

東京湾湾奥水塊の湧昇現象と青潮への影響

佐々木 淳*

1. はじめに

夏季の東京湾において見られる底層水塊の湧昇現象は、貧酸素水塊の消長や青潮との関連から極めて重要な問題である。青潮を引き起こす湧昇水の起源は湾奥平場、航路筋および湾奥に点在する浚渫窪地であるとされているが、後者の湧昇過程に関する知見はほとんど得られていない。佐々木ら(1996)は現地観測により、高濃度硫化物を含む窪地水塊の湧昇が青潮の規模拡大に寄与することを示唆しており、行政も窪地の埋め戻しを検討しているが、定量的な評価がなされていないため、埋め戻しの効果も予測できないのが現状である。そこで、窪地水塊の湧昇を再現する数値モデルを開発し、その湧昇過程と青潮への寄与を定量的に明らかにすることを試みる。

一方、平場水塊の湧昇に関してはこれまでに数値実験による検討がなされてきたが、実際の気象・海象条件に基づくものではないために実態は不明である。そこで数値モデルにおいて実現象をできるだけ忠実に再現することを通して、平場水塊の湧昇機構の支配要因を青潮との関連も含めて考察する。以上により東京湾湾奥水塊の湧昇現象の全体像を明らかにすることを試みる。

2. 浚渫窪地水塊の湧昇と青潮への影響

(1) multi- σ 座標系による内湾数値モデル

佐々木ら(1996)は σ 座標系による内湾モデルを提案しているが、 σ 座標系は海底地形変化が滑らかな海域への適用には優れているものの、浚渫窪地のように平場から急勾配で掘り下げられている海域への適用は困難である。そこで、図-1のような浚渫窪地に、窪地がないとした場合の平場に沿った面を表面とし、窪地海底を底面とするもう一つの σ 座標系(σ_b 座標系)を設定し、平場に沿った従来の σ 座標系に接続させる、multi- σ 座標系モデルを開発する(詳細は佐々木, 1996を参照)。

基礎方程式は静水圧近似とブシネスク近似に基づく運動量式と連続式、密度を決定する状態方程式、および水温・塩分の拡散方程式である。 ξ を水位として、通常のカ

ウス座標系から σ および σ_b 座標系への変換式

$$\sigma = \frac{z+\xi}{H} = \frac{z+\xi}{h+\xi}, \quad \sigma_b = \frac{z+h}{D} = \frac{z+h}{h_b-h} \quad \dots\dots\dots (1)$$

を用いると、 σ_b 座標系における運動量式および連続式は

$$\begin{aligned} & \frac{\partial(Du^*)}{\partial t} + \frac{\partial(uDu)}{\partial x} + \frac{\partial(vDu)}{\partial y} + \frac{\partial(\sigma_b Du^*)}{\partial \sigma_b} \\ &= fD(v, -u) - \frac{gD}{\rho_0} \{ -\rho_0 \nabla \xi^* - \rho' \sigma_b \nabla h_b \\ &+ \rho'(\sigma_b - 1) \nabla h \} - \frac{gD}{\rho_0} \nabla \sigma_b \left(D \int_{\sigma_b}^0 \rho' d\sigma_b + H \int_0^1 \rho' d\sigma \right) \\ &+ \frac{1}{D} \frac{\partial}{\partial \sigma_b} \left(A_{\sigma_b} \frac{\partial u^*}{\partial \sigma_b} \right) + D \frac{\partial}{\partial x} \left(A_h \frac{\partial u}{\partial x} \right) \\ &+ D \frac{\partial}{\partial y} \left(A_h \frac{\partial u}{\partial y} \right) \dots\dots\dots (2) \end{aligned}$$

$$\frac{\partial(Du)}{\partial x} + \frac{\partial(Dv)}{\partial y} + \frac{\partial(D\sigma_b)}{\partial \sigma_b} = 0 \quad \dots\dots\dots (3)$$

