海に流入したこと、2) 2000-2001年冬季は晴天が続き日射量が多く、水温も上昇したため、珪藻の増殖に好条件となったことが直接的な原因として挙げられている。

しかし、過去にもこのような気象条件はあったにも関わらず、2000-2001年冬季にのみ大規模なノリの

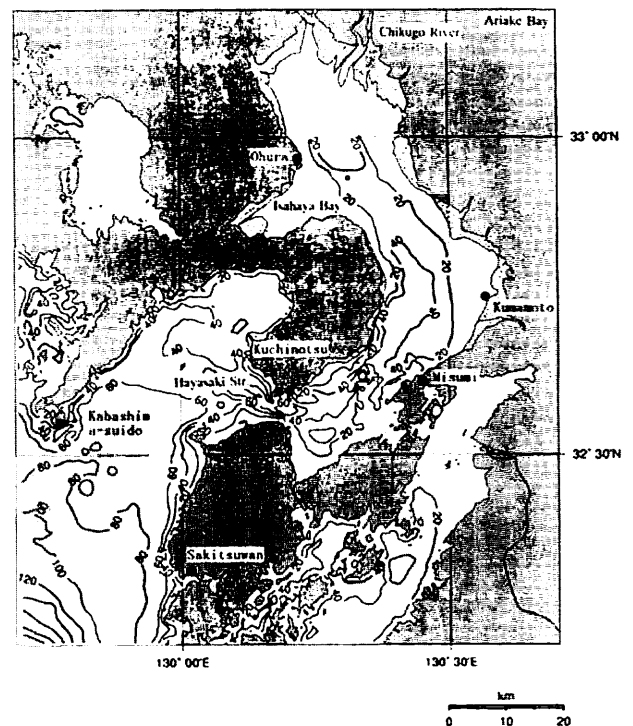


図1.1 有明海。陰影部が干潟を表す。数字はmで表した水深。

* 九州大学応用力学研究所

* Research Institute for Applied Mechanics, Kyushu University

色落ち現象が発生した間接的原因としては1) 植物プランクトンを摂食するベントス(底棲生物)現存量が近年著しく減少していて、有明海で赤潮が発生しやすくなっていること、2) 近年有明海の潮汐・潮流振幅が減少し、筑後川などの河川から供給された栄養塩が拡散しにくくなって富栄養化が進行し、同時に植物プランクトンも拡散しにくいので赤潮が発生しやすくなり、干潟の攪拌作用が減少して底質が悪化し、貧酸素水塊が発生しやすくなって海域環境が悪化したこと、などが指摘されている。

特に、1988年から工事が開始され、1997年に堤防が締め切られた諫早湾干拓が間接的原因の1)にも2)にも関係していることから、多くの漁民が諫早湾干拓を中止して、堤防の水門を開放するよう主張したことで、このノリ不作問題は大きな社会問題となった。

諫早湾干拓が有明海の潮汐・潮流振幅の減少、さらに生態系変化に与えた影響に対しては、様々な議論がある。

本稿では潮汐・潮流、残差流、海水交換、塩・栄養塩収支、窒素収支など様々な観点から有明海の環境変化の実態を明らかにして、それらが有明海の環境変化とどのような関係を持っているかを考察する。

2. 有明海の低次生態系の特性豊かさの原因

2.1 はじめに

この章では有明海の栄養塩、藻類、動物プランクトン、ベントスをめぐる低次生物生産構造の特徴を明らかにすることにより、ノリ不作問題の背景を考えてみる。

2.2 有明海の低次生物生産構造

有明海の低次生物生産をめぐる栄養物質の動きは図2.1に示すようである。主に陸上から河川を通じて流入する窒素・リン・珪素といった栄養塩はノリ

や浮遊藻類の他、干潟や浅海の海底土粒子に付着した付着藻類の光合成により有機化される。ノリの栄養塩吸収速度は浮遊藻類のそれより遅いため、赤潮などにより浮遊藻類が異常に増殖すると、海域の栄養塩は主に浮遊藻類に吸収され、ノリは栄養不足となり、色落ちなどの現象が起こってノリ不作となる。浮遊藻類は動物プランクトンやアサリなどのベントスにより摂食される。ベントスの減少により、浮遊藻類への摂食圧が弱まると、赤潮は発生しやすくなる。ベントスは付着藻類を摂食する他、枯死した浮遊藻類やノリ、動物プランクトンの糞などで構成されるデトリタスを摂食する。

この低次生物生産構造をめぐる物質循環がうまく行われていると、問題は起こらない。しかし、2000-2001年冬季の有明海のように、浮遊藻類が異常に増殖し、ベントスが異常に減少すると、低次生物生産をめぐる様々な局面に、ノリの色落ちのような、ひずみが生じてくる。

2.3 有明海の漁獲量

漁民により漁獲される魚は、図2.1に示した低次生物生産構造の上に位置する高次生物生産構造を形成するが、有明海と瀬戸内海、さらに世界各地の閉鎖的内湾における漁獲量は図2.2に示すようである。有明海は1979年、瀬戸内海は1981年にそれぞれ最大漁獲量を記録して以降、近年減少を続けている。特に有明海の漁獲量は最大時の1/5にまで落ち込んでいる。この漁獲量減少の主な原因はアサリの漁獲量減少で、1960年代には6万7千トン/年漁獲されていたものが、1990年代は6千トン/年しか漁獲されていない。ちなみに、有明海の単位面積当たりの漁獲量減少に占めるアサリ(36トン/km²)の漁獲量減少の割合は55%である。

チェサピーク湾や黒海など諸外国の閉鎖的内湾と比較して、瀬戸内海・有明海の漁獲量が大い理由に関しては、河川から流入した栄養塩の循環機構の

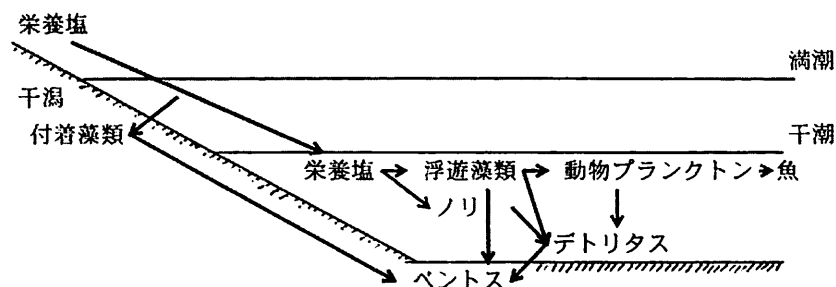


図2.1 有明海の低次生物生産構造

違いによることがすでに明らかにされている（武岡, 1996；柳, 2001）。すなわち有明海や瀬戸内海では陸から流入した栄養塩が、表層を湾口に底層を湾奥に向かって流れる河口循環流により運ばれながら、海峡部で強く鉛直混合されるために、海域内に留まる時間が長くなり、栄養塩が何度も効率よく植物プランクトンに利用されて、海域の基礎生産力が大きくなるからである。

それでは有明海の漁獲量が最大時に瀬戸内海の4倍もあった理由はなんだろうか？

2.4 有明海と瀬戸内海の比較

瀬戸内海での実測結果によると、浮遊藻類の基礎生産速度は $285\text{gC}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{yr}^{-1}$ (Tada et al., 1998) であるが、付着藻類の基礎生産速度は $447\text{gC}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{yr}^{-1}$ と約2倍である（門谷, 2000）。これらの藻類の生理活性に関しては、同じように富栄養化している瀬戸内海と有明海の違いは大きくないと考えられるので、瀬戸内海の藻類の基礎生産速度の値が有明海でも適用可能として、有明海と瀬戸内海の浮遊藻類と付着藻類の総基礎生産速度、それに基づく魚介類生産速度（漁獲可能量の上限）を推定してみよう（表2.1）。まずそれぞれの海域面積に浮遊藻類の基礎生産速

度を乗じて、海域における浮遊藻類の基礎生産を見積もる。次に、付着藻類は海面下でも有光層内の海底では基礎生産が可能なので、その生息面積を干潟面積の1.5倍と仮定して、それに付着藻類の基礎生産速度を乗じて付着藻類の基礎生産を見積もる。結果は表2.1に示すようで、浮遊藻類による基礎生産は海域面積の大きい瀬戸内海で661万トンC/年、狭い有明海で48万2千トンC/年であるが、付着藻類による基礎生産は瀬戸内海で7万8千トンC/年、有明海で15万6千トンC/年と有明海の方が大きい。

海域における主な漁獲対象は浮き魚であるが、浮き魚の場合、藻類による基礎生産から漁獲可能な魚に至るまでには浮遊藻類—動物プランクトン—魚という栄養段階を経るために（図2.1）、浮遊藻類の基礎生産速度に対して、漁獲可能な魚介類生産速度は浮遊藻類のそれを0.04倍したものになる。栄養段階がひとつあがる毎に、生産速度は平均的に1/5となるからである（Hashimoto et al., 1996）。一方、干潟における主な漁獲対象はアサリやムツゴロウなどのベントスである。ベントスは付着藻類を直接摂食するので（図2.1）、その生産速度は付着藻類のそれを0.2倍したものになる。両者を足し合わせたものが、それぞれの海域の魚介類生産速度となる。

このようにして見積もった有明海と瀬戸内海の魚介類生産速度はそれぞれ、50,400、280,000トンC/年となる。海域で漁獲される魚の湿重量に対する炭素含有量を10%程度、干潟で漁獲されるアサリの殻付湿重量に対する炭素含有量を2%（鈴木ら, 2000）とすると、有明海と瀬戸内海の魚介類生産速度は175万、343万トン/年となり、単位面積当たりでは有明海と瀬戸内海でそれぞれ、1,030、148トン/年となる。この値は図2.2に示した有明海と瀬戸内海の最大漁獲量の7-13倍となっているが、その比は6.9で、図2.2の3.9に近い値となっている。

以上の簡単な計算の結果、有明海の単位面積当たりの高い漁獲量は干潟における付着藻類の高い基礎生産速度と、付着藻類から干潟で主に漁獲されるアサリまでの食物連鎖が1段階であることに因ることがわかった。

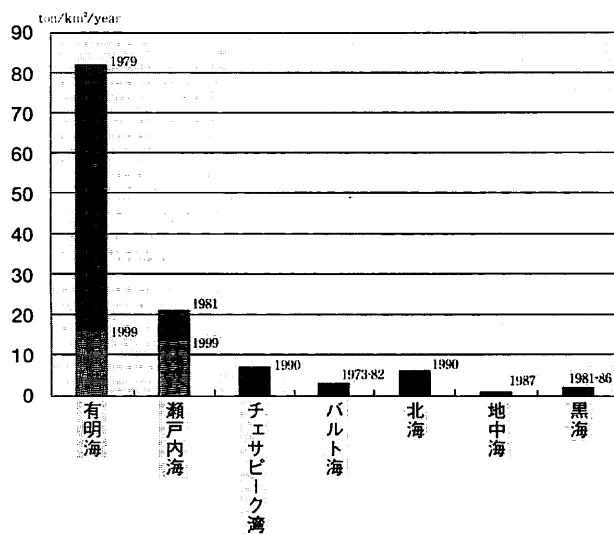


図2.2 世界各地の閉鎖的内湾の単位面積あたりの漁獲量

表2.1 有明海と瀬戸内海の基礎生産と可能漁獲量

	海域面積 km ²	干潟面積 km ²	海域基礎生産 tonC/year	干潟基礎生産 tonC/year	海域可能漁獲量 tonC/year	干潟可能漁獲量 tonC/year	可能漁獲量 tonC/year (tonC/km ² /year)
有明海	1,690	232	482,000	156,000	19,300	31,100	50,400 (1,030)
瀬戸内海	23,203	117	6,610,000	78,700	265,000	15,700	280,000 (148)

2.5 水田と干潟の食糧生産速度

従来、干潟の機能としては陸上から流入した有機物を分解し、海水中の栄養塩を吸収し、脱窒を行う浄化機能の重要性が指摘されてきた(細川, 2000)。しかし、上述した結果は、干潟が浄化の場のみならず、食糧生産の場としても重要であることを示している。そこで、日本の食糧生産の中心的な場とも言える水田と干潟の食糧生産速度を比較してみよう。

日本での穀実(玄米)の平均生産量は5トン/ha=5トン/10⁴m²とされている(門谷, 私信)。穀実の中には水分が12%含まれていて、さらに炭素含有量は乾重量の40%なので(門谷, 私信)、水田の食糧生産速度は176gC・m⁻²・yr⁻¹程度である。

一方干潟における食糧生産速度は付着藻類の基礎生産速度を0.2倍した89gC・m⁻²・yr⁻¹に、浮遊藻類の基礎生産速度を0.04倍した11gC・m⁻²・yr⁻¹を加えて100gC・m⁻²・yr⁻¹と見積もられ(干潟の海水柱の高さは低いので、これより実際は小さい値となる)、水田と同じオーダーの生産速度となることがわかる。また、水田から得られる食糧は植物性炭水化物であるのに対し、干潟から得られる食糧は、人間にとっては炭水化物より上質の、動物性タンパクであることに注意する必要がある。

したがって、食糧生産の観点から見れば、高い費用をかけて干潟を水田に変えることはほとんど意味がないことになる。世界の人口は今後増大を続け、21世紀中頃には世界中で食糧不足問題が深刻になると言われている。そして、陸上を含め、沿岸海域での食糧生産性を如何に高くするかが、国際的に大きな課題となることは必至である。古くから干潟を埋め立てて、水田などの陸地にしてきた日本の国土利用法は、上に述べた食糧生産性の観点からは検討し直す必要があるだろう。

3. M₂潮汐・潮流の変化

3.1 はじめに

この章では移動境界を有する水平2次元潮汐・潮流モデルを用いて、1985-1999年の有明海のM₂潮汐振幅変化を再現し、M₂潮汐振幅減少の原因を定量的に明らかにすることを試みる。

3.2 有明海の潮汐変化

図3.1に有明海の地形と有明海内外の検潮所の位置を示す。破線で示した水深2m以浅の海域が干潟の海域を示す。有明海ではM₂分潮潮汐が最も卓越している(海上保安庁, 1983)ので、M₂潮汐振幅の変化が有明海の潮汐・潮流変化の主因となる。その

M₂潮汐振幅は図3.2に示すように、有明海内の大浦、三角、口之津で1985年から1999年にかけて3-5cm減少している。このような潮汐振幅減少は有明海内だけでなく、図3.3に示すように、有明海外の長崎、阿久根、福江でも1-2cmの振幅減少が見られる。図2、3は海上保安庁水路部(現海洋情報部)のホームページ(<http://www1.kaiho.mlit.go.jp/>)からダウンロードした各検潮所の1時間毎の潮位記録30日分を用いて、10分潮に対する最小二乗法による調和分解を毎月行って得られた結果を12ヶ月平均して得た年間平均調和定数を用いて描いたものである。

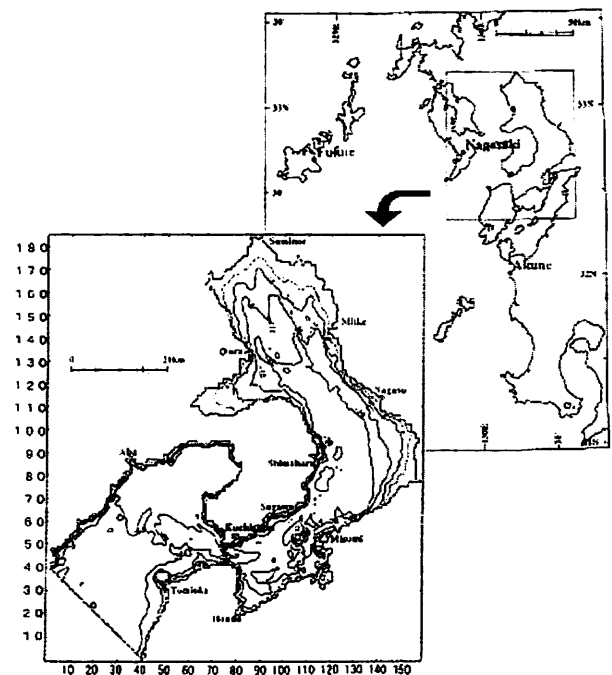


図3.1 有明海の地形と検潮所の位置

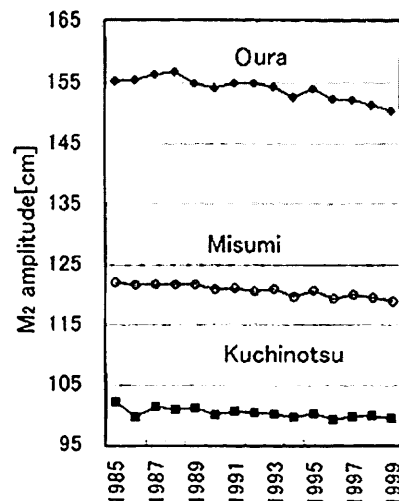


図3.2 有明海内におけるM₂潮汐振幅の変化

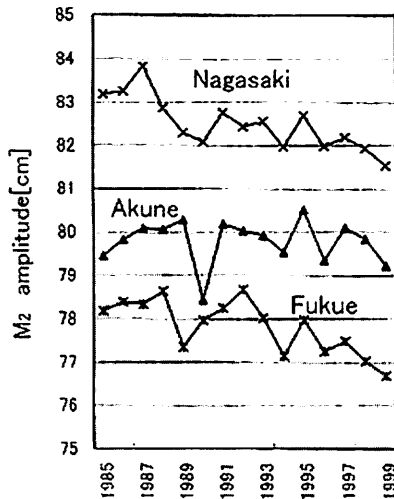


図3.3 有明海外におけるM₂潮汐振幅の変化

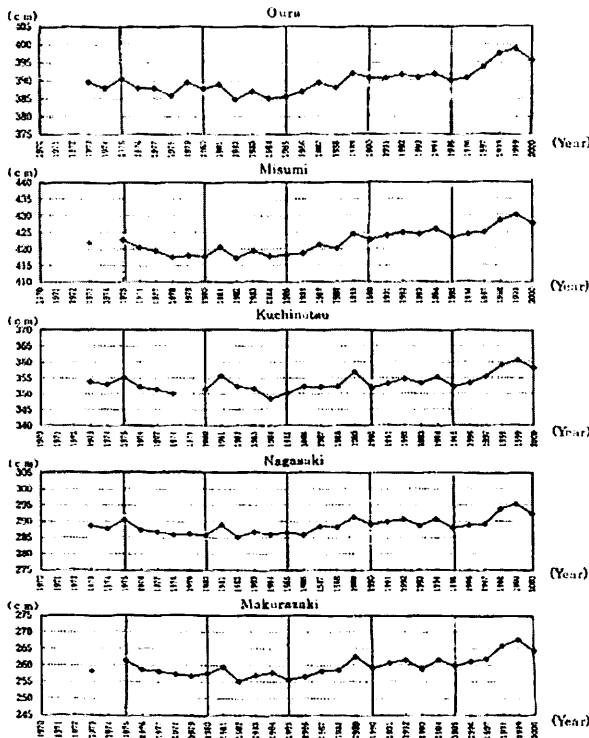


図3.4 九州沿岸の平均水位の変化

一方、有明海を含む九州沿岸の平均潮位は図3.4に示すように、1985年から1999年にかけて約10cm上昇している（海岸昇降検知センター、2000）。この平均水位上昇の主な原因は北太平洋における約20年周期の水温変動である（Senjyu et al., 1999）と考えられるが、Senjyu et al. (1999) が指摘した北太平洋の約20年周期の水位変動は1995年をピークに2005年までは下降局面にあるはずなので、図3.4に示された1995-1999年の各地の平均水位上昇は、北太平洋

の約20年周期水位変動が変調したためなのか、別の原因によるものなのかは現在のところよくわからない。

図3.2に示した有明海のM₂潮汐振幅減少に及ぼす有明海外の潮汐振幅減少、諫早湾潮受け堤防締め切り、有明海内の平均水位上昇の影響を、移動境界を持つ水平2次元潮汐モデルにより、定量的に検証する。

3.3 数値モデル

用いた数値計算モデルの基礎式は以下のである。

$$\frac{\partial u}{\partial t} + (u \cdot \nabla)u + f k \times u = -g \nabla \zeta + \gamma_b^2 u |u| + A \Delta u \quad (1)$$

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + \nabla \cdot \{ (H + \zeta) u \} = 0 \quad (2)$$

ここで、 u は鉛直平均流速ベクトル、 ∇ は水平微分演算子、 f はコリオリパラメータ ($=0.79 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$)、 k は鉛直方向の単位ベクトル、 g ($=980 \text{ cm} \cdot \text{s}^{-2}$)は重力加速度、 ζ は平均水位からの水面偏差、 γ_b^2 は海底摩擦係数で以下のマンギンの式で与えられる。

$$\gamma_b^2 = (g \cdot n^2) / H^{1.3} \quad (3)$$

ここで、 n ($=0.031$)はマンギンの粗度係数、 H (cm)は水深を表す。さらに A ($=1.0 \times 10^4 \text{ cm}^2 \cdot \text{s}^{-1}$)は水平粘性係数を表している。水平格子間隔は500mである。

有明海では干潟が発達しているので、本モデルでは干潟を含む陸・海境界条件としては移動境界を用いている。すなわち、干潟上の計算メッシュでは常に流出・流入計算を行うが、水深が30cm以下になった時はそのメッシュを陸として扱い水の流出を認めない。そして、水が流入して水深が30cm以上になったら、再び海として他の海域メッシュと同様に扱う。したがって移動境界を用いても、連続式(2)は干潟上のメッシュも含めて常に満足されている。さらに、計算のための平均水面は図3.1に示した海図のゼロ面から ($M_2 + S_2 + K_1 + O_1$) 潮汐振幅 (海上保安庁, 1983) を加えたものにしてある。

図3.1に波線で示した開境界に沿って、M₂潮汐の振幅と位相を与え、有明海の潮汐計算を行った。(1)、(2)式を差分化し、タイムステップ6秒で数値積分していくが、計算開始後約4潮汐周期ではほぼ定常な潮汐振動が得られたので、5周期目の計算結果を調和分解して、以下の結果を得た。水平2次元の潮

汐・潮流計算では潮汐残差流も含め、ほぼ5周期程度で定常な振動が得られる (Oonishi, 1977).