となる。ここに、 f , g , ρ_0 , ρ' および A はそれぞれ、コリオリパラメータ、重力加速度、参照密度、偏差密度および渦動粘性係数であり、 $u=(u, v)$ である。

これらを差分法により解くが、佐々木ら(1996)と同様に式(2)中の*を付加した鉛直移流・拡散項および水位を陰とするアルゴリズムを採用する。

このとき、運動量式から水平流速は、

$$u_{ijk} = E_{ijk} \xi_{ijk} + F_{ijk} \xi_i + j_k + G_{ijk} \quad \dots\dots\dots (4)$$

のように表現できる。

次に $D\sigma_b(0)=H\dot{\sigma}(0)$ に注意して、全水深にわたって連続式を積分すると、

$$\begin{aligned} & \frac{\partial \xi}{\partial t} + \int_0^1 \frac{\partial(Hu)}{\partial x} d\sigma + \int_0^1 \frac{\partial(Hv)}{\partial y} d\sigma \\ &+ \frac{H}{D} \int_{-1}^0 \frac{\partial(Du)}{\partial x} d\sigma_b + \frac{H}{D} \int_{-1}^0 \frac{\partial(Dv)}{\partial y} d\sigma_b = 0 \quad \dots\dots\dots (5) \end{aligned}$$

となる。式(4)を式(5)に代入することにより、未

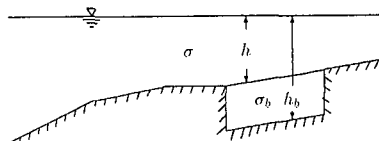
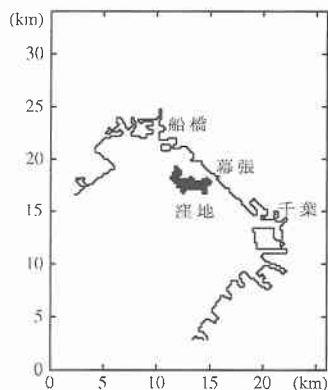
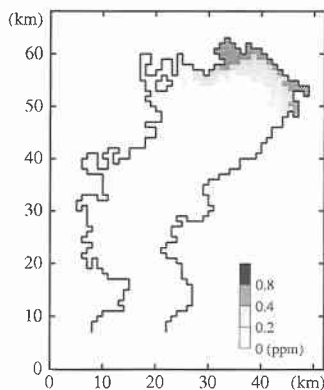