3.4 計算結果

3.4.1 潮 汐

1985年の条件 (諫早湾潮受け堤防なし、平均水位上昇なし、開境界での振幅80.0cm、位相230度) と1999年の条件 (諫早湾潮受け堤防締め切り、10cmの平均水位上昇、開境界での振幅77.5cm、位相230度) で得られた有明海内のM₂潮汐振幅・位相分布の計算結果を観測結果と並べて図3.5に示す。

1985年の開境界の振幅、位相に関しては潮汐調和定数表 (海上保安庁, 1983) の網場 (あば: 振幅94.8cm, 位相234度), 富岡 (96.0cm, 230度), 福江 (78.0cm, 231度), 長崎 (86.9cm, 232度), 阿久根 (70.0cm, 228度) における値を元にして決めた。1999年の開境界の振幅と位相をいくりにするかに関しては、開境界における振幅と位相の変化に関する正確な観測値がないので、図3.3を参考に試行錯誤の結果、1999年の有明海内の潮汐振幅を最もよく再現した振幅77.5cm、位相230度を採用した。開境界の振幅を80.0cmにしたままではどのようなパラメータを用いても1999年の有明海内の潮汐振幅分布を再現することは出来なかった。

図3.5によれば、振幅の計算結果は1985、1999年とも観測結果を良く再現している。位相に関しては、計算結果は観測結果に比べて、湾奥で遅れる傾向が顕著である。今回は振幅の再現を最優先にしたので、位相に関してこれ以上の再現を得ることは出来なかった。有明海内のM₂潮汐の位相 (観測値) は口之津で253度、大浦で261度とほぼ一定 (実時間で17分差) で、しかも、1985-1999年の間に大浦で1度早くなった (実時間で2分) だけである。計算による口之津と大浦の位相差は17度 (実時間で35分) と大きい。これは有明海内の潮汐振幅分布を再現するために、大きな海底摩擦係数を用いたことにその原因がある。位相を合わせるために、小さな海底摩擦係数を用いると、振幅分布の再現が出来なかった。また1985-1999年の大浦の位相差計算結果は3度早くなっていて、定性的には観測と一致しているが、定量的にはやや大きい。いずれにしても観測結果と計算結果の位相の誤差は大浦で最大7度 (実時間で14分) で、M₂潮汐周期12時間25分に対しては1.9%で、大きな誤差ではない。

3.4.2 潮流・潮汐残差流

諫早湾の潮受け堤防を締め切り、平均水位を10cm上昇させた1999年の条件におけるM₂分潮上げ

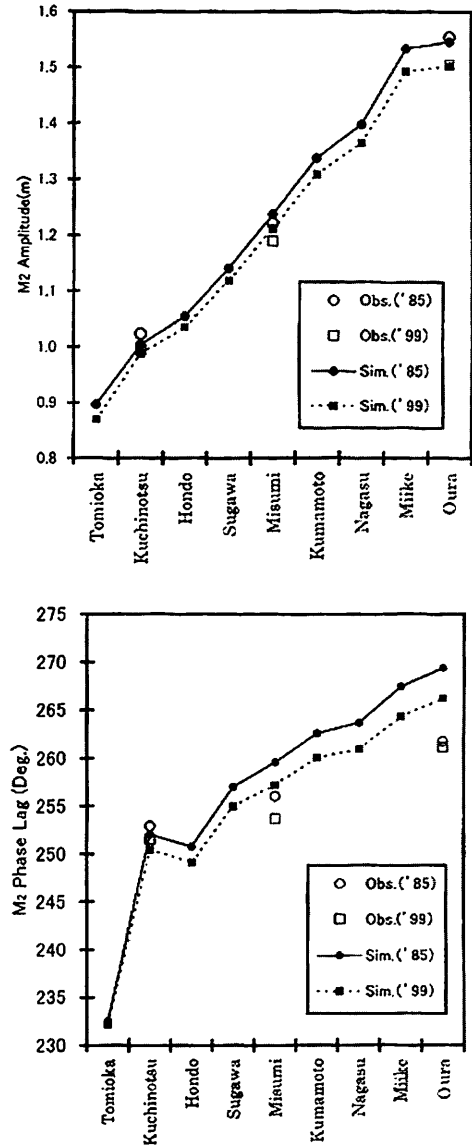


図3.5 計算結果と観測結果

潮流最盛時の流況と潮汐残差流を図3.6に示す。上げ潮流最大流速は湾口で250cm/s、湾奥で50cm/s程度である。東京湾や伊勢湾と比較して有明海では湾奥でも大きな潮流流速が得られることが特徴的である。これは有明海の潮汐振幅が大きく、水深が浅いためである。潮汐残差流は潮流流程よりスケールの小さい地形性渦流の影響を除去するために、3.5kmの空間平均を施して描いてあるが、湾奥、三池南西、湾口東部で時計回り、諫早湾口と島原沖で反時計回りの循環流が形成されている。潮汐残差流の流速は1 cm/s程度と小さい。

図3.7に計算された1999年の潮流楕円と、2001年5月に海上保安庁の現地観測で得られた海面下3mの潮流楕円 (海上保安庁水路部, 2001) の比較を示す。湾央西部のStn.7、湾口のStn.12の流向を除けば、

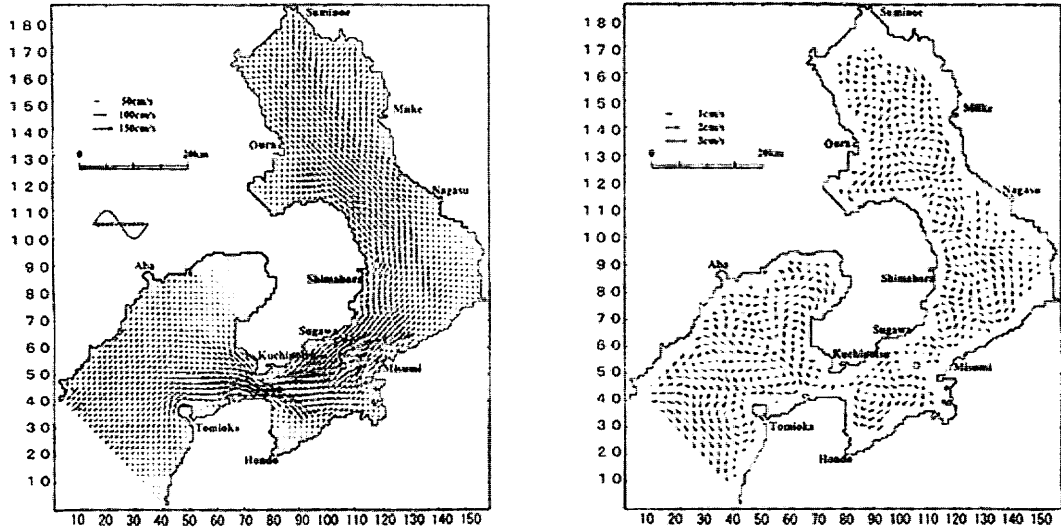


図3.6 M₂潮流と潮汐残差流の計算結果

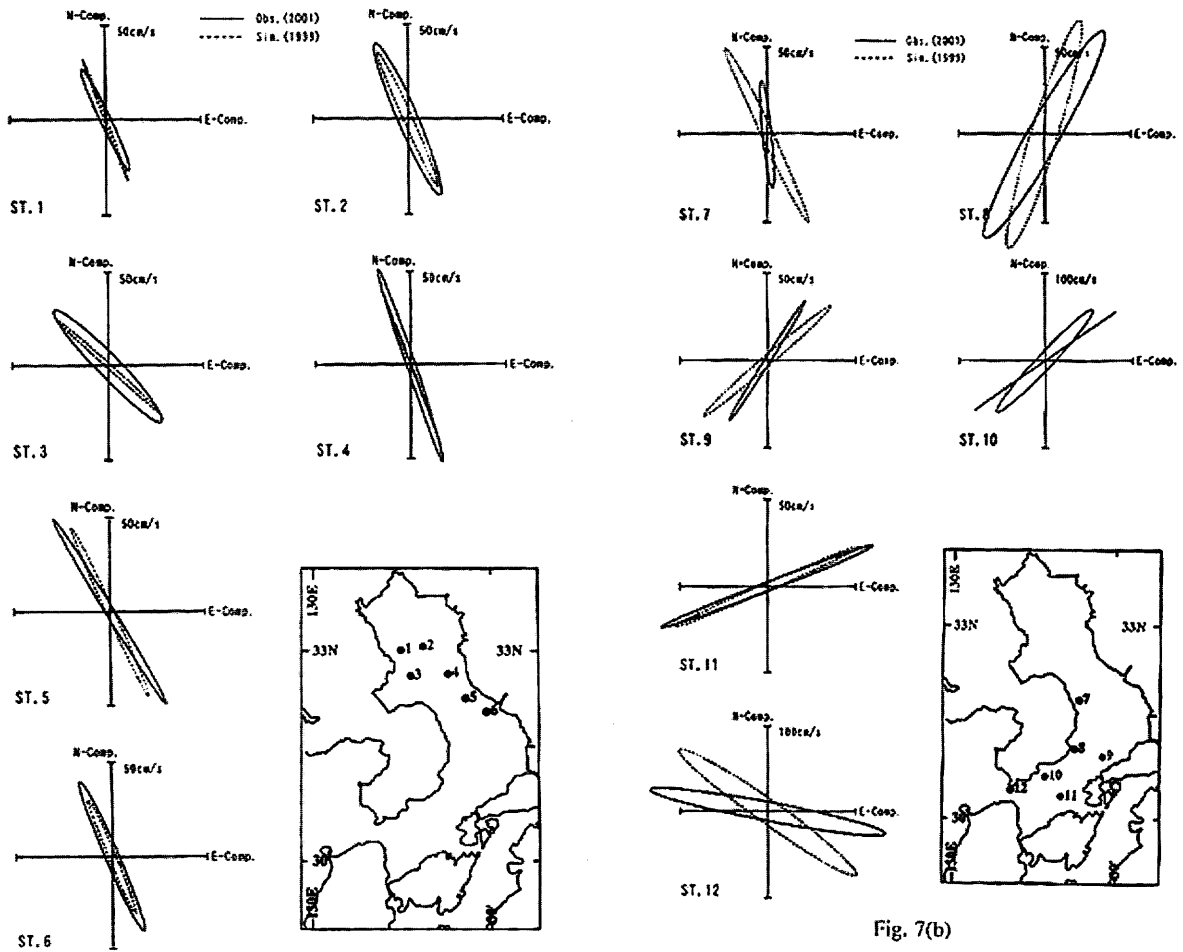


図3.7 M₂潮流楕円の計算結果と観測結果

振幅、流向とも両者はほぼ一致している。Stns.7.12の計算と観測の不一致は、海岸近くの観測結果でモデルの地形分解が不十分なためであると考えられる。

M₂潮流楕円の長軸の方向と長さに関する1999年と1985年の差を図3.8に示す。諫早湾の潮受け堤防前面で長軸の方向の変化と長さの変化が大きい。ま

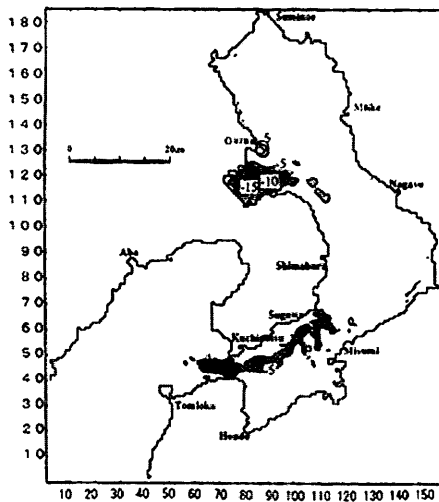
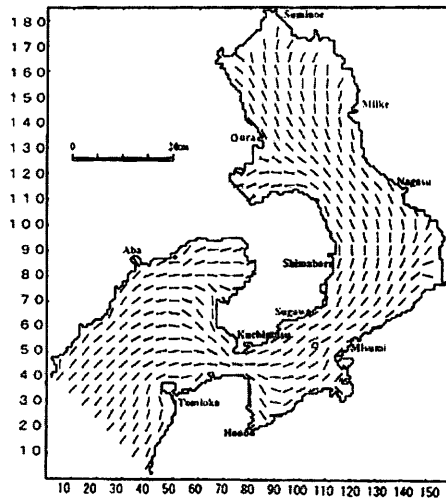


図3.8 1985年と1999年の潮流差

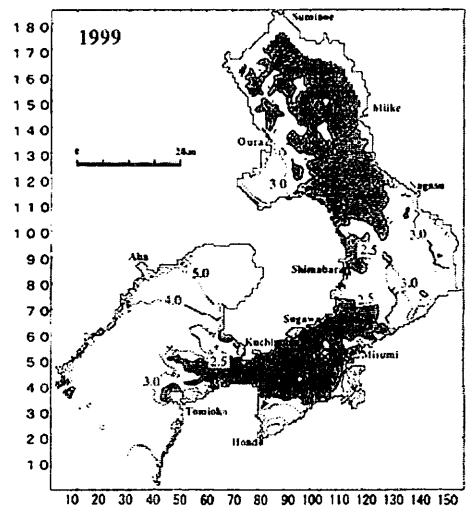
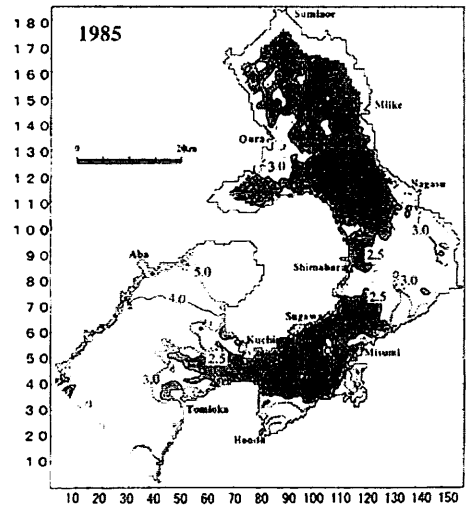


図3.9 成層度の変化

た諫早湾口では北部で潮流振幅が 5 cm/s程度大きくなり、南部で 5 cm/s程度小さくなっている。さらに、有明海の湾口部では 5 cm/s程度潮流振幅が減少している。有明海湾口付近の潮流振幅は平均的には100cm/s程度なので、5 cm/sの振幅減少は約 5%の潮流振幅減少となる。これは諫早湾の潮受け堤防締め切りによる有明海の表面積減少2.1% (1690km²の全表面積が堤防締め切りにより35km²減少した) とM₂潮汐の振幅減少3.2% (大浦のM₂潮汐振幅155cmが 5 cm減少した) の積により得られるタイダルプリズムの減少 (6.7%) とほぼ一致している。図示してないが、有明海のほぼ全域で1999年の潮流振幅は1985年と比較すると減少している。その影響に関しては後述する。

潮汐残差流に関しては1985年と比較すると、1999年には、諫早湾口では南向きの残差流速が0.5cm/s程度速くなり、反時計回りの循環流が強化され、有明海湾口の口之津近傍では時計回りの循環流の流速

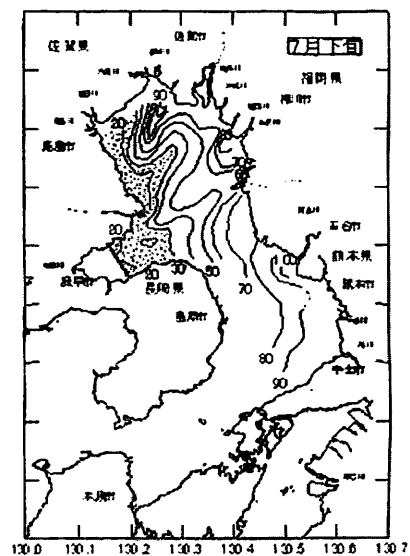


図3.10 貧酸素水塊

が0.5cm/s程度遅くなっているが、全体的には図3.6に示したようでほとんど変化はなかった。

次に1985-1999年の潮流振幅変化が湾内の成層状態の変化に及ぼす影響を明らかにするために、 $\log_{10}(H/U^3)$ (Hはmで表した水深、Uはm/secで表したM₂潮流振幅：Simpson and Hunter, 1974) の変化を調べた。結果を図3.9に示す。瀬戸内海で潮汐フロントが発達する $\log_{10}(H/U^3) = 2.5$ (Yanagi and Okada, 1993) より値が小さい(鉛直混合が発達する)海域にハッチをつけてある。1999年には1985年と比較して、湾奥西部で $\log_{10}(H/U^3) > 2.5$ 以上の潮流振幅が小さく、成層が発達しやすい海域が広がっていることがわかる。このような変化は、近年有明海の佐賀県海域で貧酸素水塊発生海域が拡大してきた(水産総合研究センター西海区水産研究所, 2001) という現場の観測結果(図3.10)と一致している。

3.5 考察

以上の結果から、本数値モデルは有明海における1985年から1999年にかけての潮汐・潮流の変化をほぼ再現できたことがわかった。それではどのような物理的要因が有明海の潮汐・潮流振幅の減少という結果をもたらしたのであろうか？ そこで

- 1) 1985年の境界条件で、有明海内の平均水位上昇がなく、諫早湾潮受け堤防締め切りがない場合
 - 2) 1999年の境界条件で、有明海内で10cmの平均水位上昇があり、諫早湾潮受け堤防が締め切られた場合
- という現在のふたつの計算に加えて、次の3ケースの数値実験を行った
- 3) 1985年の境界条件で、有明海内の平均水位上昇がなく、諫早湾潮受け堤防が締め切られた場合
 - 4) 1985年の境界条件で、有明海内で10cmの平均水位上昇があり、諫早湾潮受け堤防締め切りがない場合
 - 5) 1999年の境界条件で、有明海内の平均水位上昇がなく、諫早湾潮受け堤防締め切りがない場合

結果を表3.1に示す。1)と2)の大浦における計算されたM₂潮汐振幅減少4.3cmに対して、Case 3), 4), 5)の場合の大浦の振幅減少は、それぞれ、0.7cm, -0.2cm, 3.7cmとなり、1985年から1999年にかけての有明海(大浦)のM₂潮汐振幅減少に対する、諫早湾潮受け堤防締め切り、有明海内の平均水位上昇、有明海外の潮汐振幅減少の影響はそれぞれ16%, -4.7%, 86%と見積もることが出来る。平均水位上昇のみの影響により有明海の潮汐振幅が増大する理由は、平均水位上昇により干潟域に海水が浸入して、有明海の容積が大きくなり、湾の固有振動周期が長くなり、M₂潮汐周期に近づくためであると考えられる。東京湾など直立護岸で囲まれた内湾では平均水位上昇により潮汐振幅は減少するので(柳・大西, 1999)、この現象は干潟が発達した有明海特有のものである。なお、現象が線形ではないので、それぞれの影響を単純に足し合わせても100%とはならない。

このような各要因による有明海の潮汐振幅変化は、諫早湾潮受け堤防締め切りや湾内の平均水位上昇による湾の容積変化により、有明海の固有振動周期が変化したことと関連している。そこで、諫早湾潮受け堤防締め切りと湾内の平均水位上昇による有明海の固有振動周期の変化を計算した。計算方法は開境界から単位振幅の潮汐を周期を変えて(細かいところでは3分きざみ)入射させ、湾内での潮汐振幅変化を調べることにより行った。結果を図3.11に示す。1985年の平均水深と地形での有明海の固有振動周期は11時間09分(図3.11a)であったが、有明海内の平均水面が上昇し諫早湾潮受け堤防締め切りが行われた1999年の状態では10時間51分(図3.11b)と18分短くなっている。平均水位が10cm上昇した時の固有振動周期は11時間09分(図3.11c)と1985年と変わらなかった。先述したCase 4)の実験では振幅が大きくなっているため、固有振動周期は長くなっていると考えられるが、3分刻みの計算では有意な固有振動周期の変化を計算できなかった。一方、

表3.1 有明海潮汐振幅変化の原因

Case	amplitude along open boundary (cm)	mean sea level rise (cm)	Isahaya Sea Dike	Amplitude at Oura (cm)	Observed value (cm)
1	80.0	0	—	154.5	155
2	77.5	10	Yes	150.2	150
3	80.0	0	Yes	153.8 (16%)	
4	80.0	10	—	154.7 (-4.7%)	
5	77.5	0	—	150.8 (86%)	

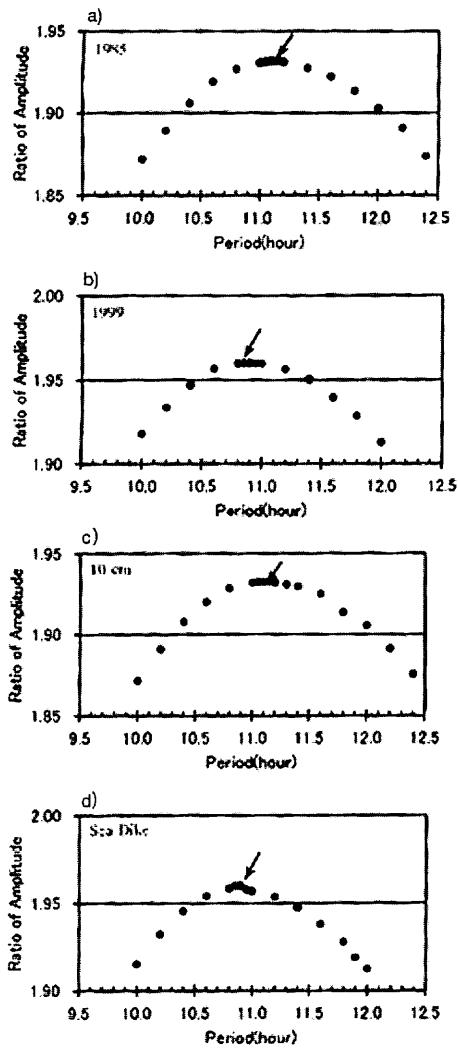


図3.11 固有振動周期の変化

平均水位上昇がなく諫早湾潮受け堤防が締め切られた状態では10時間54分(図3.11d)と短くなり、1985-1999年の有明海の固有振動周期の変化はほとんどが、潮受け堤防締め切りによっていることがわかる。なお中野・小田巻(1990)は口之津付近の湾口を節と仮定して、有明海の奥行き85km、平均水深15mとして、有明海の固有振動周期を7.8時間と見積もっているが、今回の計算は図3.1に示した有明海外の開境界に節を仮定しているため、固有振動周期は長く見積もられている。

3.6 おわりに

以上、移動境界を有する水平2次元潮汐モデルで1985年と1999年の有明海の潮汐・潮流を再現し、それにより有明海の潮汐振幅減少の原因を調べた。1999年に湾内で観測されたM₂潮汐振幅分布を再現するには、地形条件等に変更に加え、モデルの開放境界で与えるM₂振幅を2.5cm返照させる必要があっ

た。計算結果の解析から、1985-1999年にかけての有明海のM₂潮汐振幅減少の主な原因は湾外の潮汐振幅減少にあり、諫早湾潮受け堤防締め切りによる影響は10-20%程度であることがわかった。また、このようなM₂潮汐振幅減少により、湾内のM₂潮流振幅は湾口部で5 cm/s(約5%)減少し、湾奥西部で成層しやすい海域が拡大したことがわかった。

なお、有明海外の潮汐振幅減少は、平均水深増加に伴って東シナ海における潮汐応答特性が変化したことその一因であると考えられるが、その詳細は今後の研究課題である。

有明海の水深に関しては海上保安庁のJ-EGG500データセットを使用したことを付記する。

4.4 大分潮振幅の変化

4.1 はじめに

2000年-2001年冬季のノリ不作に代表される有明海の環境変化に関連して、有明海における潮汐振幅の減少、その原因に関する議論が行われている(例えば、宇野木, 2002; 塚本・柳, 2002)。この議論は調和分析された後の分潮振幅の経年変動に関して行われているが、武岡(2003)は月の昇交点の変動(18.6年周期)に伴う係数f値の影響を考慮すれば、有明海の潮汐振幅そのものは近年増加している可能性があることを指摘した。

しかし、実際に有明海の潮汐振幅がどのように変動しているか、それは各分潮の振幅変動とどのように関係しているのか、は明らかにされていない。本稿ではf値補正を考慮した場合と考慮しない場合の調和分析を行って、有明海の潮汐振幅が1968年-2002年の35年間どのように変動してきたかを明らかにする。

4.2 使用データ

解析に用いた毎時の潮汐データは、気象庁の験潮所により有明海内3点(大浦、三角、口之津)、国土地理院の験潮所により有明海外1点(阿久根)で取得されたものであり(図4.1)、日本海洋データセンターと国土地理院のホームページで公開されているものをダウンロードして用いた。

4点における1968年-2002年の毎時の潮位データに対して、毎月30日間のデータを用い、f値の変動を考慮した場合とf=1.0と固定した場合の最小二乗法による調和分析を行って、M₂、S₂、K₁、O₁4大分潮の振幅を求めた。以下の各分潮振幅の経年変動図はこのようにして求めた毎月の振幅を13ヶ月移動平

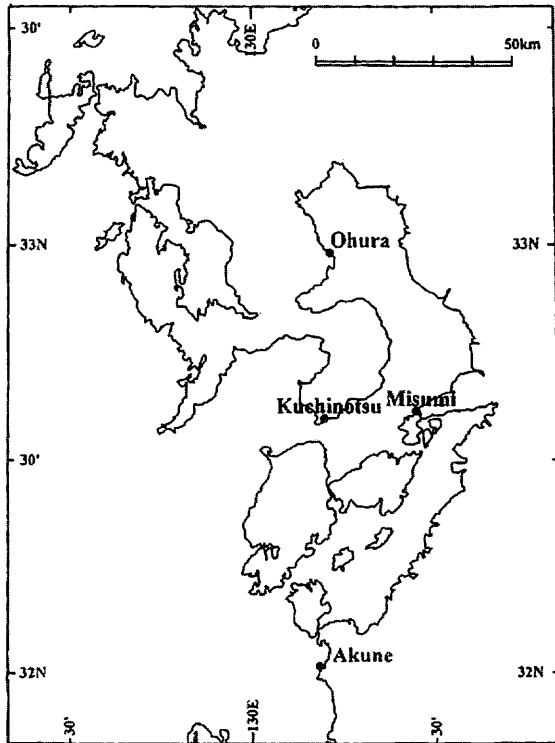


図4.1 有明海の潮汐観測点

均して描いた。データ数が10ヶ月に満たない年は、欠測として扱った。

4.3 解析結果

4大分潮周期に関する解析結果を図4.2(a)–(d)に示す。図中の太い実線はf値補正を考慮した調和分析の結果得られた M_2 分潮振幅で、起潮力に対する観測地点の力学的応答特性の変動を示している。一方、太い破線はf値補正を考慮しない調和分析の結果得られた M_2 周期の海面変動振幅であり、各観測点における実際の海面変動振幅の変動を表している。細線は月の昇交点の変動に伴うf値の変化そのものを示している。 S_2 分潮は月に関係しないので、太い実線による S_2 分潮振幅変動しか示していない。 K_1 、 O_1 分潮のfと M_2 分潮のfの変動は、赤道で日周潮の振幅が0、半日周潮の振幅が最大となるために、逆位相となるが、f値の変動振幅は図4.2の右端目盛りで示してあるように、赤道付近で振幅勾配の大きい K_1 、 O_1 分潮で大きく、赤道付近で振幅勾配の小さい M_2 分潮で小さい。

有明海湾奥の大浦における計算結果を見てみると、 M_2 分潮振幅は1988年以降減少を続けている。この原因が、主に東シナ海の潮汐振幅減少によるのか、諫早湾の干拓によるのかは、現在論議されているところである(宇野木, 2003a, 2003b; 塚本・柳, 2003)。

一方、 M_2 周期の海面変動振幅はほぼf値の変動に従っているが、1994年以降f値の変動からややずれている。すなわち、f値は1997年に最大値をとり、それ以降減少するのに対して、 M_2 周期の海面変動振幅は1996年に最大値をとり、それ以降減少している。f値の変動からのこのようなズレは大浦で最も大きく、三角、口之津と有明海の湾口に近くなるほど小さくなっていて、有明海湾外の阿久根では細い実線で示したf値の変動と太い破線で示した振幅変動のズレはほとんど見られない。 S_2 分潮振幅も近年やや減少気味であるが、その変化は M_2 分潮ほど顕著ではない。 K_1 分潮・ K_1 周期の海面変動振幅、 O_1 分潮・ O_1 周期の海面変動振幅に関しては顕著な経年変動は見られない(図4.2)。

日潮不等が大きい大潮時の最高満潮面と最低干潮面の差に相当する M_2 、 S_2 、 K_1 、 O_1 周期の海面変動の振幅和、平均大潮の振幅に相当する M_2 、 S_2 周期の海面変動の振幅和、の経年変動を図4.3(a)–(d)に示す。

4大分潮周期の振幅和は K_1 、 O_1 分潮に対するf値の変動が M_2 分潮に対するf値の変動と逆位相になるので、各分潮振幅ほど顕著な経年変動は見られない。しかし、図4.3(a)に示した大浦の振幅和は1986年以降減少している。これは M_2 周期の海面変動振幅の減少が大きいためである。4大分潮周期の振幅和は干潟の干出、冠水に最も大きな影響を与えるが、大浦における経年変動は気象庁資料として公開されている大浦の“大潮差”の経年変動(磯部, 2001の図4)とほぼ対応している。ちなみに、気象庁の“大潮差”は毎月の満月と新月の日から前2日後4日以内に観測された最高満潮位の平均値から最低干潮位の平均値を差し引いて毎月の値が得られ、12ヶ月の平均値として各年の値が算出されている。

平均大潮の振幅変動は基本的には M_2 周期の海面変動振幅の経年変動に依存しているが、大浦では1970年代のf値極大時の振幅より1990年代のf値極大時の振幅が4cm程度減少している。これは大浦における近年の M_2 周期の海面変動振幅の減少が顕著なためである。

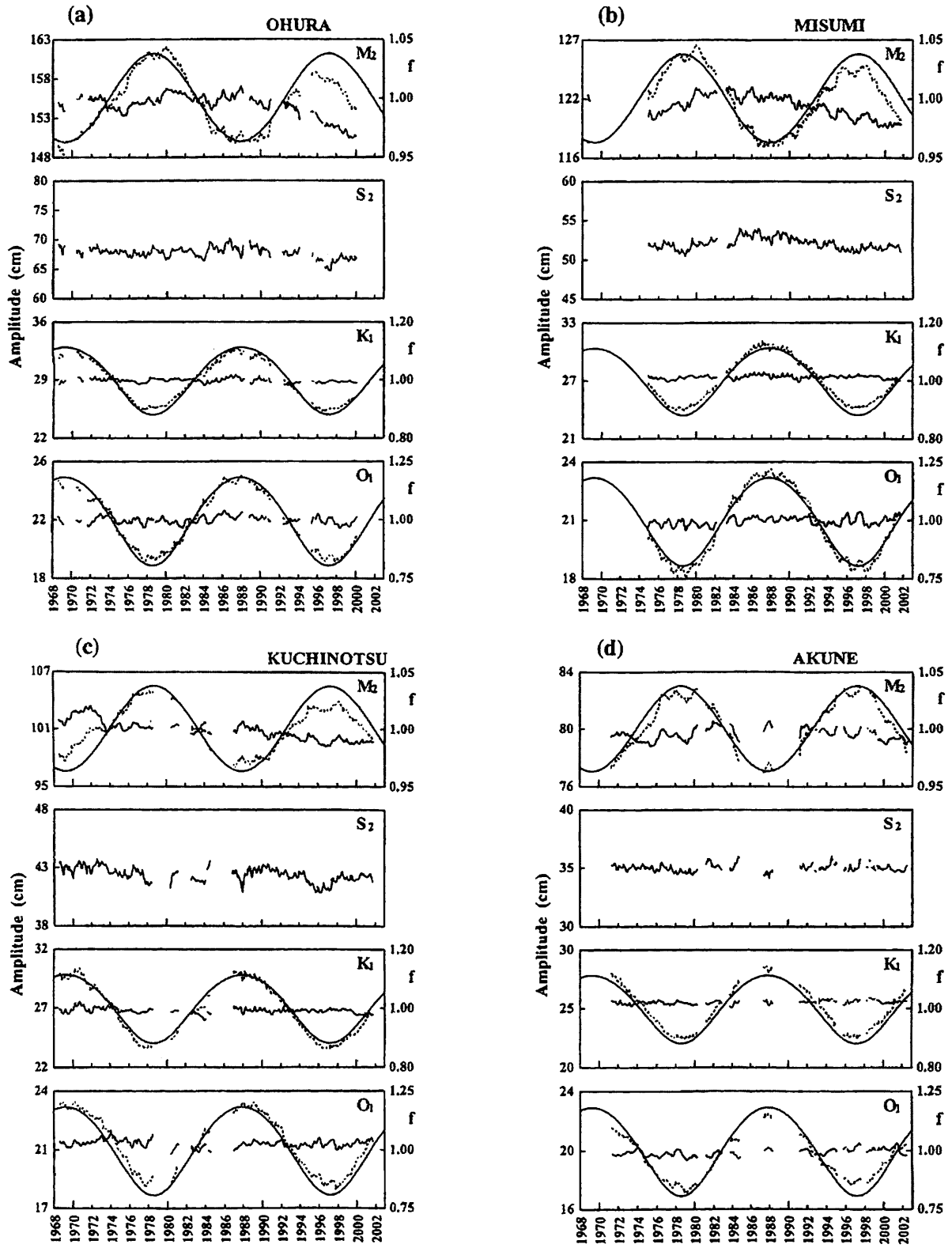


図4.2 f 値補正をした場合 (太い実線) としない場合 (細い破線) の4大分潮振幅の経年変化と f 値の変化 (細い実線)

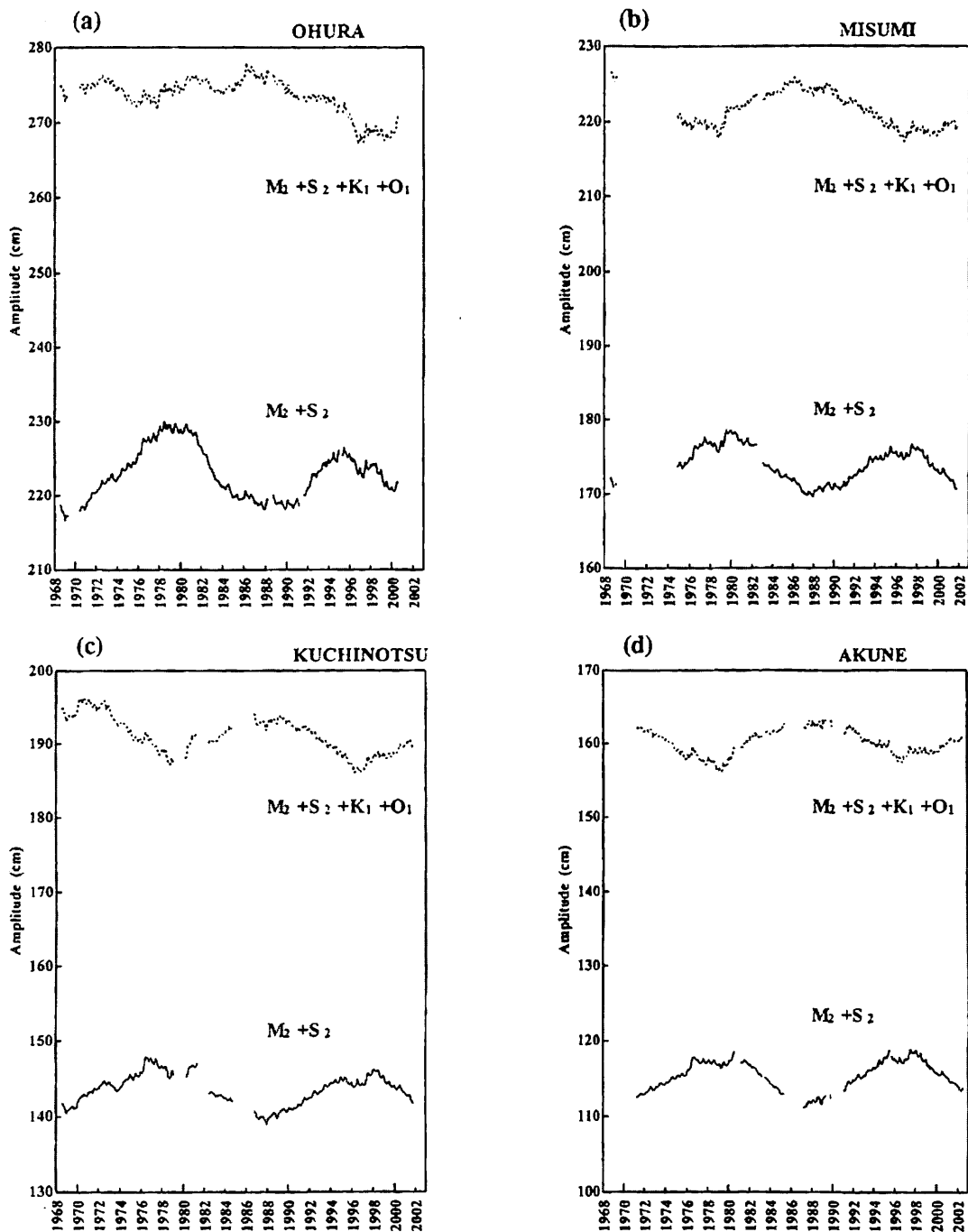


図4.3 最大大潮振幅差と平均大潮振幅差の経年変動

4.4 議 論

以上の解析の結果、1996年以降有明海ではM₂分潮振幅のみならず、M₂周期の海面変動振幅も減少していることが明らかとなった。分潮振幅は起潮力に対する湾の応答特性を表しているが、力学的には重要だが、実際の湾の海面は分潮振幅で昇降しているのではなく、分潮周期を持つ海面変動振幅で昇降している。

このような海面変動振幅の減少は、定性的には、潮流振幅の減少、干潟から泥粒子の巻き上がりの減少、透明度の上昇などを引き起こす。近年の有明海

の環境変化と関連した定量的な議論を展開するために行われる数値実験においては、各分潮振幅ではなく、今回明らかにした各分潮周期の海面変動振幅を合わせるように数値実験結果の検証を行って、有明海の環境変動の原因を明らかにする研究を行わなければならない。

4.5 おわりに

今回の研究により、有明海における潮汐振幅経年変動の実態は明らかに出来たが、何故近年M₂分潮

振幅が減少しているのか、M₂周期の海面変動振幅が減少しているのかは、未だ明らかにはなっていない。

今後、さらに研究を進め、上述したような問いに定量的な答えを出したいと考えている。

5. 鉛直・水平循環流の変化

5.1 はじめに

有明海では近年、貧酸素水塊の頻発や赤潮の大規模化（堤ら、2003）に見られるような、大きな環境変化が起こっている。一方、有明海の潮汐振幅は近年減少している（柳・塚本、2004）。

有明海では大きな河川流量があるために、基本的には河口循環流に伴う鉛直・水平循環流が卓越しているが、有明海における鉛直・水平循環流の季節・経年変動特性は明らかにされていない。

本章では、有明海における塩分観測データを用いたボックスモデル解析により、有明海における1990～2000年の鉛直・水平循環流の季節・経年変動特性を明らかにする。

5.2 使用データ

解析に用いた塩分データは図5.1に黒丸で示す各観測点で、福岡県・佐賀県・熊本県・長崎県の水産試験場が1990年～2000年の間毎月、0 m、5 m、10 m、20 m、30 m、40 m、海底上1 mで得て、独立法人水産総合研究センター西海区水産研究所がとりまとめたものである。

毎月の塩分観測値を水平方向にはガウス補間（影響半径 5 km）し、鉛直方向には加重平均して、有明海全域の塩分分布を求めた。

5.3 水・塩収支の季節・経年変動

有明海を図5.2に示すように湾奥・湾央、上層・下層の4つのボックスに分割し、それぞれのボックスにおける毎月の平均塩分を計算した。上層の厚さ5 mは有明海で密度躍層の発達する深さである（柳・下村、2004）。

そして、ボックス1,3に対して流入するネットの淡水流入量 (R)、河川流量 (Q)、降水量 (P)、蒸発量 (q) を求めた。各ボックス間の鉛直距離 (H)、水平距離 (L)、境界断面積 (A)、境界表面積 (B) などの値を表5.1に示す。

各ボックスの水収支、塩収支は次式で表される。

$$\frac{\partial V_1}{\partial t} = R_1 - u_1 A_1 + w_1 B_1 (R = Q + P - q), \tag{1}$$

$$q = k(E_s - E_a) U \tag{1}$$

$$0 = u_2 A_2 - w_1 B_1 \tag{2}$$

$$\frac{\partial V_3}{\partial t} = R_3 + u_1 A_1 - u_3 A_3 + w_3 B_2 \tag{3}$$

$$0 = -u_2 A_2 + u_4 A_4 - w_3 B_2 \tag{4}$$

$$\frac{\partial (S_1 V_1)}{\partial t} = -u_1 S_{13} A_1 + w_1 S_{12} B_1 + k_{1h} (S_3 - S_1) A_1 / L_1 + k_{1v} (S_2 - S_1) B_1 / H_1 \tag{5}$$

$$\frac{\partial S_2}{\partial t} V_2 = u_2 S_{24} A_2 - w_1 S_{12} B_1 + k_{1h} (S_4 - S_2) A_2 / L_1 + k_{1v} (S_1 - S_2) B_1 / H_1 \tag{6}$$

$$\frac{\partial (S_3 V_3)}{\partial t} = u_1 S_{13} A_1 - u_3 S_{34} A_3 + w_3 S_{34} B_2 + k_{1h} (S_1 - S_3) A_1 / L_1 + k_{3h} (S_0 - S_3) A_3 / L_2 + k_{3v} (S_4 - S_3) B_2 / H_2 \tag{7}$$

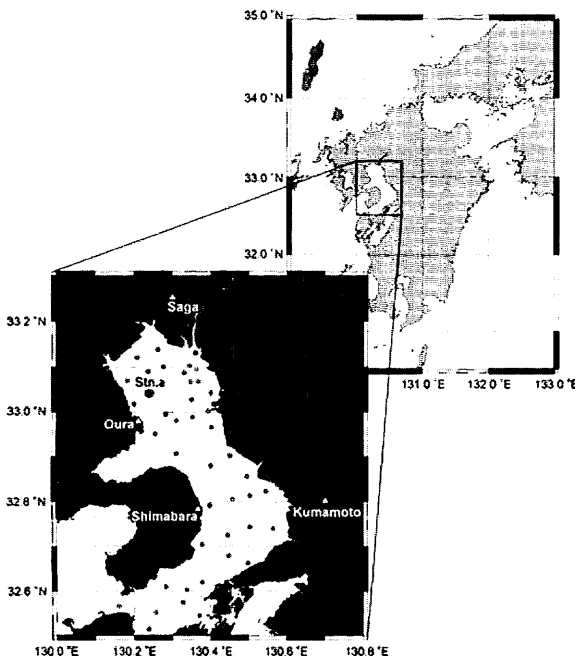


図5.1 塩分観測点

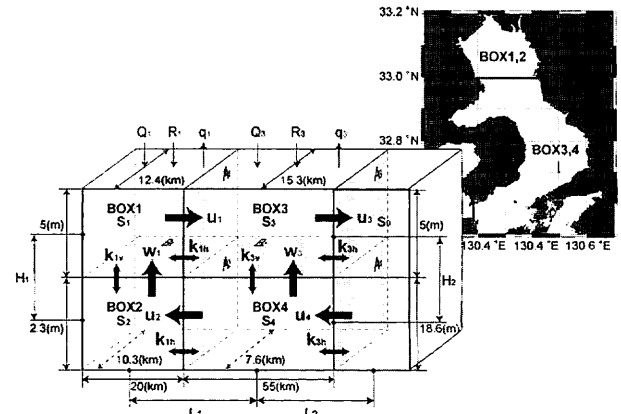


図5.2 ボックス分割

$$\begin{aligned} \frac{\partial S_i}{\partial t} V_i = & -u_2 S_{2i} A_2 + u_4 S_{0i} A_1 - w_3 S_{3i} B_2 \\ & + k_{1h} (S_2 - S_1) A_2 / L_1 + k_{3h} (S_0 - S_1) A_1 / L_2 \\ & + k_{3c} (S_3 - S_1) B_2 / H_2 \end{aligned} \quad (8)$$

ここで、 V_1 、 V_3 はボックス1,3の容積を表す。ボックス1, 3の容積の時間変動は大浦（図5.1参照）の毎月の平均水位の時間変動を考慮した。 k ($= 0.17 \text{ mm d}^{-1} \text{ hPa}^{-1} \text{ s m}^{-1}$; 石崎・斉藤, 1978)は蒸発係数。 E_s , E_a はそれぞれ海面での飽和蒸気圧、大気蒸気圧、 U は風速を表す。ボックス1に関する大気データ

表5.1 ボックスの緒元

H_1 (m)	H_2 (m)	L_1 (m)	L_2 (m)		
3.7	11.8	37500	32500		
A_1 (m ²)	A_2 (m ²)	A_3 (m ²)	A_4 (m ²)	B_1 (m ²)	B_2 (m ²)
6.93×10^4	9.35×10^4	4.54×10^4	9.68×10^4	2.27×10^4	6.29×10^3

は佐賀气象台、ボックス3に関する大気データは熊本气象台（図5.1参照）から得た。 S_{ij} はボックス*i*, *j*の平均塩分。 u_i , w_i はそれぞれボックス*i*の水平・鉛直移流、 K_{ih} , K_{ic} はボックス*i*の水平・鉛直分散係数を表す。水平分散係数は上下のボックスで等しいと仮定した。

上式中に未知数は $u_1, w_1, u_2, u_3, w_3, u_4, k_{1h}, k_{1v}, k_{3h}, k_{3c}$ の10個ある。

図5.3に S_1, S_2, S_3, S_4, S_0 , 図5.4に R_1, R_3 の時間変動を示す。1994年秋季はボックス3に対する河川流量・降水量が少なかったため、 R_3 は負になっている。

これらのデータを用いて、まず季節変動を求める。この時、1990~2000年の間季節変動に変化がなかったと仮定すれば、毎年各月に対して上式を満たす $V_1, R_1, V_3, R_3, S_1, S_2, S_3, S_4$ が与えられるので、11年間で88個の式が与えられる。したがって、上式を最小自乗法で解けば、10個の未知数の季節変動を明らかにすることが出来る。

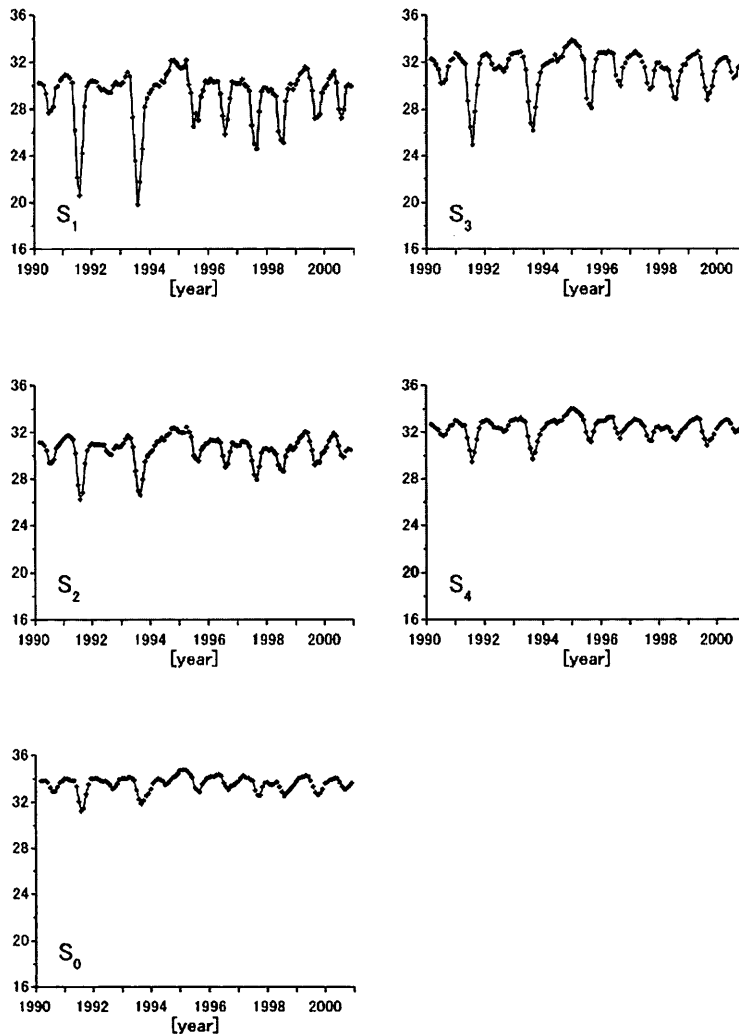


図5.3 塩分の時間変動

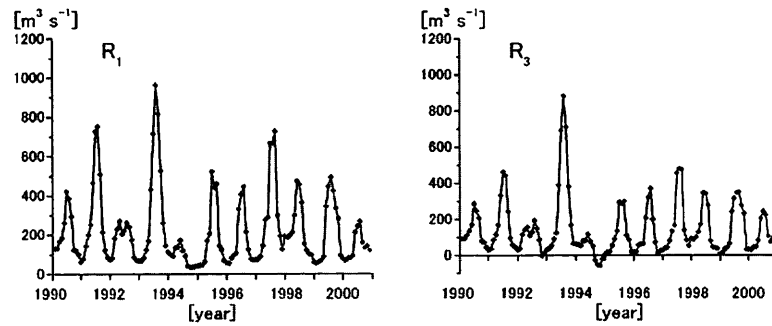


図5.4 淡水フラックスの時間変動

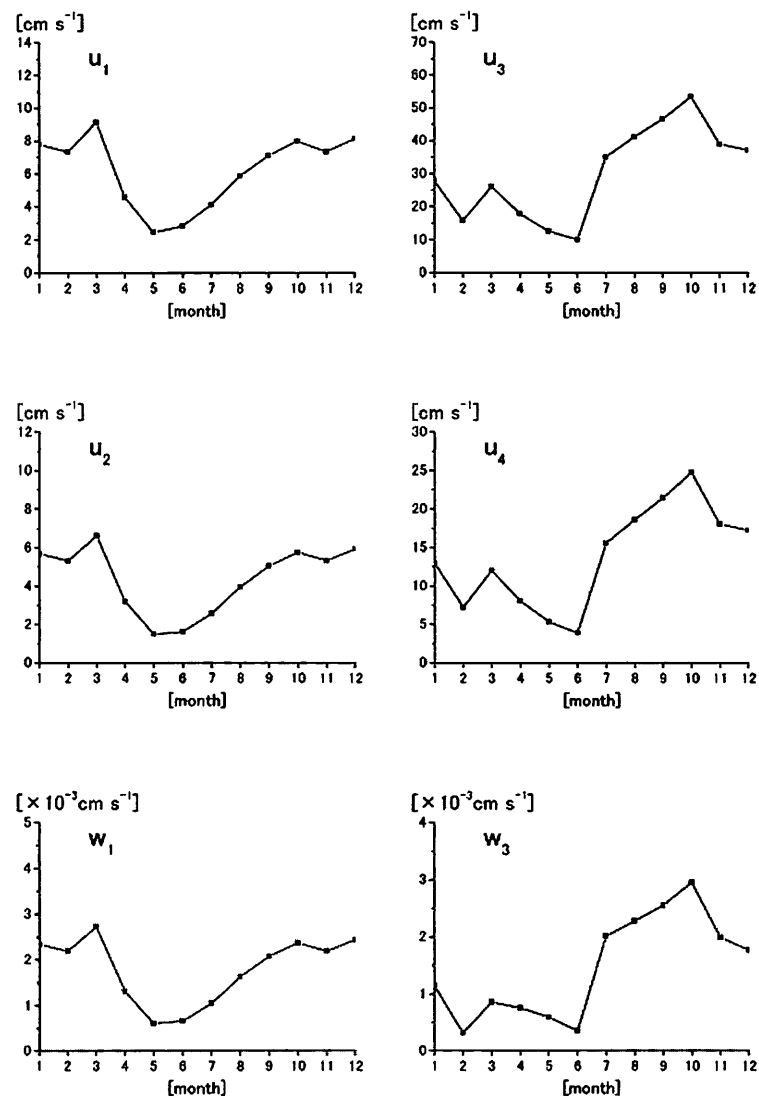


図5.5 鉛直循環流速の季節変動

次に10個の未知数の毎年の平均値を求め、経年変動を明らかにする。この場合、各月に対する諸量の経年変動の式が12ヶ月分得られるので、計96個の

式が与えられる。したがって、上式を同様に最小自乗法で解けば、10個の未知数の経年変動を明らかにすることが出来る。

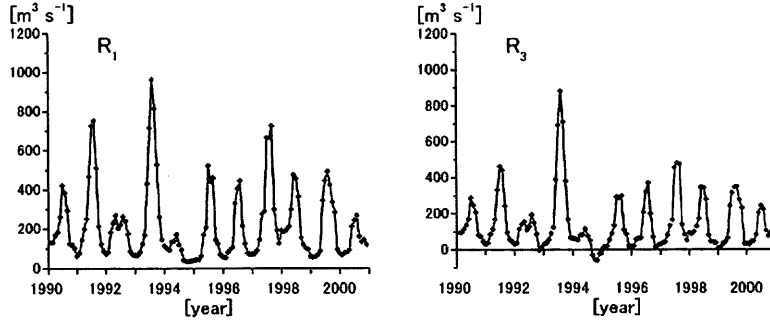


図5.6 水平・鉛直分散係数の季節変動

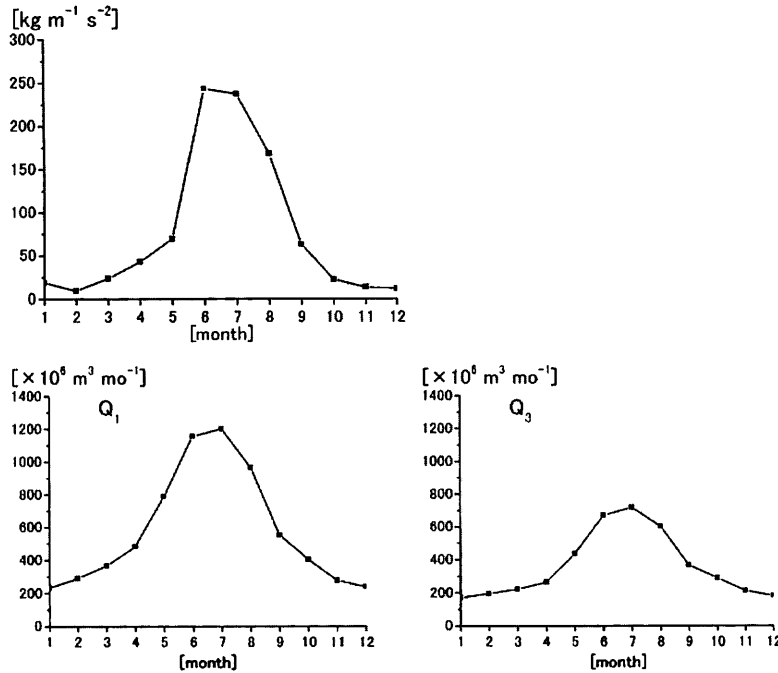


図5.7 成層と河川流量の季節変動

5.3.1 季節変動

求められた鉛直循環流 $u_1, u_2, u_3, u_4, w_1, w_2$ の季節変動を図5.5に示す。それぞれの流速の季節変動のパターンはほぼ一致していて、有明海における鉛直循環流は5、6月に弱くなり、秋・冬季に強くなる。また水平流速は湾奥で $1 \sim 9 \text{ cm s}^{-1}$ 、湾口で $5 \sim 60 \text{ cm s}^{-1}$ 程度、鉛直流速は $0.5 \sim 3.0 \times 10^{-3} \text{ cm s}^{-1}$ 程度である。水平流速が下層より上層で大きい理由は上層の層厚が下層のそれより薄いためである。現地での残差流観測結果によると、湾奥表層で $5 \sim 8 \text{ cm s}^{-1}$ 、湾中央層で $5 \sim 33 \text{ cm s}^{-1}$ の水平残差流速が得られているので(小田巻ら, 2003)、今回推定した鉛直循環流に関係する水平流速は妥当なものと考えられる。