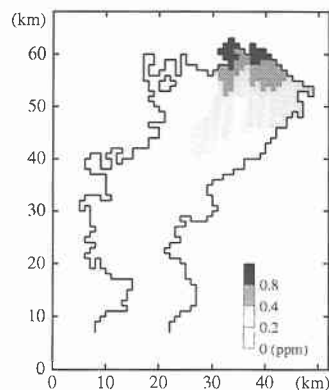
図-1 窪地に拡張された σ 座標系



図一2 浚渫窪地における硫化物の初期分布

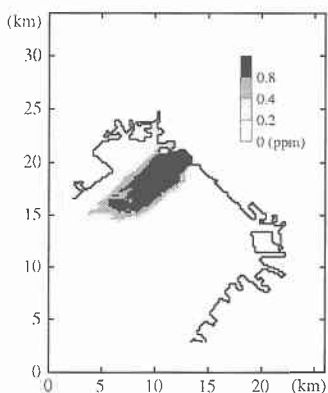


a) 8月24日0時

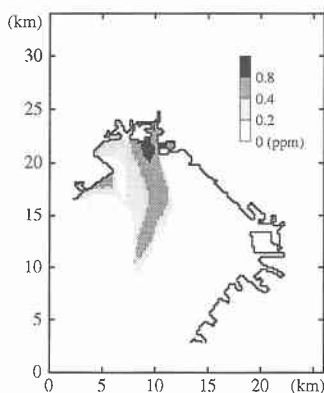


b) 9月14日0時

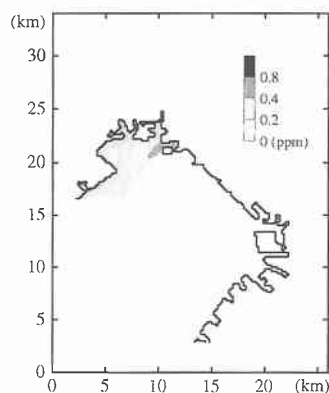
図一4 湾奥平場水塊の湧昇による表層での硫化物濃度分布



a) 9月14日0時



b) 9月14日12時



c) 9月15日12時

図一3 浚渫窪地水塊の湧昇による表層での硫化物濃度分布の時系列変化

知数 ζ のみに関する連立1次方程式が得られ、これを解いて水位が求まり、さらに式(4)から水平流速が求まる。一方、 σ_b 座標系における鉛直流速に相当する $\dot{\sigma}_b$ は

$$\dot{\sigma}_b(\sigma_b) = -\frac{1}{D} \left[\int_{-1}^{\sigma_b} \frac{\partial(Du)}{\partial x} d\sigma_b + \int_{-1}^{\sigma_b} \frac{\partial(Dv)}{\partial y} d\sigma_b \right] \dots (6)$$

となる。

水温、塩分等のスカラー量 ϕ に関しては、鉛直移流・拡散項を陰として差分化すると、 σ 、 σ_b 両座標系共に A_ϕ 、 B_ϕ 、 C_ϕ 、 D_ϕ を既知係数として、

$$A_{\phi ijk} \phi_{ijk-1} + B_{\phi ijk} \phi_{ijk} + C_{\phi ijk} \phi_{ijk+1} = D_{\phi ijk} \dots (7)$$

の形で整理することができ、Thomas法により効率的に解くことができる。

(2) 湧昇シミュレーションによる考察

1994年の8月から9月にかけて、幕張沖の浚渫窪地において佐々木ら(1996)による水質の連続観測が行われた。期間中、8月下旬と9月中旬の2度、青潮の発生が見られたが、9月時の青潮は8月時に比べて規模が大きく、かつ8月時には見られなかった窪地水塊の湧昇が観

測された。この窪地水塊の湧昇が青潮の規模拡大に寄与しているものと推測されるが、観測からはそれがどの程度であるかは評価できない。

そこで、本数値モデルを用いて浚渫窪地内に存在する高濃度硫化物の湧昇シミュレーションを行い、窪地を起源とする青潮の発生規模に関する検討を行う。浚渫窪地の水平スケールは約数kmと湾全体のスケールに比較してかなり小さい。そこで計算効率を上げるために、水平1,000m格子で東京湾全体領域の計算を行った後、その結果を境界条件として浚渫窪地を含む湾奥小領域を水平200m格子にて計算することとした。図一2のハッチはここで対象とする幕張沖の浚渫窪地で、平場から20mの深さで一様に掘り下げられていると仮定した。モデルの鉛直層数は平場20層、窪地内20層とし、硫化物の初期条件は9月13日午前0時に窪地の上端から海底に向かって濃度が0から30mg/lまで線形に分布していると仮定した。図一3に表層における硫化物濃度分布、すなわち青潮域の時系列変化を示す。

最初は習志野沖で湧昇が見られるが、水平スケールは比較的小さいもののかなり高濃度となっている。その後は一方では沖合いへ拡散していきながら、他方では船橋港、三番瀬から浦安沖にかけて青潮域が移動していき、その海域で停滞することがわかる。比較のため平場水塊の湧昇計算により得られた表層での硫化物濃度分布を図-4に示す。図-4(a)は8月下旬の青潮時、図-4(b)は9月中旬の青潮時のものであるが、これらは湧昇開始時より湾奥中央平場底層において2 mg/lの硫化物を境界条件として与え続けた結果得られたものであるため、実際よりも硫化物濃度が過大に評価されている点に注意する必要がある。境界条件ではなく初期条件として硫化物を与えた場合には、図-4の濃度は1/4程度となる。実際の現地における値は両者の間にあると考えられる。