次に求められた水平・鉛直分散係数 k_{1h}, k_{3h}, k_{1v} ,

k_{3v} の季節変動を図5.6に示す。水平分散係数は5、6月に大きく、秋・冬季に小さくなっていて、鉛直循環流速の季節変動と逆位相になっている。また鉛直分散係数は4～8月に小さく、秋・冬季に大きくなっている。

水平分散係数が5、6月に大きくなっている理由はこの時期河川流量が増加し、成層も発達し始めて(図5.7)、河口循環流が水平循環流を形成して、水平循環流と潮流拡散による分散効果が大きくなるためであると考えられる(図5.8)。図5.7における成層を表すパラメータは次式で計算した水柱のポテンシャル・エネルギーである。

$$S = \int_0^H [\rho(z) - \bar{\rho}] g dz \tag{9}$$

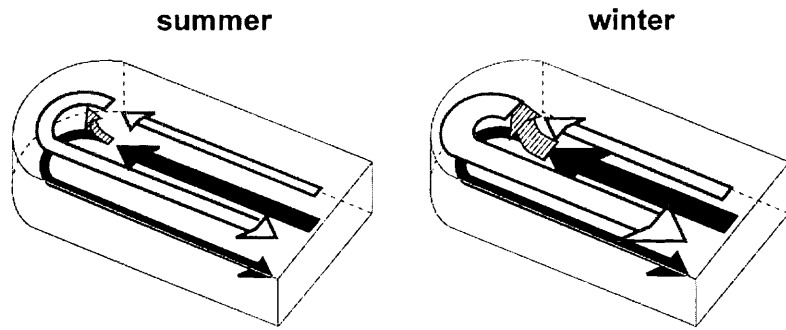


図5.8 水平循環流と鉛直循環流

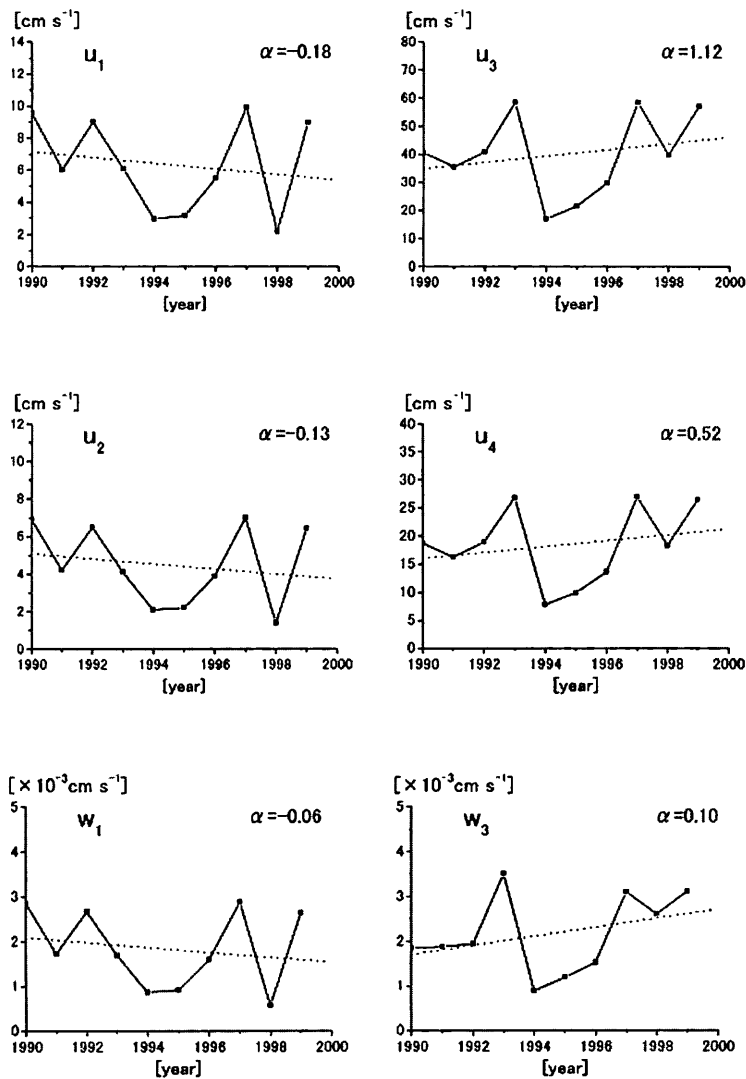


図5.9 鉛直循環流速の経年変動

$$\bar{\rho} = \frac{1}{H} \int_0^H \rho(z) dz \quad (10)$$

ここで、Hは水深、 ρ は密度、 g は重力加速度、 z は深さ方向の座標を表す。

河口循環流が水平循環流として発達することは鉛直循環流の弱化を意味しているが、このことは u_1 , w_1 , u_2 , u_3 , w_2 , u_4 が5、6月に小さくなることと一致している。得られた水平分散係数 K_h から次式 (Taylor, 1954) により水平循環流速のシアを逆算

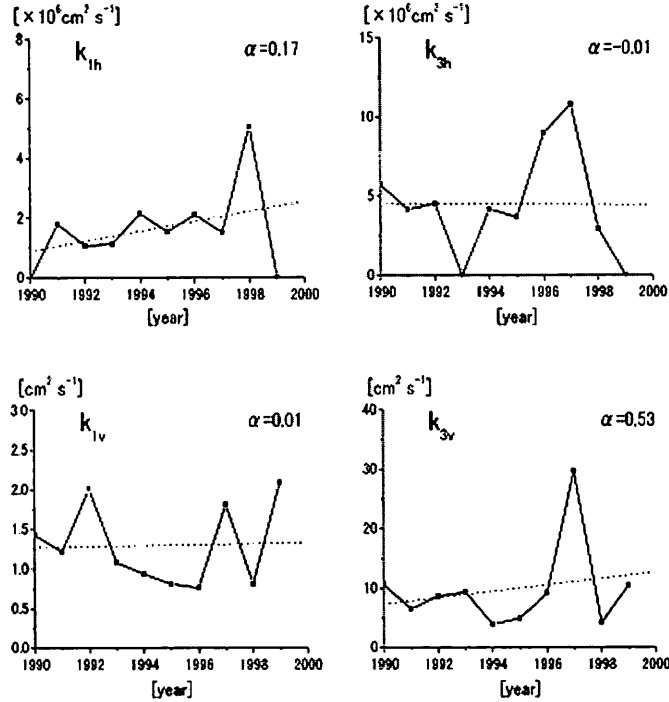


図5.10 水平・鉛直分散係数の経年変動

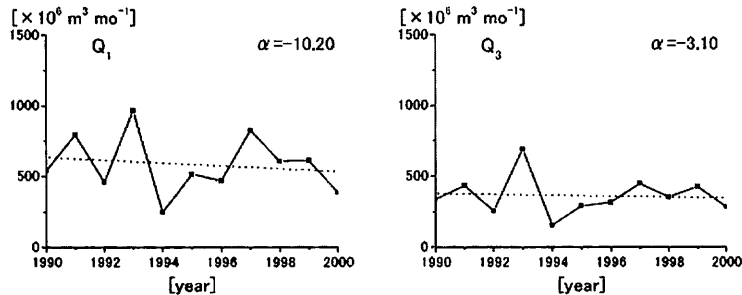


図5.11 河川流量の経年変動

することが出来る。

$$K_h = \frac{1}{120} \cdot \frac{B^3}{\gamma_h} \cdot \left(\frac{dU}{dX} \right)^2 \quad (11)$$

ここでBは湾の幅 (15kmとする), γ_h は潮流による水平拡散係数 ($10^5 \text{cm}^2 \text{s}^{-1}$ とする)である。得られた水平分散係数 $1 \sim 20 \times 10^6 \text{cm}^2 \text{s}^{-1}$ を(9)式に代入すると、 dU/dX は湾奥で $8.0 \times 10^{-7} \text{s}^{-1} \sim 4.0 \times 10^{-6} \text{s}^{-1}$ 、湾央で $2.8 \times 10^{-6} \sim 7.0 \times 10^{-6} \text{s}^{-1}$ となり、この勾配に湾幅をかけることにより、水平循環流の周辺流速は湾奥で $0.6 \sim 3.0 \text{cm s}^{-1}$ 、湾央で $2.0 \sim 5.0 \text{cm s}^{-1}$ となる。この数字は、先に紹介した残差流の現地観測結果と照らし合わせると、妥当な値となっている。

一方、4～8月の鉛直分散係数が小さくなる理由は、成層が発達して鉛直方向の分散効果が小さくな

るためであると考えられる。ただ、図5.7に示した成層度の季節変動と鉛直分散係数の季節変動のパターンはきれいな逆相関にはなっていない。このことは水平循環流の発達と同様に、鉛直断面内の循環流による分散効果が鉛直分散係数の大きさを決める上で何らかの役割を果たしていることを示唆しているが、その詳細は今後の研究課題であろう。

5.3.2 経年変動

計算の結果求められた $u_1, w_1, u_2, u_3, w_2, u_4$ の経年変動(図5.9)は大きな変動を繰り返しているが、11年間のトレンドとしては湾奥で小さくなり、湾央で大きくなっている。湾奥で鉛直循環流速が小さくなった主な理由は図5.11に示すように、湾奥に流入する河川流量 (Q_l)が近年減少してきていること

に因ると考えられる。一方図5.11に示すように湾中央に流入する河川流量 (Q_c) も減少してきているにも関わらず、湾中央で鉛直循環流速が大きくなってきている理由はすでにYanagi and Abe (2005) が明らかにしたように、潮流が弱くなることで、鉛直粘性係数が小さくなり、その結果鉛直循環流が強化されたためであると考えられる。

今回明らかになった、有明海では近年湾奥で鉛直循環流が弱くなり、湾中央で鉛直循環流が強くなっているという結果は、柳・阿部 (2003) が明らかにした有明海全域の海水交換が近年よくなったのに対して、有明海湾奥の海水交換は近年悪くなった (柳・阿部, 2005) ことと一致している。

図5.10に示すように、湾奥の水平分散係数は近年やや大きくなってきているのに対して湾中央の水平分散係数は横ばいである。一方、湾奥の鉛直分散係数は横ばいで、湾中央の鉛直分散係数は近年大きくなってきている。これらの理由はよくわからない。

5.4 おわりに

以上の解析の結果、有明海では秋・冬季に鉛直循環流が強化され、春・夏季に水平循環流が強化されること、近年湾奥では鉛直循環流が弱まり、湾中央では鉛直循環流が強まっていることが明らかとなった。

今後、さらに研究を進めて、このような鉛直循環流の経年変動と有明海奥部における貧酸素水塊・赤潮発生機構の関連の有無の解明を行いたいと考えている。

6. 海水交換の変化

6.1 はじめに

有明海のノリ不作に関連して、地元漁民からは1988年に開始され1997年に潮受け堤防が締め切られた諫早湾干拓により、有明海の干満差・潮流振幅が減少し、海水交換が悪くなり、植物プランクトンの増殖が容易になったことがノリ不作の一因であるという意見が出されている。

一方、宇野木 (2002) は有明海の大浦では1985-1999年にM₂分潮潮汐振幅が5 cm減少したこと、塚本・柳 (2002) は、それに伴って湾口部の潮流振幅が約5%減少したこと、その主な原因は有明海外の潮汐振幅減少にあり、諫早湾潮受け堤防締め切りによる影響は1-2割程度であることを明らかにした。

しかし、このような潮流振幅減少により有明海の海水交換がどのように変化したかは明らかにはされていない。

この章では1990-2000年の有明海全域における毎

月の塩分観測データと河川流量データを用いて、有明海における河川水の平均滞留時間の経年変動を明らかにし、それによって、海水交換がどう変化したか、その主な原因は何かを明らかにすることを試みる。

6.2 使用データ

解析に用いた塩分データは図6.1に示す各観測点の海面下0, 5, 10, 20, 30, 40mで、福岡県水産海洋技術センター有明海研究所、佐賀県有明水産振興センター、長崎県総合水産試験場、熊本県水産研究センターが毎月観測し、水産総合研究センター西海区水産研究所がとりまとめたものである。1990-2000年の11年間12ヶ月のすべての塩分観測データを平均して得られた (毎月の観測値を影響半径5 kmでガウス補間して空間分布を求め、それを12ヶ月

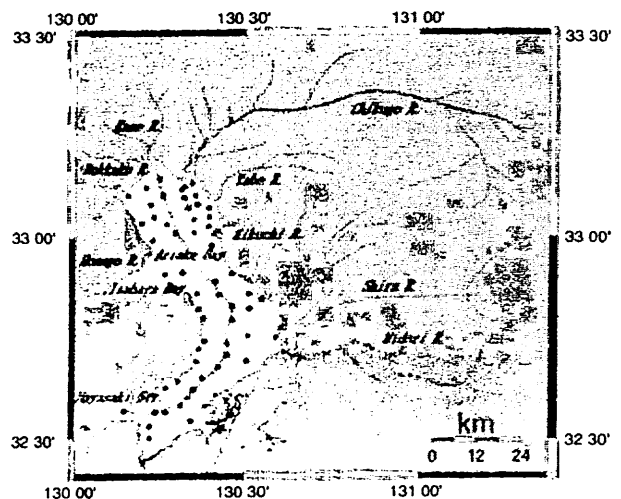


図6.1 有明海の塩分観測点

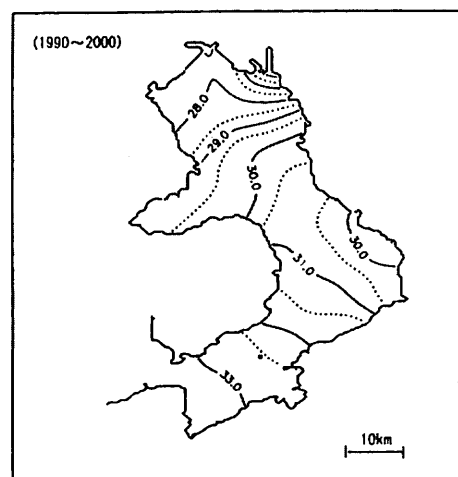


図6.2 有明海の表層塩分水平分布

月平均して求めた) 有明海表層 0 m の塩分分布を図 6.2 に、湾軸に沿った塩分断面分布 (水平分布と同

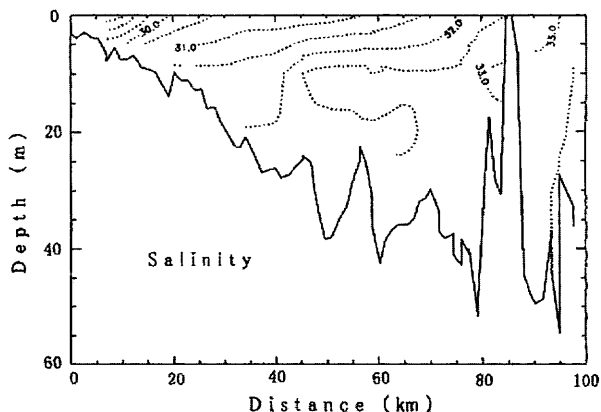


図6.3 有明海の塩分断面分布

様に求めた) を図6.3に示す。表層塩分は筑後川河口で26psu以下と最も低く、湾口の早崎瀬戸で33psuと最も高くなる。また鉛直的には塩分成層が発達していて緩混合型河口域になっていることがわかる。

河川流量データに関しては国土省河川局発行の流量年表を用いた。

6.3 結果

図6.4 (a) (b) に有明海に流入する河川流量の年積算値、有明海の年平均塩分の経年変動を示す。河川流量はまず一級河川である筑後川、矢部川、菊池川、白川、緑川、本明川、六角川、嘉瀬川に関する流量年表の河川流量の合計を求めた。その他の二級河川に関してはその流域面積と隣接する一級河川の流域面積の比を求め、その比に一級河川の河川流量

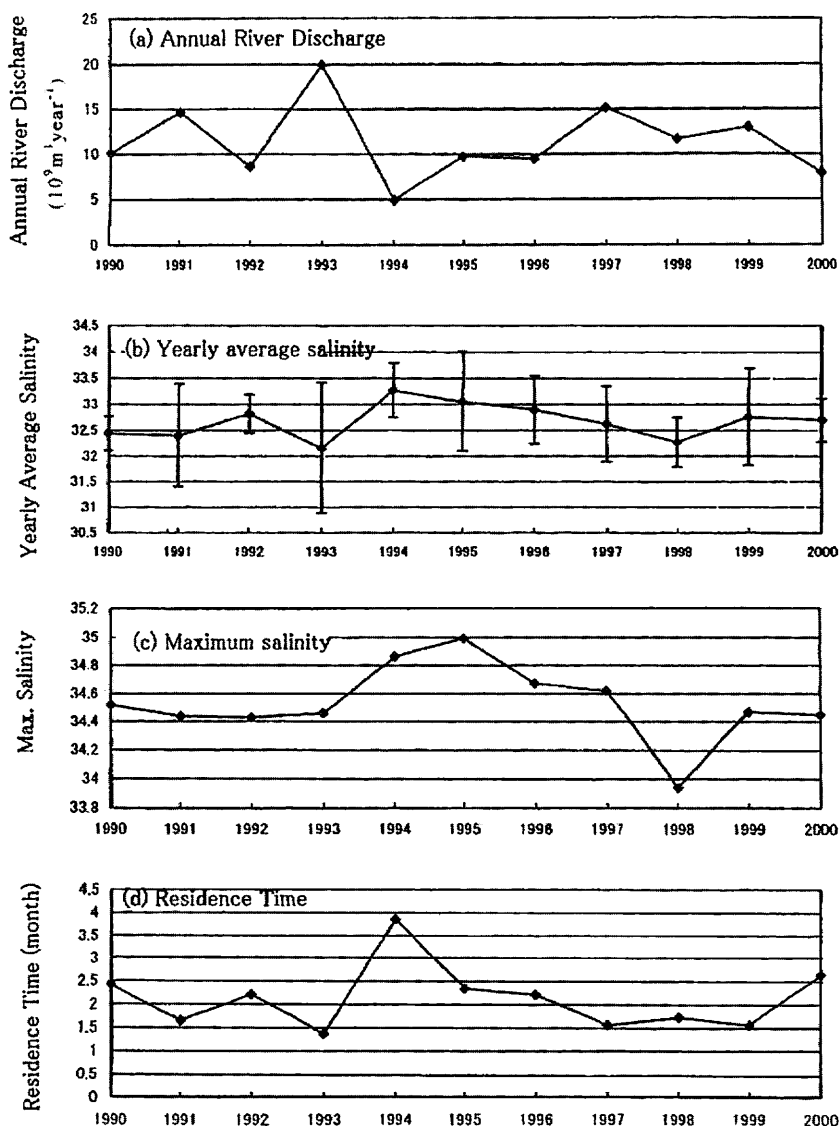


図6.4 有明海の河川流量・塩分・淡水の平均滞留時間経年変動

値をかけて河川流量を推定し、二級河川河川流量の総和を求めた。そして、最後に一級河川と二級河川の流量の和を各年の流入河川流量とした。塩分に関しては毎月の各層の観測値をガウス補間（影響半径 5 km）して水平分布を求め、さらに各深さの平均値を深さごとの加重平均することで各月の湾内平均値を求め、最後に12ヶ月の平均値をとって各年の平均塩分とした。図6.4 (a) (b) によると、河川流量の多い年には低塩分となっている。

この河川流量と塩分データから有明海の海水交換を評価する。まず次式により有明海に存在する河川水存在量Fを求める。

$$F = V \frac{S_o - S_i}{S_o} \quad (1)$$

ここで、Vは有明海の容積 (34km³)、S_oは外洋の代表塩分で、今回は有明海で観測された塩分の毎年の最大値 (図6.4 c) とした。S_iは図6.2 (b) に示した有明海の平均塩分である。

次に河川水存在量を河川流量Rで割って、河川水の平均滞留時間 τ を求めた。

$$\tau = \frac{F}{R} \quad (2)$$

得られた平均滞留時間の経年変動を図6.4 (d) に

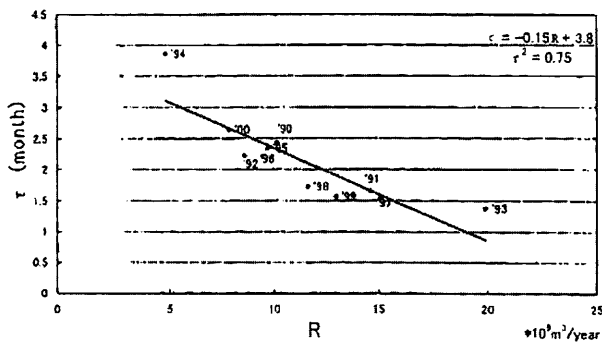


図6.5 平均滞留時間と河川流量

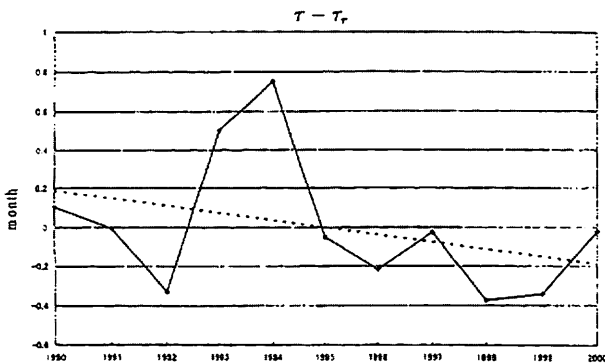


図6.6 河川流量から推定された平均滞留時間と実際の平均滞留時間の差の経年変動

示す。容積と河川流量観測値の精度が2桁、塩分観測値の精度が3桁なので、得られた平均滞留時間の精度は2桁である。平均滞留時間は河川流量が多い年に短く、河川流量が少ない年に長い、平均すると2.1ヶ月である。

図6.4より有明海における河川水の平均滞留時間は河川流量と逆相関にあることがわかったので、両者の相関関係を求めた (図6.5)。これより

$$\tau = -0.15R + 3.8 \quad (3)$$

の関係が得られる。

しかし、図6.4によれば1991年と1997年はほぼ同じ河川流量なのに、平均滞留時間は1997年の方がわずかに短い。また1990年、1995年、1996年もほぼ同じ河川流量なのに、1990年と比較して1995、1996年と平均滞留時間はわずかながら短くなってきている。そこで、河川流量に依存する平均滞留時間の経年変動傾向を見るために、(3)式から推定される平均滞留時間と(2)式から得られる実際の平均滞留時間の差の経年変動を求めた (図6.6)。

1990-1994年は変動が大きい、1995年以降(3)式から推定される平均滞留時間より実際の平均滞留時間が短くなる傾向が顕著である。図6.6中に破線で示した1990-2000年の回帰直線も右下がりとなっている。このことは、有明海における河川水の平均滞留時間は基本的には河川流量に依存していて、河川流量が多いと短く、河川流量が少ないと長くなるが、同じ河川流量の場合は近年の方が平均滞留時間が短くなる傾向があることを示している。

なお河川水存在量Fの変化には河川流量のみならず、海面への降水、海面からの蒸発量も関与している。有明海沿岸には蒸発量の観測点がないので、近くの福岡における観測値をもとに考える。福岡の2001年の年間降水量は1807mm、年間蒸発量は805mmなので (気象庁月報, 2001)、この差に有明海の面積1,700km²を乗じると、海面を通じての淡水フラックスは17x10⁸m³/sとなる。これは有明海の平均河川流量13x10⁸m³/sの13%にあたる。したがって、今回得られた平均滞留時間の13% (0.27ヶ月) 以上の経年変化は、有意であると考えられる。

6.4 考 察

河川流量と河川水の平均滞留時間が逆相関の関係にあるということは、有明海の海水交換は基本的に河口循環流により支配されていることを示唆する。すなわち河川流量の多い年は河口循環流が発達し、有明海に流入した河川水はすみやかに外海に輸送されるのに対して、河川流量の少ない年は河口循環流が弱く、流入した河川水がなかなか外海に輸送され

ないのである。それでは同じ河川流量に対して1990年前半は平均滞留時間が長く、1990年代後半は平均滞留時間が短くなる理由は何だろう？

河口循環流すなわち密度流の強さが、鉛直乱れすなわち潮流振幅、と逆相関にあることはすでに室内実験により確かめられている(Linden and Simpson, 1986)。鉛直乱れが大きいと密度流は弱くなり、鉛直乱れが小さいと密度流は強化される。現場海域においても、密度流である豊後水道の夏季の急潮は潮流振幅の小さい小潮時にのみ発生し、潮流振幅の大きい大潮時には発生しないことはそのためだと言われている (Takeoka et al., 1993)。

宇野木 (2002) や塚本・柳 (2002) によれば、有明海の潮汐振幅・潮流振幅は1990-2000年の間単調に減少している。潮流振幅の減少は鉛直乱れを弱くし、したがって河口循環流を強化し、同じ河川流量でも1990年初めより1990年後半の方が、河川水の平均滞留時間が短くなる、すなわち海水交換が良くなる、という結果を生じたと考えられる (図6.7)。

実際に河川流量がほぼ等しい1990年と1995年の平均塩分断面図を比較すると (図6.8)、1995年の方が、32.5psuの高塩分水が有明海奥部の底層まで侵入して、河口循環流が強化されていることが伺える。

なお、河川水の平均滞留時間は河口循環流、潮流のみならず、吹送流によっても影響を受ける。すな

わち、冬季に強い北西季節風が連吹すると、河口循環流は強化され、平均滞留時間は短くなる。一方、夏季に南東季節風が連吹すると、河口循環流は弱められ、平均滞留時間は長くなる。そこで、気象庁発行の気象月報から佐賀において北西季節風が連吹する冬季 (12, 1, 2月) と南東季節風が連吹する夏季 (6, 7, 8月) の平均風速の経年変動を調べてみた。結果を図6.9に示す。これを見ると、佐賀における冬季と夏季の平均風速の差は2.5m/s程度であること、冬季の平均風速は1996年以降やや強くなっているが、夏季の平均風速も同様に強くなっている、風が原因で河口循環流が強化されたとは考えにくいことがわかる。いずれにしても、有明海の鉛直循環流の河川流量、風、潮流に対する定量的な関係は今後の研究課題である。

6.5 おわりに

以上の解析の結果、有明海では近年の潮流振幅が減少したために、有明海と外海の海水交換は良くなっていることが明らかとなった。今後3次元数値モデルにより、河川流量、海面熱収支、潮流振幅、吹送流と有明海の残差流及び海水交換との関係を定量的に明らかにするとともに、海水交換の変化が有明

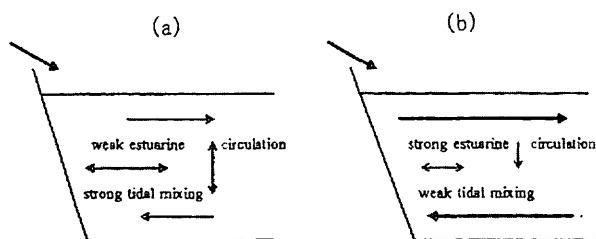


図6.7 河口循環流と潮流の関係

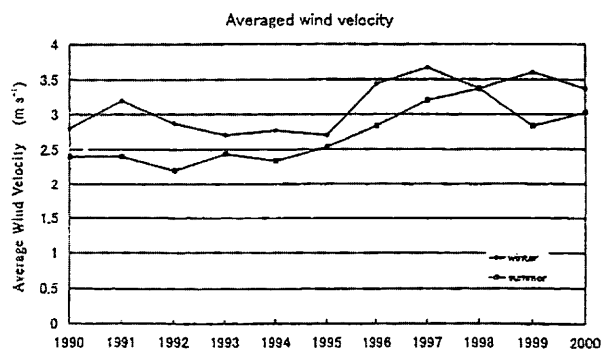


図6.9 冬季と夏季の平均風速の経年変動

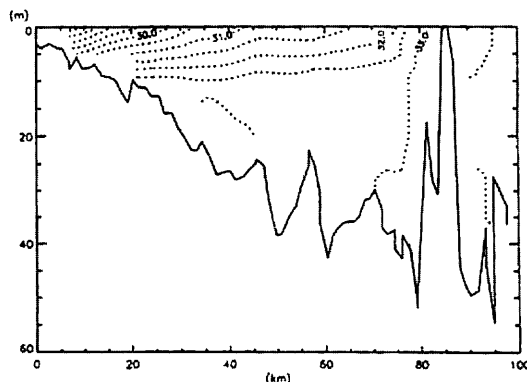
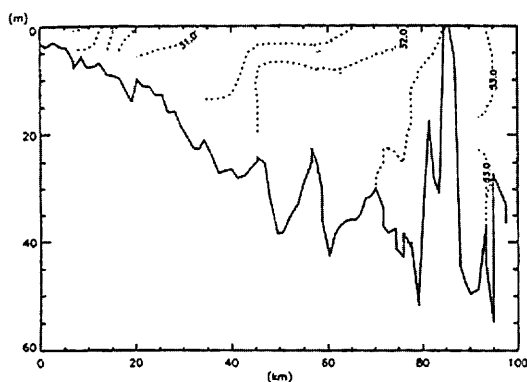


図6.8 1990年と1995年の塩分断面分布

海の生態系にどのような影響を及ぼすかを明らかにしたいと考えている。

7. 成層度の変化

7.1 はじめに

有明海では近年、貧酸素水塊の頻発（川口ら、2004）や赤潮の大規模化（堤ら、2003）に見られるような、大きな環境変化が起こっている。一方、有明海の潮汐振幅は近年減少している（塚本・柳、2002；柳・塚本、2004）。したがって、貧酸素水塊の頻発や赤潮の大規模化はいずれも、潮流振幅の減少によって成層が強化されたために引き起こされたという見方がある。しかし、有明海の成層が近年どのように変動しているかは明らかにされていない。

本研究では、有明海における水温・塩分観測データを用いて、有明海全域における1990年～2000年の成層度の時間・空間変動特性を明らかにした。

7.2 使用データ

解析に用いた水温・塩分データは図7.1に黒丸で示す各観測点で、福岡県・佐賀県・熊本県・長崎県の水産試験場が1990年～2000年の間毎月、0 m、5 m、10 m、20 m、30 m、40 m、海底上1 mで得て、独立法人水産総合研究センター西海区水産研究所がとりまとめたものである。毎月の観測値を水平方向には

ガウス補間（影響半径5 km）し、鉛直方向には加重平均して、有明海全域の水温、塩分、密度の平均値を求めた。

7.3 成層の季節・空間変動

11年間の毎月の観測値を平均して、湾奥のSta.a、湾中央のSta.b、湾口のSta.c（図7.1参照）における水温

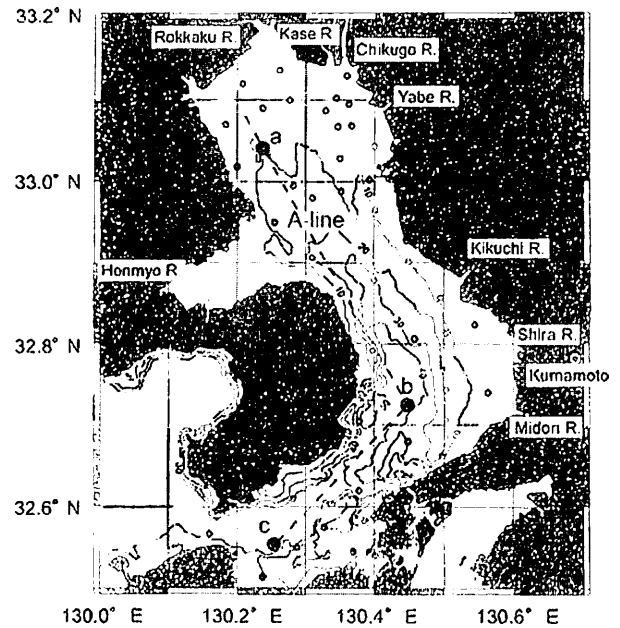


図7.1 有明海における水温・塩分観測点

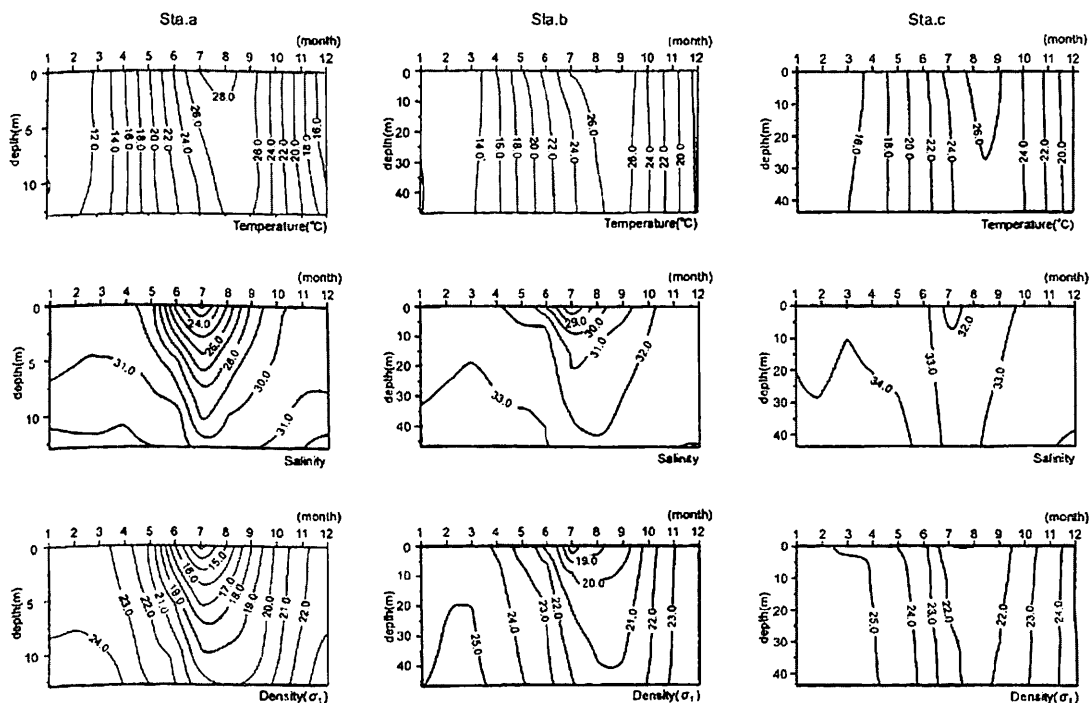


図7.2 代表点の成層の季節変動

・塩分・密度の鉛直分布の季節変動を示した(図7.2)。湾奥と湾央では、6月、7月、8月に主に塩分に起因する密度成層が発達するが、潮流が強(塚本・柳, 2002)、河口から遠い湾口では年間を通じて鉛直混合が卓越している。

次に、図7.1の破線に沿って、11年間成層の発達する6月、7月、8月の値を平均して水温・塩分・密度の鉛直分布を示した(図7.3)。湾奥では水温・塩分・密度の成層構造が形成されていて、湾口では鉛直混合した、緩混合型河口域の水温・塩分・密度分布となっている。

有明海の成層度の空間・時間変動を定量的に議論するために、次式により水柱のポテンシャル・エネルギー(S)を定義する。Sが小さいほど鉛直混合していて、水柱のポテンシャル・エネルギーは小さい。

また、Sが大きいほど成層が発達して、水柱のポテンシャル・エネルギーが大きいことを表している。成層していてもSが小さい海域では、弱い風などで容易に成層が破壊されるので、安定した成層が長期間存在することは難しい。

$$S = \int_0^H (\rho(z) - \bar{\rho}) g z dz \quad (1)$$

$$\bar{\rho} = \frac{1}{H} \int_0^H \rho(z) dz \quad (2)$$

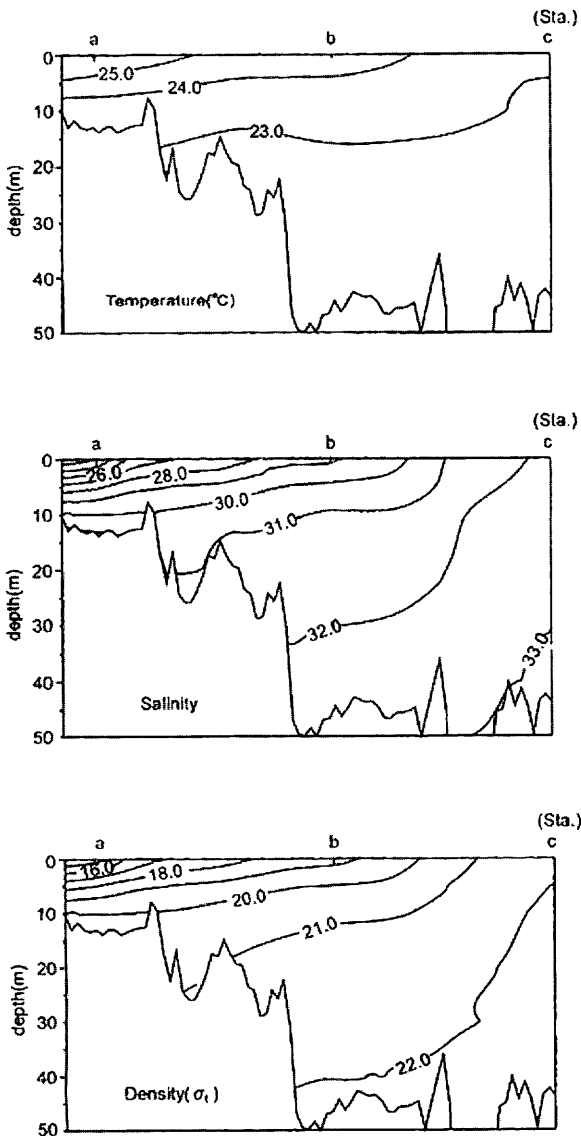


図7.3 夏季の断面成層構造

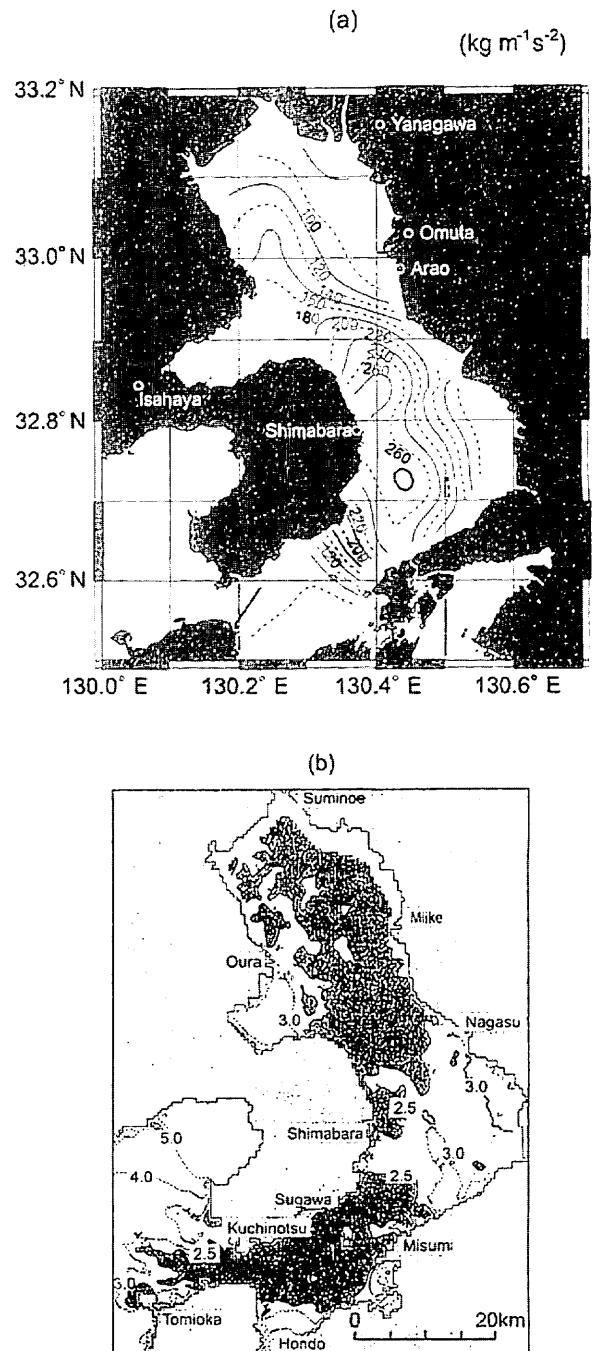


図7.4 成層度(S)の分布(a)とSimpsonパラメータの分布(b)

ここで、 H は水深、 ρ は密度、 g は重力加速度、 z は深さ方向の座標を表す。

成層の発達する6月、7月、8月の平均した S の空間分布を図7.4 (a)に示す。湾奥と湾口で S が小さいのに対して、湾中央の島原半島東部で S が大きかった。湾奥は図7.2に見られるように夏季に成層していたが、水深が浅いので水柱のポテンシャル・エネルギーは小さく、成層度は小さかった。

このような S の分布は図7.4 (b)に示した $\text{Log}(H/U^3)$ の分布(H :mで表した水深、 U : m s^{-1} で表した M_2 分潮流振幅;塚本・柳, 2002)とほぼ対応している。図7.4 (b)でハッチをつけた領域は $\text{Log}(H/U^3)$ が2.5より小さく、鉛直混合が発達すると考えられる海域を表している。水深は浅いが潮流振幅が小さい湾奥と、水深は深い潮流振幅が大きい湾口で S が小さくなり、水深が深く潮流振幅が中位の湾中央で S が大きくなっていった。

湾中央東部で S が小さくなっていったのは、ここが湾奥同様浅いためであり、成層が発達していても水柱のポテンシャル・エネルギーは小さいことを表している。一方、図7.4 (b)は潮流による鉛直混合の立場から見ると、この海域は、湾奥と比較すると H が大きく、 U が小さいため成層しやすい海域であることを示している。湾中央における図7.4 (a), (b)の不一致は、湾中央東部が湾中央西部より浅くて風波による鉛直混合が効果的なため、成層が発達しにくいことを表しているらしいが、詳細は今後の研究課題である。

7.4 成層度の経年変動

6月、7月、8月の成層期において、有明海全域で平均した S の経年変動を図7.5に示す。 S の値は近年小さくなってきていて、成層度は年々減少し、有明海では鉛直混合が卓越してきていることがわかる。

各観測点で図7.5と同様な図を作成して得られた。

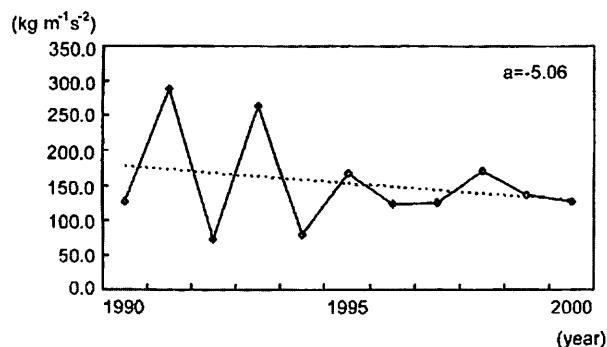


図7.5 成層度の経年変動

S の経年変動の空間分布を図7.6に示す。丸は1990年に対して2000年に成層度が大きくなっている観測点、三角は成層度が小さくなっている観測点を表す。筑後川河口と湾中央部の数点を除くほぼ全海域で S は小さくなってきていて、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。

6月、7月、8月の成層期において、有明海全域で平均した表層(0 m)と底層(40 m)の水温・塩分・密度の経年変動を図7.7に示す。表層・底層で水温は下降し、塩分は上昇していた。しかし、表層の水温下降率、塩分上昇率はいずれも底層より大きかった。したがって、表層水の密度増加率は底層のそれより大きくなり、鉛直密度差が小さくなって、有明海全域の平均成層度が減少したことがわかる。

図7.8に6月、7月、8月の熊本の日射量と、6月、7月、8月に有明海に注ぐ1級・2級河川流量(1級河川の河口は図7.1に示してある)の経年変動(柳・阿部, 2003)を示す。

日射量はやや増大しているが、これは図7.7に示した表層・底層の水温低下と一致しない。水温低下の原因を明らかにするためには、長波放射や蒸発による潜熱などによる水温低下要因も考慮した定量的な海面熱収支や外海との海水交換を考慮する必要がある。一方、河川流量は近年減少してきていて、このことが図7.7に示した夏季の表層塩分の上昇を引き起こしていると考えられる。表層塩分は海面蒸発

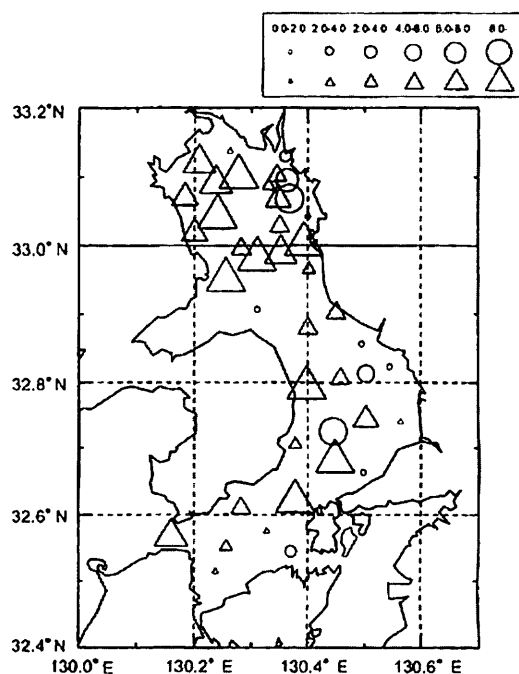


図7.6 成層度の経年変動空間分布

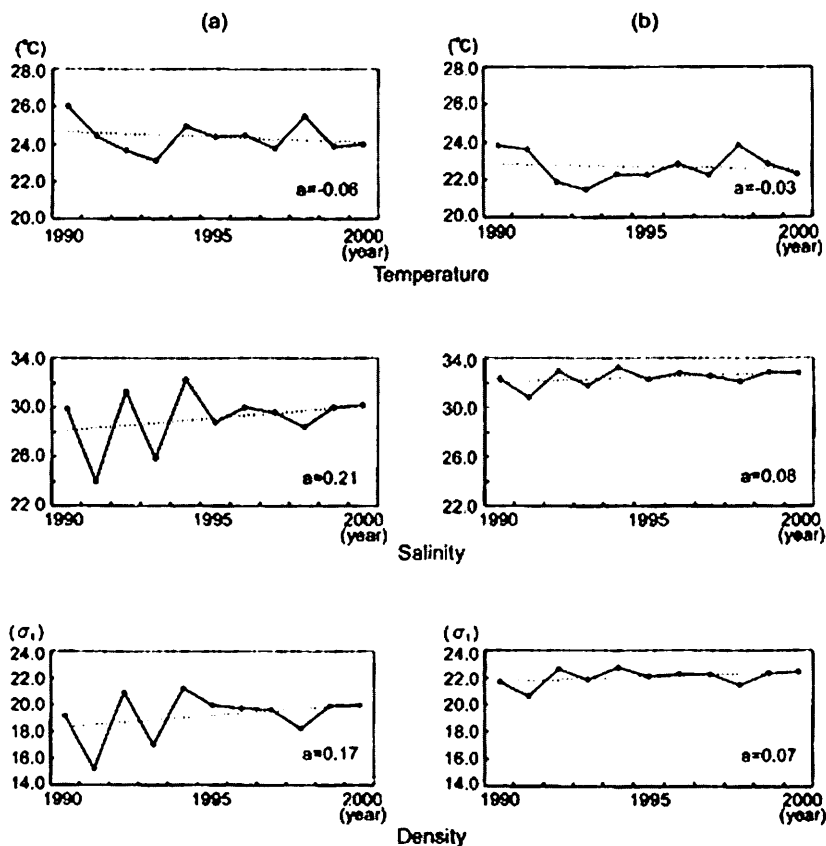


図7.7 表層と底層の水温・塩分・密度の経年変動

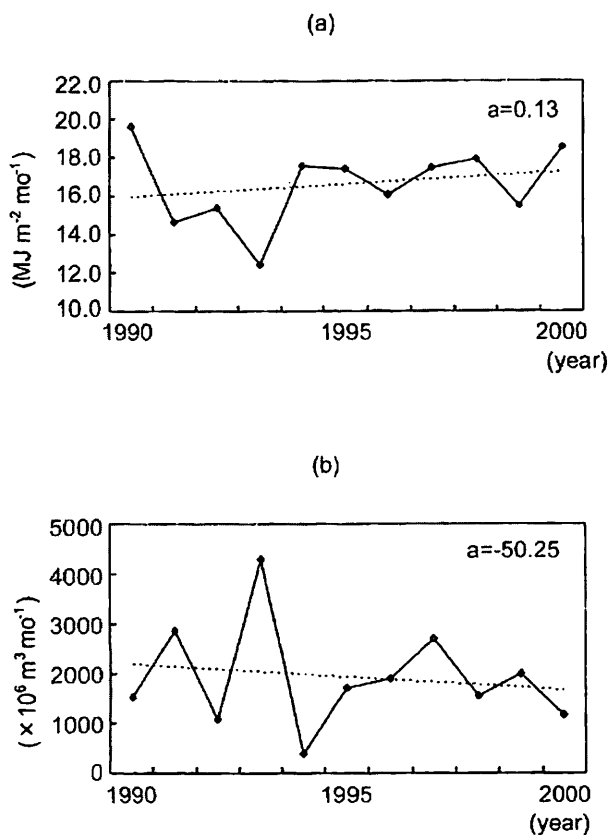


図7.8 日射量・河川流量の経年変動

量の増大によっても上昇する。柳・阿部（2003）は1990年に約 2.5m s^{-1} であった佐賀における6月、7月、8月の平均風速は、その後単調に増加し、2000年には約 3.0m s^{-1} になったことを報告している。このような夏季の有明海における平均風速の増加も表層塩分の上昇を引き起こしたと考えられる。

有明海全域における定量的な熱・塩分収支は現在計算中であり、別報で報告する予定である。

7.5 おわりに

以上の解析の結果、有明海では近年成層度が減少してきていることが判明した。その主な理由は、夏季の河川流量が減少し、平均風速が大きくなり蒸発量が増加して、表層の塩分が高くなって、表層水の密度が大きくなり、鉛直方向の密度差が減少したためである。

このことは、近年の有明海湾奥における貧酸素水塊の頻発化や赤潮の大規模化は、少なくとも物理的な原因による。湾奥における成層の強化によっては説明できないことを意味している。

8. 奥部における塩・DIP・DIN収支の変化

8.1 はじめに

この章では佐賀県、福岡県、熊本県により毎月の塩分・溶存無機態リン (Dissolved Inorganic Phosphorus; DIP)・溶存無機態窒素 (Dissolved Inorganic Nitrogen; DIN) 観測データが得られている、有明海湾奥部における1990年～2000年の塩分・DIP・DIN収支の変動を計算して、有明海奥部において海水交換率、リン・窒素をめぐる生物・化学過程がどのように変動したかを明らかにする。

8.2 使用データ

解析に用いた水温・塩分・DIP・DINデータは図8.1に黒丸で示す27点で、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、熊本県水産研究センターが毎月、月初めの大潮時に観測し、水産総合研究センター西海区水産研究所がとりまとめたものである。長崎県関係の栄養塩データは毎月決まった点では得られていないので、本解析では用いなかった。水温・塩分データは各点の海面下0m、

5m、10m、20m、30m、40mで得られていて、DIP・DINデータは海面下0m、5m、海底上1mで得られている。

気象データに関しては図8.1にSagaと示した佐賀地方気象台で得られた毎月の平均値 (気象庁月報、1990～2000) を用いた。湾奥に流入する1級河川 (六角川、嘉瀬川、筑後川、矢部川) の河川流量に関しては国土交通省河川局発行の流量年表 (1990～2000) を用いた。他の2級河川の流量に関しては、隣接する1級河川との流域面積比からそれらの流量を推定し、湾奥に流入するすべての1級・2級河川の毎月の流量の総和を求めた。河川からのDIP・DIN負荷量に関しては同じく国土交通省河川局発行の水質年表 (1990～2000)、潮位のデータに関しては図8.1にOouraと示した気象庁の大浦検潮所の観測値で、日本海洋データセンターのホームページに公開されているものをダウンロードして用いた。

8.3 解 析

8.3.1 淡水・塩分収支

LOICZの物質収支モデル (Gordon et al., 1996; 柳, 1997) をもとに以下の解析を行う。最初に次式の淡

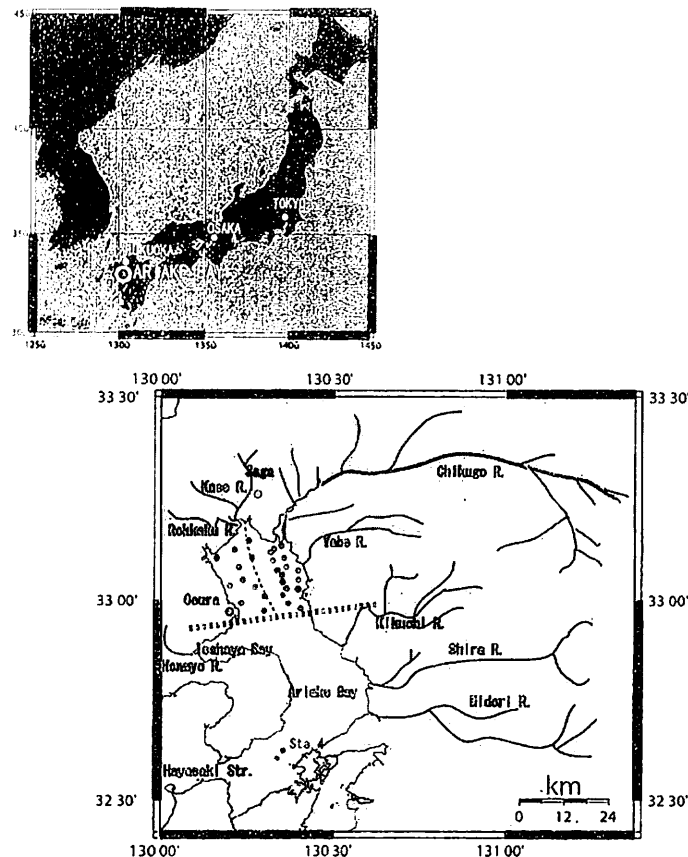


図8.1 有明海奥部の観測点

水収支式をもとに、沖合の境界（図8.1の太い破線）を抜けて湾中央部に流出する毎月の淡水流出量（R）を推定する。

$$R = Q + (P - E)S - \frac{d(\eta S)}{dt} \quad (1)$$

ここで、Qは河川流量、Pは佐賀地方気象台で観測された月降水量、Eは次式で計算した蒸発量、Sは図8.1で示した有明海奥部の今回の研究対象海域面積（=500km²）、ηは大浦で観測された月平均水位を表す。

$$E = k(E_s - E_a)W \quad (2)$$

ここで、kは蒸発係数（=0.17mm d⁻¹ hPa⁻¹ s m⁻¹；石崎・斉藤，1978）、E_sは観測された海面水温から計算した飽和蒸気圧、E_aは佐賀気象台で観測された月平均大気蒸気圧、Wは佐賀地方気象台で観測された月平均風速を表す。

図8.2 (a) (b) (c) に河川流量（Q）、（降水量-蒸発量）×面積 [(P-E) S]、推定された沖合境界を抜ける淡水流出量（R）の時間変動を示す。梅雨時期に河川流量と対象海域の降水量が大きくなって、大きな淡水流出量が発生しているが、冬季には河川流量が小さく、対象海域の蒸発量が大きくなって、小さな淡水流出量となっている。

次に、次式の塩分収支式をもとに、沖合の境界を通じての海水交換量（R_{*}）を推定する。

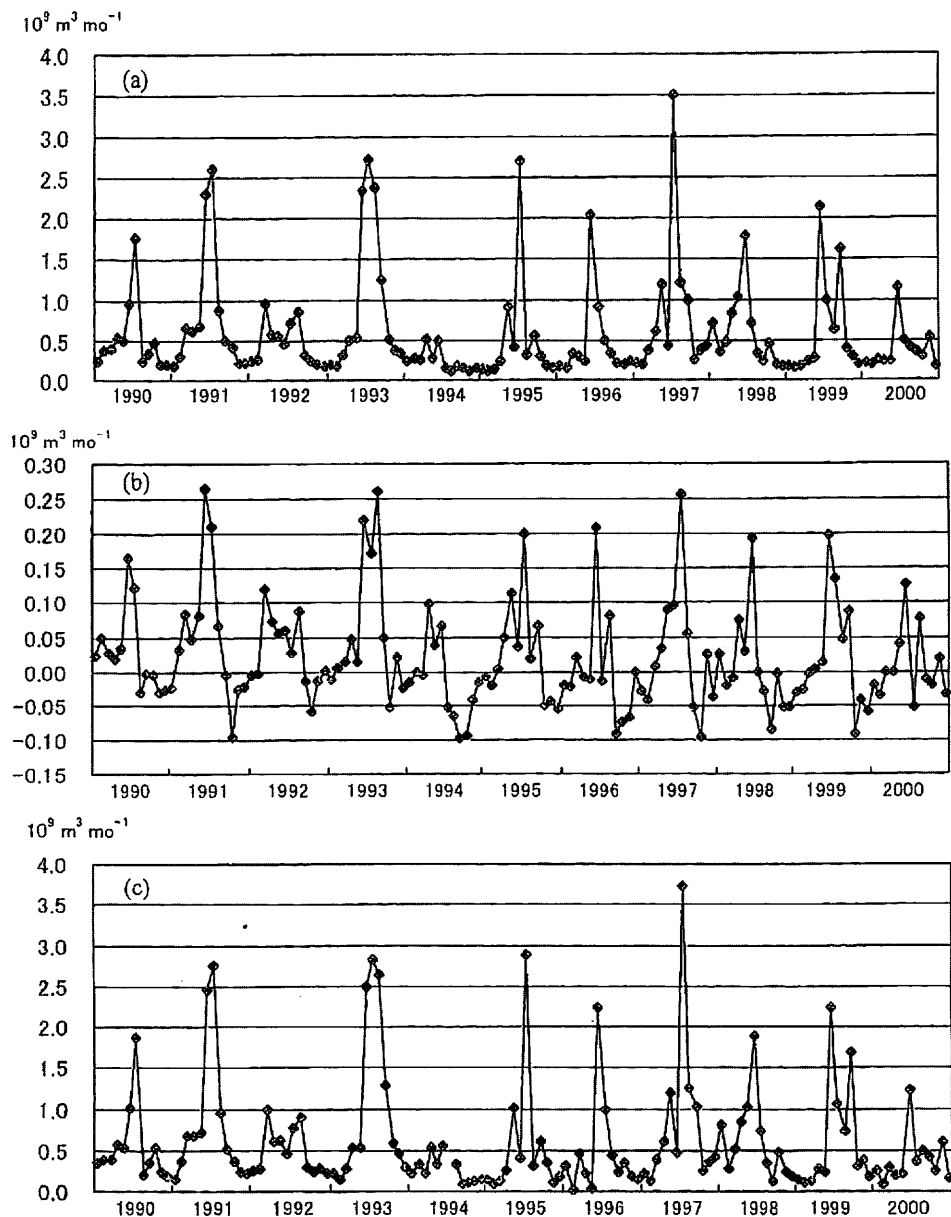


図8.2 河川流量・ネットの海面淡水流量・淡水流出量

$$\frac{d((\eta+h)SS_i)}{dt} = -RS_i + R_*(S_o - S_i) \quad (3)$$

ここで、 h は湾奥の平均水深(=11m)、 S_i は湾奥の平均塩分、 S_o は図8.1で示したSta.4の鉛直平均塩分を表す。有明海湾奥に対する湾外代表点としてのSta.4は、塩分のみならず、後述するDIP、DINのデータが欠測なくそろっていることから選んだ。

湾奥の平均塩分(S_i)、Sta.4の鉛直平均塩分(S_o)、推定された海水交換量(R_*)の時間変動を図8.3(a)(b)に示す。夏季に大きな、冬季に小さな海水交換量が得られていて、海水交換量の大小が主に淡水流出量の大小に依存していることを示唆している。

海水交換量の値は、次式を用いて渦拡散係数に置き換えることが可能である。

$$R_*(S_o - S_i) = KA \frac{S_o - S_i}{\Delta L} \quad (4)$$

ここで、 K は渦拡散係数、 A は湾奥部と湾中央部の境界の断面積(=0.32km²)、 ΔL は湾奥とSta.4の距離(=82km)である。図8.3(b)に示した海水交換量の平均値 $5.6 \times 10^9 \text{ m}^3 \text{ mo}^{-1}$ は(4)式を用いると、 $5.6 \times 10^6 \text{ cm}^2 \text{ s}^{-1}$ となる。この値は有明海奥部の水平スケールを考えると、ほぼ妥当な値となっている(Okubo, 1971)。

海水交換量の時間変動は以下の式で定義する淡水の平均滞留時間 τ の時間変動によっても評価できる。

$$\tau = \frac{F}{R}$$

$$F = V \frac{S_o}{S_o - S_i} \quad (5)$$

ここで、 V は有明海奥部の容積(=2.23km³)を表す。得られた τ の時間変動を図8.3(c)に示す。 τ の平均値は0.51ヶ月で、同様な手法で求められた有明海全域の淡水の平均滞留時間2.8ヶ月(Yanagi and Abe, 2005)と比較すると短い。 τ は大きな R の

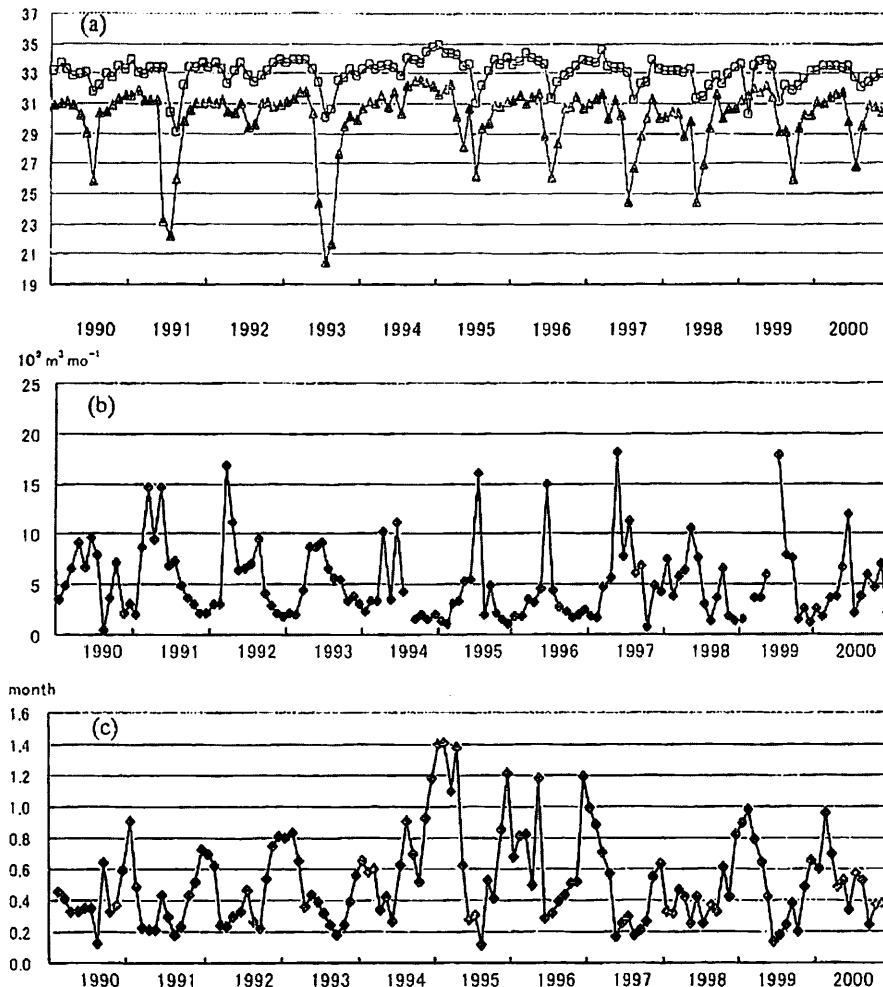


図8.3 平均塩分・海水交換量・平均滞留時間の変動

時短く、小さなRに対して長くなるが、 τ とRの相関を図8.4に示す。両者の相関は0.77で、

$$\tau_r = \frac{0.12}{R} + 0.15 \quad (6)$$

という関係式が得られる。

図8.3 (c) に示した実際の τ と(6)式と図8.2 (c) のRから推定した τ_r の差を図8.5 (a) に示す。正の $(\tau - \tau_r)$ は、実際の平均滞留時間 τ が淡水流出量から推定した平均滞留時間 τ_r より長く、同じ淡水流出量に対して海水交換が悪くなっていることを示す。 $(\tau - \tau_r)$ の積算値 (τ_M) の時間変化を図8.5 (b) に示す。

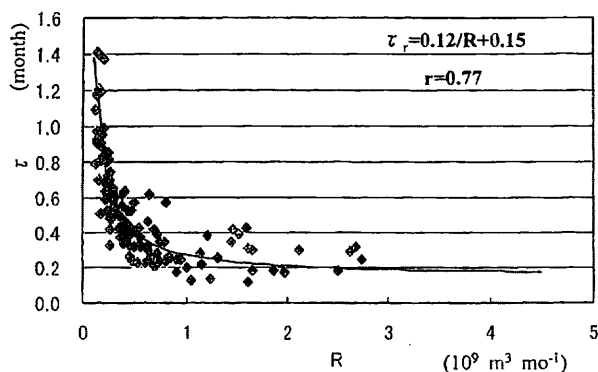


図8.4 淡水流出量と平均滞留時間の関係

$$\tau_M = \sum_{i=1, j=1990}^{i=k, j=1} (\tau_{ij} - \tau_{rj}) \quad (7)$$

同じ淡水流出量に対して、1990年代前半有明海奥

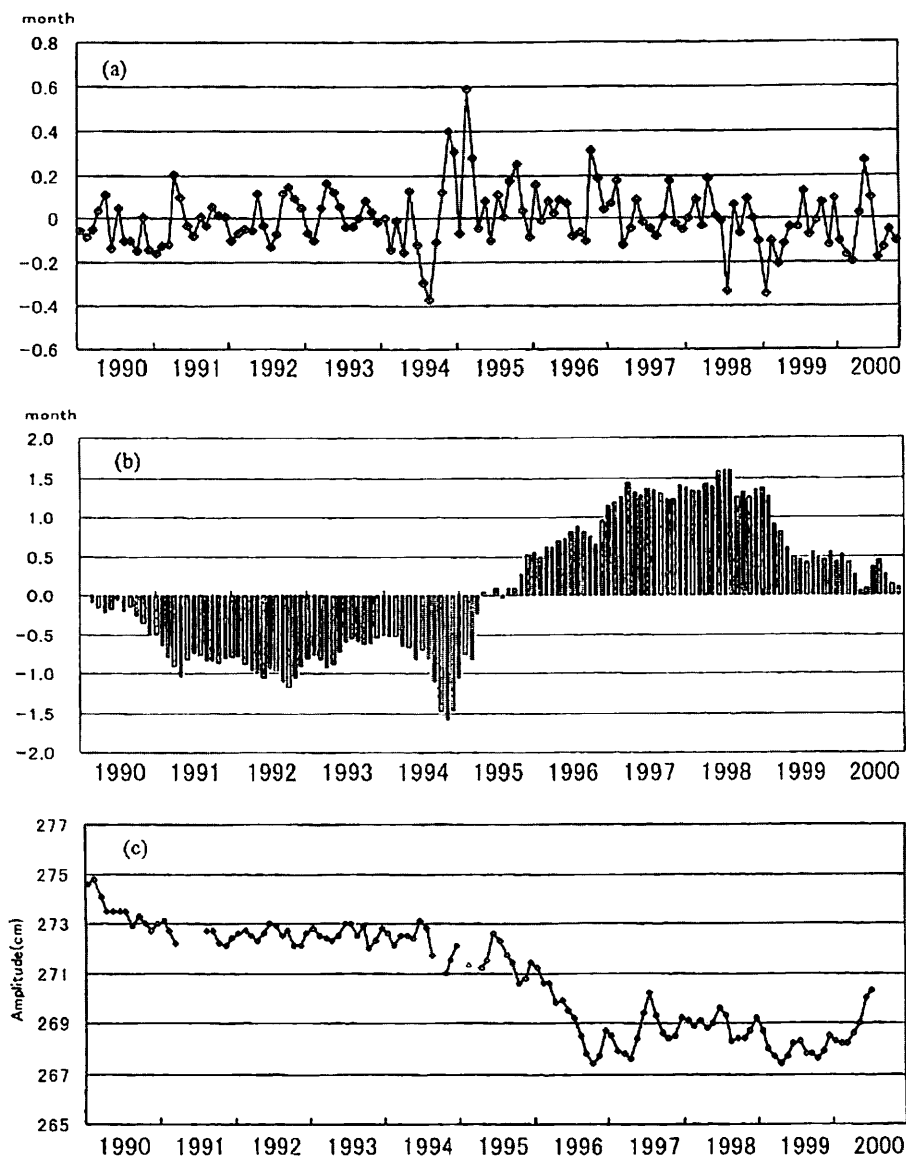


図8.5 $(\tau - \tau_r)$ ・その積算値・潮汐振幅の経年変動

部の淡水の平均滞留時間は短く、海水交換は良かったのに対して、1994年から1996年にかけて有明海奥部の淡水の平均滞留時間は長く、海水交換は悪くなっていることがわかる。このような海水交換の経年変化は図8.5 (c) に示した大浦の4大分潮振幅和の経年変動（柳・塚本, 2004）とよく一致している。すなわち海水交換が良かった1990年代前半は潮汐振幅和が大きく、海水交換が悪くなった1994年から1996にかけては潮汐振幅和が小さくなっている。

この結果は柳・阿部（2003）が述べた有明海全域

の海水交換と潮汐振幅の関係、「有明海全域の海水交換は潮汐振幅が大きかった1990年代前半に悪く、潮汐振幅が減少した1990年代後半に良かった」、ことと反対である。このことは、潮汐振幅の減少、すなわち潮流振幅の減少が、有明海奥に対しては海水交換を悪くするのに、有明海全域に対しては海水交換を良くすることを意味している。その理由は図8.6に示すように、有明海全域では海水交換は主に河口循環流により担われているが、湾奥では潮流による水平拡散の効果も無視できないので、潮流振

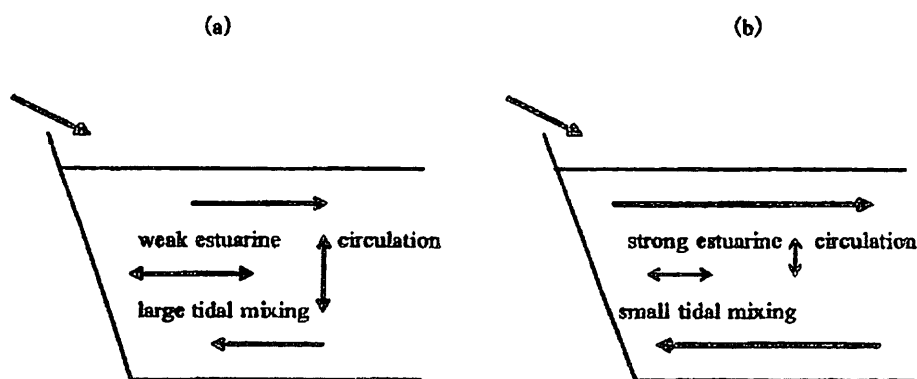


図8.6 河口循環流と潮流振幅の関係

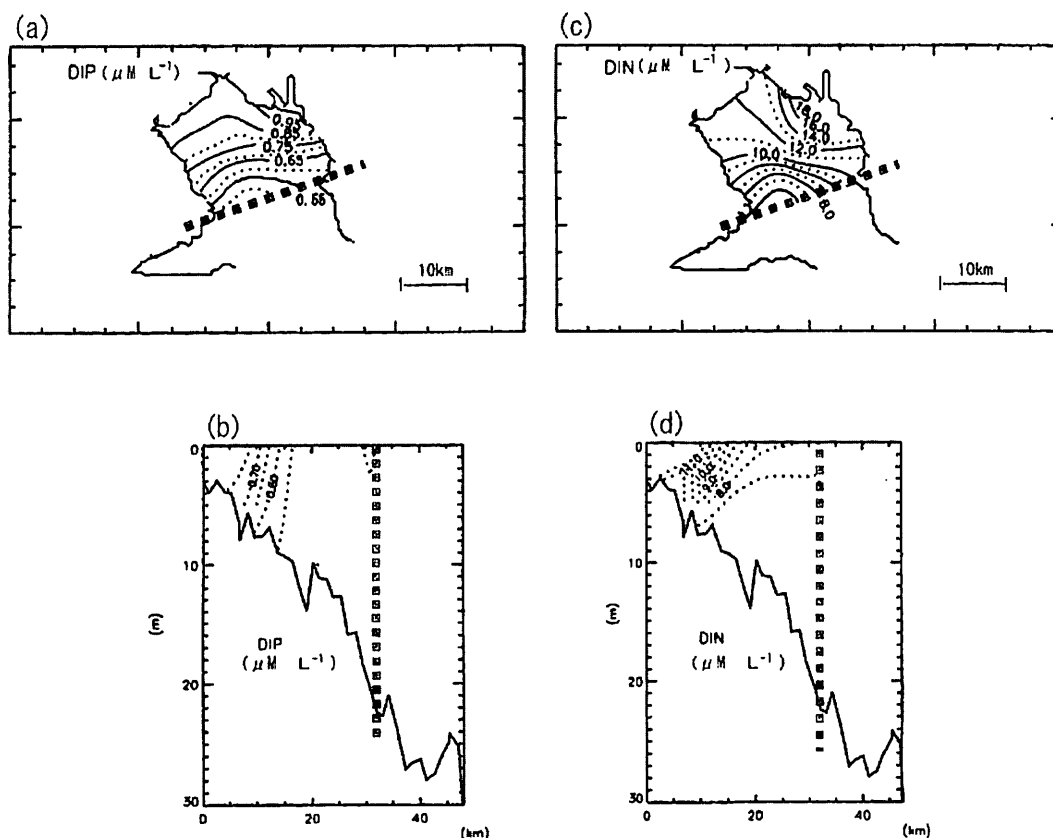


図8.7 DIP・DINの水平・鉛直分布

幅の減少が海水交換の悪化を招く。一方、有明海全域では、潮流による水平拡散の効果は無視できるので、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。また、強い潮流、すなわち大きな鉛直混合のもとで、河口循環流は弱められるので、海水交換は悪くなる。したがって、有明海全域での潮流振幅の減少は、海水交換を良くする、ためであると考えられる。現在このことを定量的に確かめる数値実験を行っているところである (Shiraki and Yanagi, 投稿準備中)。

8.3.2 DIP・DIN収支

1990年～2000年の11年間12ヶ月のすべてのDIP・DIN観測データを平均して得られた有明海灣奥部表層0mのDIP・DIN水平分布（毎月の観測値を影響範

囲5kmでガウス補間して、それを平均して求めた）を図8.7 (a) (c) に、図8.1に細い破線で示した湾軸に沿ったDIP・DIN断面分布を図8.7. (b) (d) に示す。表層のDIP・DINはいずれも筑後川河口域で最も高濃度で、沖合に向かうほど濃度が減少し、DIP・DINの主な供給源が筑後川であることを示唆している。一方、断面分布に関しては、DIPは鉛直方向にほぼ一定の値をとるのに対して、DINは表層で高く、底層で低い値をとっている。この違いはDIPに関しては、後述するように、海底泥からの溶出の影響が大きいこと、DINに関しては、海底泥表面で脱窒が起こっていて底層のDIN濃度が減少すること、と関連していると考えられる。

次に、次式によりDIP・DIN収支を計算して、有明海奥部におけるDIP・DINの生物・化学的フラック

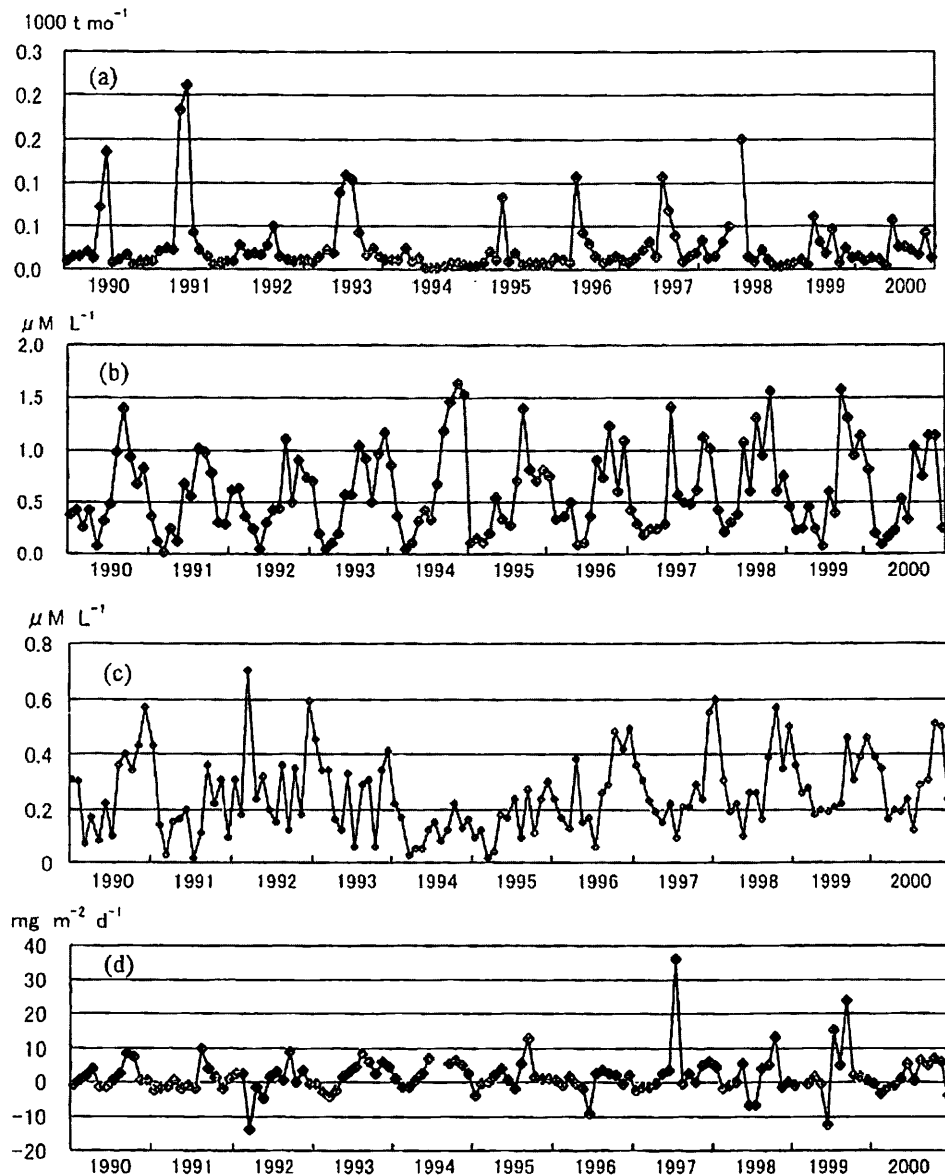


図8.8 DIPの負荷量・平均濃度・生物化学フラックス

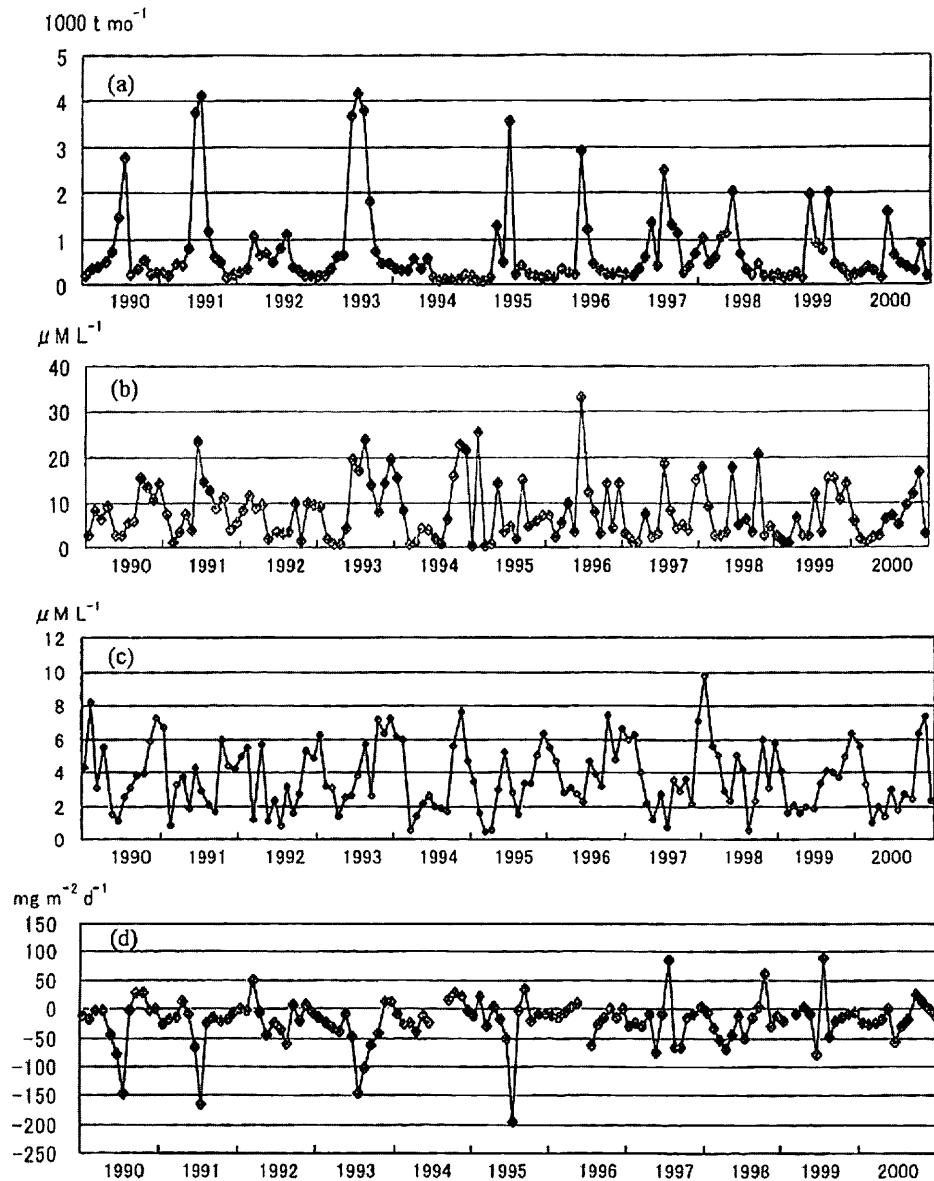


図8.9 DINの負荷量・濃度・生物化学フラックス

ス ΔC を推定する。

$$\frac{d((\eta+h)SC_i)}{dt} = QC_0 + PC_p - RC_i - R_s(C_i - C_o) + \Delta C \quad (8)$$

ここで、 C_i は湾奥のDIP・DIN全域・全層平均濃度、 C_0 は河川のDIP・DIN濃度、 C_p は雨水中のDIP・DIN濃度、 C_o はSta.4の鉛直平均濃度を表す。水質年表に記載されている C_0 は1年間に4-5回しか測定されていないので、DIP、DIN負荷量は河川流量に比例すると仮定して、濃度の測定されていない月の負荷量を推定した。 C_p に関しては、DIPについては有明海沿岸での観測値がないので、観測値が存在する最も近い呉での値 $0.33 \mu\text{g L}^{-1}$ (湯浅, 1994)、DINに関しては佐賀での観測値 0.28g L^{-1} (斉藤ら, 1994)の値を用いて、それらを佐賀の降水量に乘以

て、DIP・DIN負荷量を推定した。降水によるDIP、DIN負荷量は河川からのDIP・DIN負荷量と比較すると1桁以上小さい。

DIPに関する河川からの負荷量、湾奥全域・全層平均濃度、Sta.4の鉛直平均濃度、(8)式から推定される生物・化学的フラックス ΔDIP を図8.8 (a) (b) (c) (d)に、DINに関するそれらを図8.9 (a) (b) (c) (d)に示す。

ΔDIP はほとんどの場合正の値をとっている。このことは有明海奥では生物・化学的にDIPが負荷されている、すなわち海水中有機物分解フラックスと底泥からの溶出フラックスを加えたものが、海水中有機化(光合成)フラックスより大きいことを示している。有明海奥における単位面積当たりの ΔDIP の平均値は $1.83 \text{mg m}^{-2} \text{d}^{-1}$ ($21.5 \text{m mol m}^{-2} \text{y}^{-1}$)

であるが、これを同様な解析が行われた東京湾、伊勢湾、大阪湾 (Smith and Yanagi, 1997) と比較すると (表8.1), 有明海のみが正の値をとっていることがわかる。このことは広大な干潟を有する有明海奥における有機物の無機化能力が非常に大きいことを示唆している。

一方、 ΔDIN は図8.9 (d) に示すように、ほとんどの場合負の値をとっていて、有明海奥部において (有機化+脱窒) フラックスが (分解+溶出+窒素固定) フラックスより大きいことを示している。図8.9 (d) に示した ΔDIN とレッドフィールド比 (16) を仮定して ΔDIP から推定される ΔDIN の差は、有明海奥部での窒素固定と脱窒の差を表す (Gordon et al., 1996)。

$$nfix - denit = \Delta DIN - 16 \Delta DIP \quad (9)$$

(9) 式より推定した (窒素固定 - 脱窒 = $nfix - denit$) の時間変動を図8.10に示す。この値が正であることは有明海奥で窒素固定が卓越し、負であることは脱窒が卓越していることを示すが、図8.9によれば、1990年~2000年のほとんどの時期、脱窒が卓越していることがわかる。有明海奥部における単位面積当たりの ($nfix - denit$) の平均値は $-33.1 \text{ mg m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ ($-863 \text{ m mol m}^{-2} \text{ y}^{-1}$) であるが、これを同様な解析が行われた東京湾、伊勢湾、大阪湾 (Smith

and Yanagi, 1997) と比較すると (表8.1), 有明海の値が最も大きく、有明海奥部の干潟における脱窒能力が非常に大きいことを示唆している。

8.4 考 察

11年間の値を毎月平均して得られた ΔDIP , ΔDIN , ($nfix - denit$) の季節変動を図8.11 (a) (b) (c) に示す。DIPの無機化フラックスは7, 8, 9月に大きくなっているが、夏季に湾奥の海底が貧酸素化され (川口ら, 2004), 底泥からのDIP溶出フラックスが大きくなる (山本ら, 1998) ことがその主な要因だと考えられる。またDINの有機化フラックスは7月に最も大きな値をとっているが、夏季に光合成が最も盛んとなることがその主な要因だと考えられる。一方脱窒フラックスは ΔDIN と同様7月に最も大きな値をとっているが、夏季の高水温により干潟の脱窒細菌の働きが活発になることがその主な要因だと考えられる。

ΔDIP の11年間平均値からの偏差を積算した値の時間変動を図8.12 (a) に示す。1990年代前半は負の偏差が次第に大きくなり、有明海奥部でのリンの無機化フラックスは相対的に小さくなっていったが、1990年代後半は積算偏差が次第に正の方向に向かってきていて、有明海湾奥でのリンの無機化フラックスが1990年代前半と比較すると大きくなってきていることがわかる。

表8.1 単位面積あたりの ($nfix - denit$)

	Tokyo Bay*	Ise Bay*	Osaka Bay*	Ariake Bay
ΔDIP ($\text{m mol m}^{-2} \text{ y}^{-1}$)	-110	-5	-33	22
$nfix - denit$ ($\text{m mol m}^{-2} \text{ y}^{-1}$)	-540	-228	-205	-863

*Smith and Yanagi (1997)

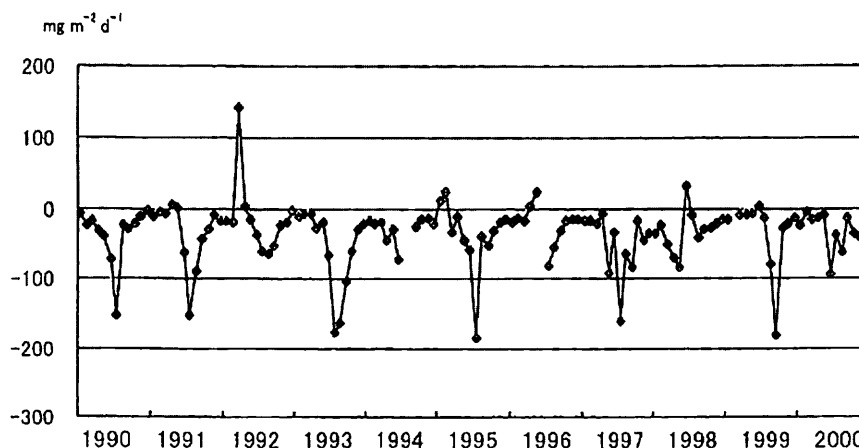


図8.10 (窒素固定-脱窒= $nfix - denit$) の時間変動

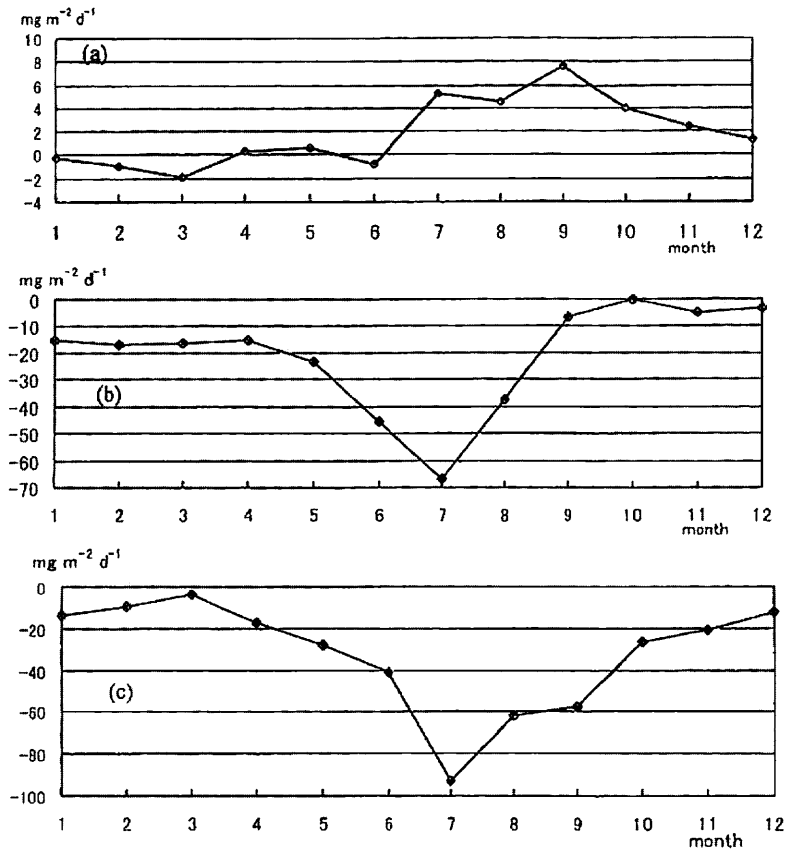


図8.11 ΔDIP , ΔDIN , (nfix-denit) の季節変動

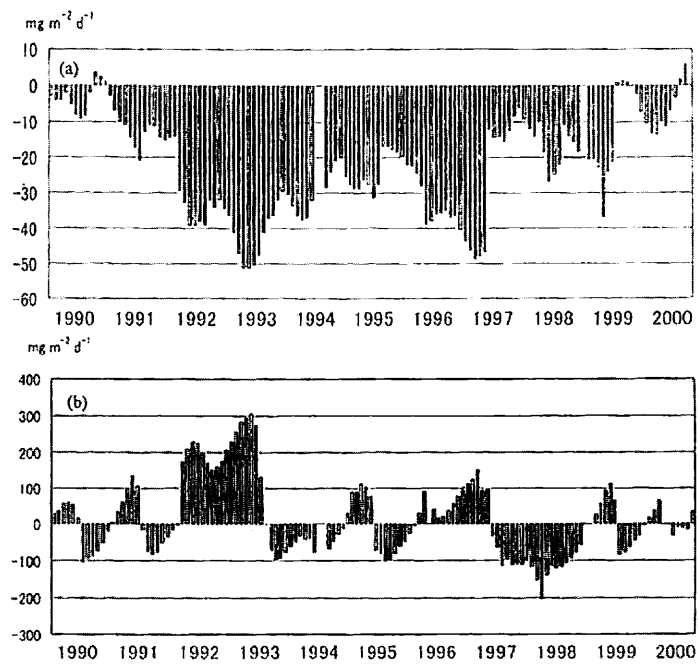


図8.12 $\Delta \text{DIP} \cdot (\text{nfix-denit})$ の偏差を積算した値の時間変動

同様に (nfix-denit) の偏差を積算した値の時間変動を図8.12 (b) に示す。顕著な経年変動はないが、1990年代前半（特に1992年）は正の偏差が多く、1990年代後半（特に1997-1998年）は負の偏差が卓越している。有明海奥部ではDIN濃度が高いことを考えると、窒素固定が活発であるとは考えにくいので、以上の結果は1990年代前半に比べて後半は、脱窒が活発になったことを示唆していると考えられる。

8.5 おわりに

以上有明海奥部における1990年～2000年の毎月の塩分・DIP・DIN観測値を解析して、1990年代前半と比較すると、後半は海水交換が悪化し、リンの無機化フラックスが大きくなり、脱窒が活発となってきたことを明らかにした。

9. 全域におけるTN収支の変化

9.1 はじめに

近年におけるアサリ漁獲量の激減、2000～2001年

冬季におけるノリの不作（川村，2002）などに代表される有明海（図9.1）の環境変化の原因を明らかにし、有効な環境回復の方策を提言するためには、アサリやノリなど有明海の生態系を支えている栄養物質であるリン・窒素・珪素の収支や循環がどう変わったのか、どうすれば昔の豊かな有明海を支えた栄養物質循環を取り戻すことが出来るのか、を明らかにする必要がある。

有明海湾奥の植物プランクトンの増殖を律速する制限栄養塩はリンではなく、窒素であることはすでに明らかにされている（堤ら，2003）。またリン・窒素とともに、植物プランクトン、特に珪藻類にとって重要なもうひとつの栄養塩である珪素に関しては、有明海湾奥においてここ数十年、平均的な状態でDSi（Dissolved Silicate：溶存態珪素）濃度が $10\mu\text{M}$ を下回ることはなく、このDSi濃度は代表的な珪藻である*Skeletonema coastatum*の半飽和定数 $0.42\text{--}13\mu\text{M}$ より高いので、平均的には珪素が有明海の植物プランクトンの増殖制限要因にはならないこともすでに明らかにされている（川口ら，2004）。

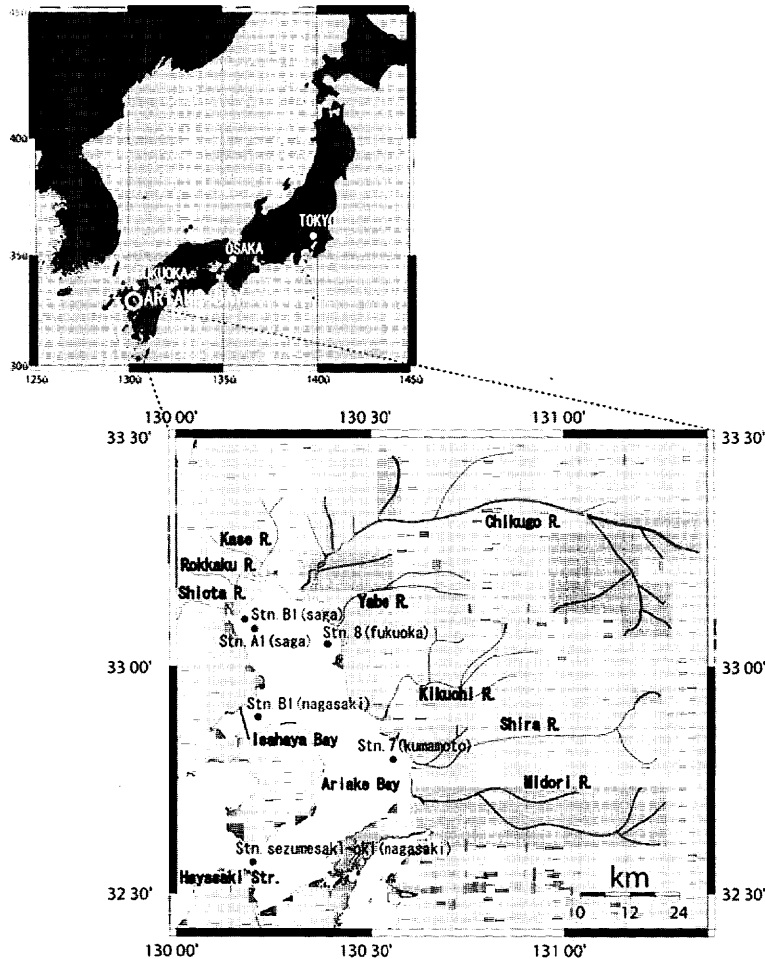


図9.1 有明海と観測点

海域環境特性を明らかにするためにまず行わなければならないことは、栄養物質収支の解明である。例えば、過去の海域環境が良かった時より栄養物質の流入が大きく増えて、富栄養化が起これば海域環境は変化することが理解できる。ところが有明海の栄養物質収支を明らかにした研究例はない。

そこで本稿では、有明海の生態系を支える基礎生産の担い手である植物プランクトンの増殖を律速する窒素の収支が、有明海的环境変動が顕著な最近の20年間、1979年と1999年の間にどう変化したかを明らかにする。

9.2 有明海的环境変動

有明海の1970年以降の総漁獲量、アサリの漁獲量、ノリの収穫量の経年変動は図9.2に示すようである(水産庁増殖部, 2001)。総漁獲量は1979年に最大136,000ton/yearを記録して以来減少を続け、1999年の総漁獲量27,000ton/yearは1979年の約20%にまで減少している。総漁獲量減少の主な理由は貝類の漁獲量の減少にあり、特にアサリ漁獲量は1983年に最大を記録して以降急減し、1999年のアサリ漁獲量は1983年の5%に満たない。その一方で、養殖ノリの収穫量は増加を続け、1999年の収穫量は1979年の160%に達している。

有明海における表層の水温、底層のDO(Dissolved

Oxygen:溶存酸素)濃度、上層のTN(Total Nitrogen:全窒素)濃度、赤潮発生件数、筑後川の河川流量の平水時と低水時の年間平均値の経年変動は図9.3に示すようである(水産庁増殖部, 2001)。表層年間平均水温はこの20年余りほぼ一定である。佐賀県Stn.B1と熊本県Stn.7(図9.1参照)における底層の年間平均DO濃度はほぼ一定で、顕著な経年変化は見られない。TN濃度に関しては後述する。一方、赤潮発生件数は1990年代後半から急増し、1998-2000年の発生件数は1980年代後半のおよそ2倍となっている。有明海に注ぐ最大河川である筑後川(その流域面積は有明海に注ぐ1・2級108河川の流域面積の35%を占める)の河川流量に顕著な経年変化は見られないが、近年やや減少傾向にある。

以上の結果をまとめると、有明海において1979年から1999年の20年間に、表層水温、底層DO濃度、河川流量に大きな経年変化はなかったが、赤潮の発生件数は増加し、総漁獲量、特にアサリの漁獲量が減少し、養殖ノリの収穫量が増加したという環境変化があった。

9.3 1979年と1999年の窒素収支

上述したような環境変化と関連して、有明海の窒素収支がどのように変化したかを明らかにするために、ここ30年で最大漁獲量を記録した1979年と最小

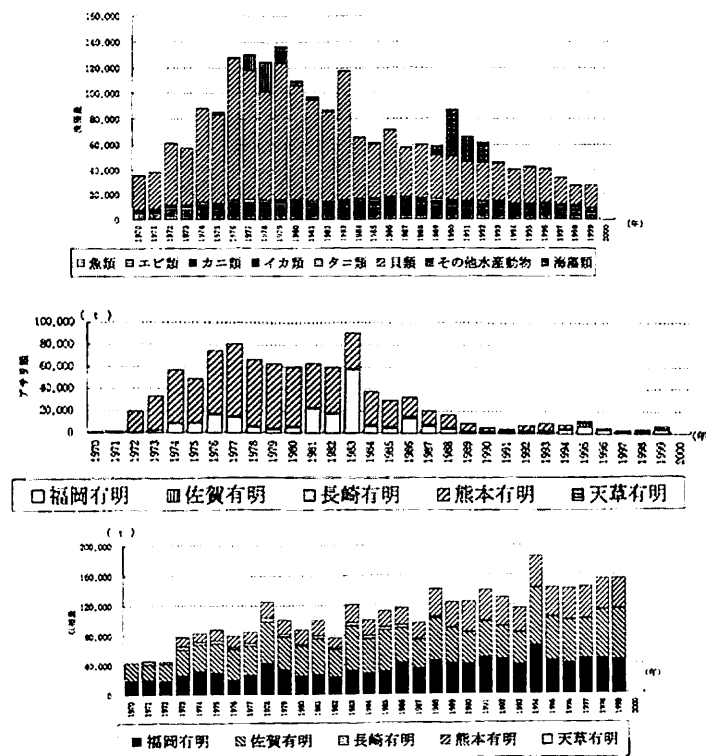


図9.2 有明海の漁獲量・アサリ漁獲量・ノリ収穫量

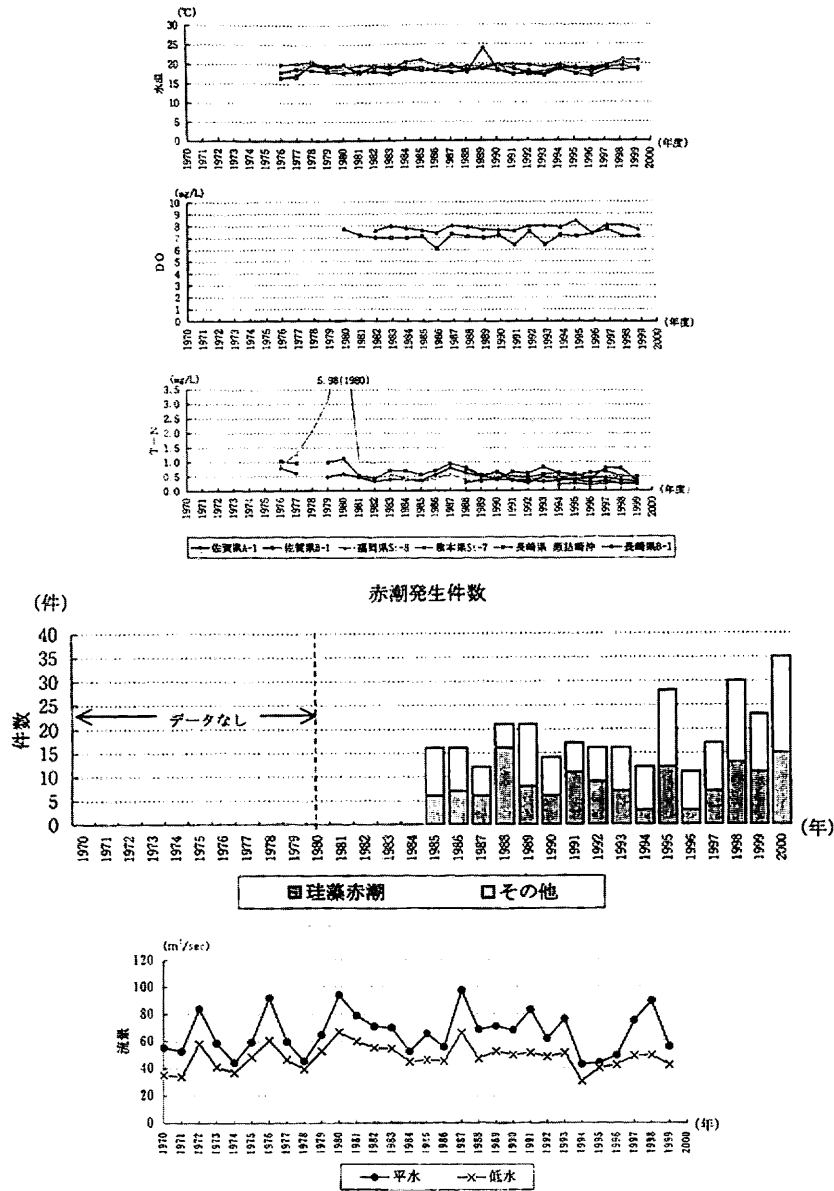


図9.3 有明海の水温・DO・TN・赤潮・筑後川河川流量の経年変動

漁獲量を記録した1999年の有明海におけるTN収支を明らかにする。

河川からのTN負荷量に関しては有明海に流入する河川のうち、河口に水質観測点を持つ主要8河川（六角川、嘉瀬川、筑後川、矢部川、菊池川、白川、緑川、塩田川；図9.1参照）と水質観測点を持たない中小河川からのTN負荷量が2000年と2001年に見積もられている（農林水産省水産庁他，2003）。両年のTN負荷量の違いは主に主要8河川の河川流量の違いに因っていて、中小河川からの負荷量（8,300tonN/year）はほとんど変化していなかった。そこで、この中小河川からの負荷量は1979年，1999年共に同じで，8,300tonN/yearとしてまず与え，1979年，1999年における主要8河川の河川流量の2000年

の河川流量に対する比例関係から，両年における主要8河川からのTN負荷量を推定し，8,300tonN/yearに加えた。その結果，河川からのTN負荷量は，1979年には32,800tonN/year，1999年には33,300tonN/yearと見積もられた。

大気からの窒素フラックスについては1979年，1999年の佐賀の年間降水量に有明海の面積を乗じ，さらに降水中のDIN濃度0.28gN/m³（齊藤ら，1994）を乗じて見積もった。その結果，1979年には880tonN/year，1999年には940tonN/yearとなった。

ノリ養殖時に行われる窒素施肥は1999年には240tonN/yearであった（農林水産省水産庁他，2003）。1979年の施肥量は不明だが，1999年と1979年のノリ収穫量に比例するとして，190tonN/yearとし

た。

環境省による2001年8月、2002年2月の有明海全域5点の泥域におけるDIN溶出実験結果の平均値はそれぞれ429mgN/m²/day、104mgN/m²/dayであった（農林水産省水産庁他、2003）。溶出は海底直上の溶存酸素濃度に大きく依存し、それは夏季にのみ低下し、春・秋・冬季に低下することはないので、8月の実験値を1/4、2月の実験値を3/4倍して平均すると、溶出量年間平均値は185mgN/m²/dayとなる。この値は山本ら（1998）が瀬戸内海全域で溶出実験結果の平均値として求めたDIN溶出量2.9～12mgN/m²/dayと比較すると1桁大きい。有明海では他の報告がないので、この値を元にして窒素溶出量を見積もる。

窒素の溶出は主にMdφ>4の泥域で起こるので、溶出量年間平均値に1999年におけるMdφ>4の泥質堆積物領域の面積295km²（農林水産省水産庁他、2003）を乗じると、1999年の溶出フラックスは19,900tonN/yearとなる。先述したように1979年と1999年の有明海の底層DO濃度に大きな変化はないので、単位面積当たりの両年の溶出フラックスは同じとして、1979年は諫早湾締め切り堤防内面積分（35km²）だけ広い範囲（同じくMdφ>4の領域）で溶出があったと考え、1979年の溶出フラックスは22,300tonN/yearと見積もった。

有明海における平均TN濃度の経年変動のデータは存在しない。そこで、図9.3の湾内TN濃度観測値の年間平均値を平均して、1999年は0.48mgN/l、1979年は0.70mgN/lとした。一方、有明海湾口のTN濃度は長崎瀬詰崎沖の1999年の観測データから0.30mgN/lとし、1979年のデータは存在しないので、湾内平均値の比例関係をもとに、0.50mgN/lと仮定した。

湾内平均塩分と湾口塩分を使って求められた有明海の分散係数は、1999年には3.9x10⁷cm²/secであった（柳・阿部、2003）。したがって、1999年における湾口を通じてのTN流出フラックスは淡水流入による移流フラックス5,950tonN/yearに、湾内と湾口の濃度勾配（湾内平均濃度と湾口の濃度の差を湾中央と湾口の距離50kmで割る）に湾口断面積（105m²）と分散係数を乗じて得られる分散フラックス30,500tonN/yearを加えて、36,400tonN/yearとなる。有明海における分散係数は主に河川流量と潮汐振幅に依存している（柳・阿部、2003）。1979年と1999年の河川流量は図9.3に示すようにほぼ等しいので、両年の4大分潮の潮汐振幅275cmと268cm（柳・塚本、2004）の比が両年の分散係数の大きさを決めていると考え、潮汐振幅が大きかった1979年の分散係

数は小さく、潮汐振幅比に逆比例して、3.8x10⁷cm²/secであったとした。この分散係数と1979年の湾平均と湾口の濃度差を用いれば、1979年における湾口を通じてのTN分散フラックスは33,000tonN/yearで、淡水流入による移流フラックス7,700tonN/yearを加えると、流出フラックスは40,700tonN/yearとなる。

1979年のノリの収穫量は107,000ton/year、1999年のそれは140,000ton/yearで、それぞれの収穫量に海藻藻類に対する窒素換算係数（0.00607gN/g）を乗じてTN取り上げ量が見積もられるが、それは1979年には650tonN/year、1999年には870tonN/yearとなった（農林水産省水産庁他、2003）。同様にして、貝類を除く漁獲によるTN取り上げ量は魚類およびイカ類の窒素換算係数（0.027gN/g）と、エビ・カニ・タコその他の水産動物の窒素換算係数（0.0153gN/g）にそれぞれの漁獲量を乗じて見積もられるが、それは1979年には480tonN/year、1999年には250tonN/yearとなった。さらにアサリを含む貝類に関しては貝類の窒素換算係数（0.0045gN/g）に漁獲量を乗じて、1979年には450tonN/year、1999年には80tonN/yearと見積もられた（農林水産省水産庁他、2003）。

諫早湾中央部泥質堆積物領域での堆積速度は0.5g/cm²/yearである（松岡、私信）。この値が1979年における有明海の泥質堆積物領域（Mdφ>4の領域面積：330km²）で共通だとすると、堆積速度は150x10¹⁰g/yearとなる。泥質堆積物中のTN濃度は0.15%なので（代田・近藤、1985）、1979年のTN堆積フラックスは2.5x10⁹gN/year=2,500tonN/yearとなる。1999年には諫早湾の潮受け堤防が締め切られ、

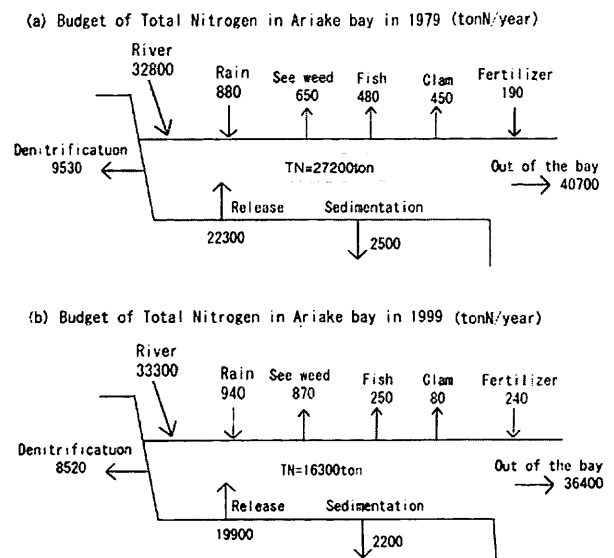


図9.4 1979年と1999年における有明海のTN収支

表9.1 1979年と1999年における有明海のTN収支

Inflow (tonN/year)	1979	1999	Changing ratio (%)
River	32,800	33,300	+ 1.5
Rain	880	940	+ 6.8
Fertilizer	190	240	+ 26.5
Release	22,300	19,900	- 10.7
Sum	56,200	54,400	- 3.2

Outflow (tonN/year)	1979	1999	Changing ratio (%)
Out of the bay	40,700	36,400	- 10.6
See weed	650	870	+ 33.8
Fish catch	480	250	- 47.9
Clam	450	80	- 82.2
Sedimentation	2,500	2,200	- 10.2
Denitrification	9,530	8,520	- 10.6
Sum	54,310	48,320	- 11.0

有明海の泥質堆積物領域は、潮受け堤防内の面積(35km²)分だけ狭くなったので、TN堆積フラックスは2,200tonN/yearとなる。ここで示した堆積フラックスは埋没フラックスに相当する。すなわち、海底に有機物粒子として沈降した窒素は海底泥中に蓄えられ、一部は溶出(海水中に回歸)し、一部は埋没していく。

脱窒に関しては環境省による実測結果79.1mgN/m²/day(農林水産省水産庁他, 2003)に泥質堆積物領域の面積(1979年: 330km², 1999年: 295km²)を乗じて、1979年は9,530tonN/year, 1999年は8,520tonN/yearと推定した。

以上の収支計算結果を、両年における各フラックスの変化率とともに表9.1と図9.4にまとめた。

9.4 議 論

表9.1と図9.4のTN収支によれば、1999年の総流入TNフラックスは54,400tonN/year, 総流出TNフラックスは48,320tonN/yearとなって、両者の差は総流入フラックスの約1割で、ほぼ収支はとれている。両者の差は主に、湾内・湾口のTN濃度の不確かさによる湾外への流出フラックスの不確かさに起因していると考えられる。また1979年のそれは56,200tonN/yearと54,310tonN/yearとなって、ほぼ釣り合っている。

1979年と比較すると、1999年は河川からのTN負荷量がやや増加したのに対して、溶出のTNフラックスが小さくなったことで、TNの総負荷量はやや(3%)減少している。一方、流出フラックスに関しては1979年にはアサリを初め、漁獲によるTN取

り上げフラックスが大きかったのに対して、1999年は湾内TN濃度の減少により湾外へのTN流出フラックスが小さくなり、総流出フラックスはやや(11%)減少したという結果になった。最も変化の大きかったフラックスはアサリによる窒素取り上げフラックスで、1979年から1999年にかけて82%減少していたが、それは全体の流出フラックスのわずか0.001~0.007%を占めるに過ぎないので、有明海全体の窒素収支に大きな影響を与えてはいない。

また漁業活動によるTN取り上げ量が河川からのTN負荷量に占める割合は1979年が4.8%、1999年が3.6%で、1999年の瀬戸内海における5.0%、伊勢湾における4.2%よりは小さく、東京湾の0.8%よりは大きい値となっている(環境省資料による数字)。

表9.1と図9.4によると、TN流入フラックスに関しては陸上からの負荷と溶出の寄与が大きく、TN流出フラックスに関しては湾外への輸送と脱窒の寄与が最も大きい。溶出・脱窒フラックスが大きいと言うことは、底泥中に蓄積されている窒素量が多いということを意味していて、過去からの陸起源窒素負荷が有明海に多量に蓄積されていることを意味している。

有明海から外洋への窒素流出フラックスを人間が制御することはできないので、富栄養化防止のために有明海内のTN濃度を減少させようとするれば、陸上からのTN負荷量を減少させるか、覆砂や浚渫により底泥からのDIN(Dissolved Inorganic Nitrogen: 溶存無機態窒素)・DON(Dissolved Organic Nitrogen: 溶存有機態窒素)溶出量を減少させることが必要である。

1999年の有明海内平均TN濃度0.48mgN/lに有明海の容積(34km³)を乗じて得られるTN現存量16,300tonを総流入TNフラックス54,400tonN/yearで割って得られるTNの平均滞留時間3.6ヶ月は、淡水の平均滞留時間2.5ヶ月(柳・阿部, 2003)よりやや長くなる。TNが有機化による下層への沈降・河口循環流による湾奥への輸送・無機化・湾奥での湧昇を繰り返し、淡水より長く有明海内に留まりやすい(栄養物質のトラッピング機構と呼ばれる)ことを考慮すれば、この値は合理的である。同じく1979年のTNの平均滞留時間は4.2ヶ月となる。

9.5 おわりに

以上、漁獲量と赤潮発生件数が大きく変化した1979年と1999年の有明海におけるTN収支を比較した結果、TN流入総量とTN流出総量に関して、その変化は約1割以内で、大きな変化はなかったことが明らかとなった。しかし、実際にはこの20年間で、二枚貝の漁獲量が大きく減少し、総漁獲量が減少し、赤潮が多発するようになってきて、有明海的环境は大きく変化している。このことは湾内での窒素の負荷量・排出量は大きく変化しなかったが、湾内での窒素の循環様式が大きく変化したことを示唆している。すなわち、有明海におけるTN濃度はやや増加したが、DIN濃度は減少している(川口ら, 2002)、有明海内で有機物の無機化能力が減少していることが考えられる。アサリや干潟の減少は定性的には有明海で有機物の無機化能力が低下したことを示唆している。

10. おわりに

以上の研究の結果

- 1) 有明海の単位面積当たりの高い漁獲量は干潟における付着藻類の高い基礎生産速度と、付着藻類から干潟で主に漁獲されるアサリまでの食物連鎖が1段階であることに因る。
- 2) 1985-1999年にかけての有明海のM₂潮汐振幅減少の主な原因は湾外の潮汐振幅減少にあり、諫早湾潮受け堤防締め切りによる影響は10-20%程度である。また、このようなM₂潮汐振幅減少により、湾内のM₂潮流振幅は湾口部で5cm/s(約5%)減少し、湾奥西部で成層しやすい海域が拡大した。
- 3) 大浦の4大分潮周期の振幅和は1986年以降減少している。これはM₂周期の海面変動振幅の減少が大きいことである。4大分潮周期の振幅和は

“大潮差”の経年変動とはほぼ対応している。また大浦の平均大潮の振幅変動は基本的にはM₂周期の海面変動振幅の経年変動に依存しているが、1970年代のf値極大時の振幅より1990年代のf値極大時の振幅が4cm程度減少している。これは大浦における近年のM₂周期の海面変動振幅の減少が顕著なためである。

- 4) 有明海では秋・冬季に鉛直循環流が強化され、春・夏季に水平循環流が強化される。また、近年湾奥では鉛直循環流が弱まり、湾中央では鉛直循環流が強まっている。
- 5) 有明海では近年の潮流振幅が減少したために、有明海と外海の海水交換は良くなっている。
- 6) 有明海では近年成層度が減少してきていることが判明した。その主な理由は、夏季の河川流量が減少し、平均風速が大きくなり蒸発量が増加して、表層の塩分が高くなって、表層水の密度が大きくなり、鉛直方向の密度差が減少したためである。
- 7) 有明海奥部における1990年~2000年の毎月の塩分・DIP・DIN観測値を解析して、1990年代前半と比較すると、後半は海水交換が悪化し、リンの無機化フラックスが大きくなり、脱窒が活発となってきている。
- 8) 漁獲量と赤潮発生件数が大きく変化した1979年と1999年の有明海におけるTN収支を比較した結果、TN流入総量とTN流出総量に関して、その変化は約1割以内で、大きな変化はなかった。

ことを明らかにすることができた。しかし、このような研究成果だけでは、有明海的环境を改善するためには、どのようなことを行うことが最も有効かを提言することはできない。それを明らかにするために、今後さらに研究を進めていきたいと考えている。

参考文献

- 2の文献
- 塚本秀史・柳 哲雄(2002):有明海の潮汐・潮流、海と空。
- 武岡英隆, 瀬戸内海と世界の閉鎖性水域の比較, 「瀬戸内海の生物資源と環境」, 岡市・小森・中西編, 恒星社厚生閣, (1996), 218-232.
- 柳 哲雄, 全球水循環, 「地球環境を学ぶための流体力学」, 九大総合理工学府大気海洋環境システム学専攻編, (2001), 276-285.
- Tada, K., K.Monaka, M.Morishita, T.Hashimoto, Stand-

ing stocks and production rates of phytoplankton and abundance of bacteria in the Seto Inland Sea, Japan, *J.Oceanogr.*, 54(1998), 285-295.

門谷 茂. 瀬戸内海の現状と干潟域における物質循環, *海洋と生物*, 129 (2000), 323-331.

Hashimoto,H., T.Hashimoto, O.Matsuda, K.Tada, K.Tamai, S.Uye, T.Yamamoto, Biological productivity of lower trophic levels of the Seto Inland Sea, "Sustainable Development in the Seto Inland Sea, Japan-From the Viewpoint of Fisheries", ed. by T.Okaichi and T.Yanagi, TERRAPUBU, Tokyo,(1997), 17-58.

鈴木輝明, 青山裕晃, 中尾 徹, 今尾和正, マクロベントスによる水質浄化機能を指標とした底質基準試案, *水産海洋研究*, 64 (2000), 85-93.

細川恭史, 干潟の水質浄化システムとその再生・造成の可能性, *沿岸海洋研究*, 36 (1999), 137-144.

3 の文献

海岸昇降検知センター (2000) : 日本列島沿岸の年平均潮位とそのグラフ, 125p.

海上保安庁 (1983) : 日本沿岸潮汐調和定数表, 167p.

海上保安庁水路部 (2001) : 有明海海域環境調査解析報告書, 79p.

川村嘉広 (2002) : 近年の生産傾向・問題点—有明海—, 第6回ジョイントシンポジウム「ノリ養殖と沿岸環境」資料集, 13-17.

中野猿人・小田卷実 (1990) : 日本周辺海域の潮汐と潮流について, 続・日本全国沿岸海洋誌, 143-164.

Oonishi,Y. (1977) : A numerical study on the tidal residual flow, *J.Oceanogr.Soc.Japan*, 33, 207-218.

Senju,T., M.Matsuyama and N.Matsubara (1999) : Inter-annual and decadal sea-level variations along the Japanese coast, *J.Oceanogr.*, 55, 619-633.

Simpson,J.H. and J.R.Hunter (1974) : Fronts in the Irish Sea, *Nature*, 250, 404-406.

水産総合研究センター西海区水産研究所 (2001) : 有明海調査ニュース, No.4, 3p.

宇野木早苗 (2001) : 湾域の環境を決める海水の流れ, *科学*, 71, 912-920.

Yanagi,T. and S.Okada(1993) : Tidal fronts in the Seto Inland Sea, *Memoirs of the Faculty of Engineering, Ehime University*, 12-4, 337-343.

柳 哲雄・大西和徳 (1999) : 埋め立てによる東京湾の潮汐・潮流と底質の変化, *海の研究*, 8, 411-415.

4 の文献

磯部雅彦 (2001) : 有明海における水環境の現状, *水環境学会誌*, 24, 659-664.

武岡英隆 (2003) : 有明海におけるM₂潮汐の変化に関する議論へのコメント, *沿岸海洋研究*, 41, 61-64.

塚本秀史・柳 哲雄 (2002) : 有明海の潮汐・潮流, *海と空*, 78, 31-38.

塚本秀史・柳 哲雄 (2003) : 宇野木氏の論文に対する意見, *海の研究*, 12, 97-98.

宇野木早苗 (2002) : 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として, *海と空*, 78, 19-30.

宇野木早苗 (2003 a) : 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 (2003 b) : 有明海の潮汐減少の原因に関する観測データの再解析結果, *海の研究*, 12, 307-314.

5 の文献

石崎 廣・斉藤 実 (1978) : 瀬戸内海の蒸発量, *沿岸海洋研究ノート*, 16, 11-20.

小田卷実・大庭幸広・柴田宣昭 (2003) 有明海の潮流 新旧観測結果について, *海洋情報部研究報告*, 39, 33-61.

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, 85-96.

Taylor,G.I.(1954) : The dispersion of matter in turbulent flow, *Proc. London Math. Soc.*, Ser. 2, A219, 446-468.

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の経年変動, *海の研究*, 12, 269-275.

柳 哲雄・塚本秀史 (2004) : 有明海における潮汐振幅の経年変動, *海の研究*, 13, 295-300.

柳 哲雄・下村真由美 (2004) : 有明海における成層度の経年変動, *海の研究*, 13, 575-581.

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.

Yanagi,T. and R.Abe(2005) : Increase of water exchange due to decrease of tidal amplitude in Ariake Bay, Japan, *Continental Shelf Research*, 25, 2174-2181.

6 の文献

川村嘉広 (2002) : 近年の生産傾向・問題点—有明海—, 第6回ジョイントシンポジウム「ノリ養殖と沿岸環境」資料集, 13-17.

Linden,P.F. and J.E.Simpson(1986) : Gravity-driven flows in a turbulent fluid, *J.Fluid Mech.*, 172, 481-497.

Takeoka,H., H.Akiyama and T.Kikuchi (1993) : The kyucho in the Bungo Channel—periodic intrusion of oceanic warm water, *J.Oceanogr.*, 49, 369-382.

塚本秀史・柳 哲雄 (2002) : 有明海の潮汐・潮流, *海と空*, 78, 31-38.

宇野木早苗 (2002) : 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.

7の文献

- 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, 173-184.
- 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, 85-96.
- 塚本秀史・柳 哲雄 (2002) : 有明海の潮汐・潮流. 海と空, 78, 19-30.
- 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の経年変動. 海の研究, 12, 269-275.
- 柳 哲雄・塚本秀史 (2004) : 有明海における潮汐振幅の経年変動. 海の研究, 13, 295-300.

8の文献

- Gordon, D. G., P. R. Boudreau, K. H. Mann, J. E. Ong, W. L. Silvert, S. V. Smith, G. Wattayacorn, F. Wulff and T. Yanagi (1996) : LOICZ biogeochemical modeling guidelines. LOICZ Reports & Studies, No.5, 96pp.
- 石崎 廣・斉藤 実 (1978) : 瀬戸内海の蒸発量. 沿岸海洋研究ノート, 16, 11-20.
- 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.
- 川村嘉広 (2002) : 佐賀県有明海域におけるノリ生産状況と環境変化. 海苔と海藻, 64, 4-9.
- Okubo, A. (1971) : Oceanic diffusion diagrams. Deep-Sea Research, 18, 789-802.
- 斉藤信弘・大石興弘・穴井功一・森淳子・今村修・森崎澄江・宝来俊一・金城義勝・広中博見・大和康博・広野岩男 (1994) : 平成3年度九州・沖縄地方酸性雨共同調査結果. 全国公害研究会誌, 19, 147-156.
- Shiraki, Y. and T. Yanagi (2004) : Relation between water exchange ratio and tidal amplitude. (to be submitted).
- Smith, S. V. and T. Yanagi (1997) : NP budgets for three Japanese Bays.
<http://data.ecology.su.se/MNODE/Asia/Japan/threebays/JPbud.HTM>
- 山本民次・松田 治・橋本俊也・妹背秀和・北村智顕 (1998) : 瀬戸内海海底泥からの溶存無機態窒素およびリン溶出量の見積もり. 海の研究, 7, 151-158.
- 柳 哲雄 (1997) : 沿岸海域の物質収支モデル. 海の研究, 6, 163-171.

柳 哲雄 (2002) 有明海の低次生産構造—ノリ不作問題に関連して—. 応用数理, 12, 49-53.

- 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の経年変動. 海の研究, 12, 269-275.
- 柳 哲雄・塚本秀史 (2004) : 有明海の潮汐振幅の経年変動. 海の研究, 13, 295-300.
- Yanagi, T. and R. Abe (2005) : Increase of water exchange ratio due to decrease of tidal amplitude. Continental Shelf Research, 25, 2174-2181.
- 湯浅一郎 (1994) : 内海における循環流・フロントと栄養塩類の挙動に関する研究. 中国工業技術研究所研究報告, 12, 1-184.

9の文献

- 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, 11, 543-548.
- 川口 修・山本民次・松田 治・橋本俊也 (2004) : 角皆氏のコメントに対する著者からの意見. 海の研究, 12, 655-656.
- 川村嘉広 (2002) : 佐賀県有明海域におけるノリ生産状況と環境変化. 海苔と海藻, 64, 4-9.
- 代田昭彦・近藤正人 (1985) : 有明海・化学. 「日本全国沿岸海洋誌」. 日本海洋学会沿岸海洋研究部会編, 846-862.
- 農林水産省水産庁・農林水産省農村振興局・経済産業省資源エネルギー庁・国土交通省河川局・国土交通省港湾局・環境省環境管理局 (2003) : 有明海海域環境調査報告書. 648頁.
- 斉藤信弘・大石興弘・穴井功一・森淳子・今村修・森崎澄江・宝来俊一・金城義勝・広中博見・大和康博・広野岩男 (1994) 平成3年度九州・沖縄地方酸性雨共同調査結果. 全国公害研究会誌, 19-3, 147-150.
- 水産庁増殖部 (2001) : 平成13年度農林水産省有明海ノリ不作等対策関係逃散検討委員会資料集 (2). 776頁.
- 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.
- 山本民次・松田 治・橋本俊也・妹背秀和・北村智顕 (1998) : 瀬戸内海海底泥からの溶存無機態窒素・およびリン溶出量の見積もり. 海の研究, 7, 151-158.
- 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の経年変動. 海の研究, 12, 269-276.
- 柳 哲雄・塚本秀史 (2004) : 有明海における潮汐振幅の経年変動. 海の研究, 13, 295-300.