この点を踏まえて窪地起源と平場起源の硫化物分布を比較すると、窪地起源の青潮域の水平スケールはかなり小さく、そのため湾奥全域に広がるような大規模な青潮の直接の原因となるのは平場水塊を起源とする青潮であると考えられる。しかし、その濃度は平場起源と同程度であり、漁業上重要でしばしば大きな被害がもたらされる三番瀬付近に集積されていくことにより、この海域の硫化物濃度が非常に高くなることは重大である。また、浚渫窪地内の水塊の湧昇は平場水塊の湧昇よりも遅れて始まり、その結果青潮の全継続時間が長くなるが、このことも生物への被害を大きくする要因となり、浚渫窪地水塊の湧昇が三番瀬における青潮被害の規模を大きくすることに深く関与しているものと考えられる。

3. 湾奥平場水塊の湧昇機構と青潮への影響

既に見てきたように浚渫窪地水塊の湧昇に起因する青潮は局所的には重要であるが、湾奥全体に渡って発生する大規模な青潮は、湾奥中央平場の底層水が主要な起源であると考えられる。そこで大規模な青潮の発生機構を解明するためには、湾奥平場水塊の湧昇機構を明らかにする必要がある。最近の研究によれば(宇野木, 1990; 松山ら, 1990; 中辻ら, 1995)、湾奥平場水塊の湧昇機構は北風系の連吹による千葉側での湧昇と、風が弱まった後の内部ケルビン波による船橋側への湧昇域の伝播であると考えられている。実際、宇野木(1990)は観測結果に基づきそのような事例の存在を示している。ところが、青潮の発生事例を分析すると、風の停止後ではなく北風系が連吹している最中に青潮が発生する場合も多い。そこでこれらを踏まえて、佐々木ら(1996)により観測された1994年8月下旬の中規模な青潮と9月中旬の大規模な青潮の発生機構に関して、数値シミュレーションに基づく検討を行う。なお、数値モデルは佐々木ら(1996)による3次元内湾モデルを用い、水平格子サイズは

1,000 m、鉛直層数は20とした。計算は水質分布が内湾全体で一様と見なせる春先を初期条件とし、9月末までの半年間、時々刻々の気象・潮位データを与えることにより、現地の状態をできる限り再現するよう努めた。

(1) 1994年8月および9月に発生した青潮の概要

1994年8月22日～25日にかけて中規模な青潮が発生した。湾奥中央平場底層に硫化物を境界条件として与え続けた計算結果によると、20日からの北風系の連吹(図-5)により速やかに青潮の発生が見られたが、23日以降は風が吹き続けているにも関わらず、観測結果と同様にその規模が縮小傾向となり、図-4(a)に示すように船橋沖と千葉港に高濃度域が残存する様子が再現された。

一方、9月13～16日にかけては、浦安から千葉港にかけての沿岸一帯で大規模な青潮が発生した。数値シミュレーションによれば12日からの北風系の連吹により速やかに湧昇が起こり、図-4(b)に示すように14日頃をピークに、その後も局所的には長い間残存した。

一見したところ類似した気象条件の下で、湧昇規模に相違が見られた原因を考えるために、両時期における湧昇機構について数値シミュレーションにより考察する。

(2) 湧昇機構及び規模に関する考察

a) 8月下旬の青潮時

南風系が卓越していた青潮発生直前の8月20日の表層における密度分布(σ_t)の計算結果を図-6(a)に示す。湾奥東京寄りでは河川流入に起因する大きな密度勾配と、湾の長軸に沿った湾奥から湾口へ向かう正の密度勾配が見られるが、これは夏季の標準的な分布形であると考えられる。その直後より北風系の連吹が始まり、21日18時には図-6(b)に示すように密度の等値線が全体に

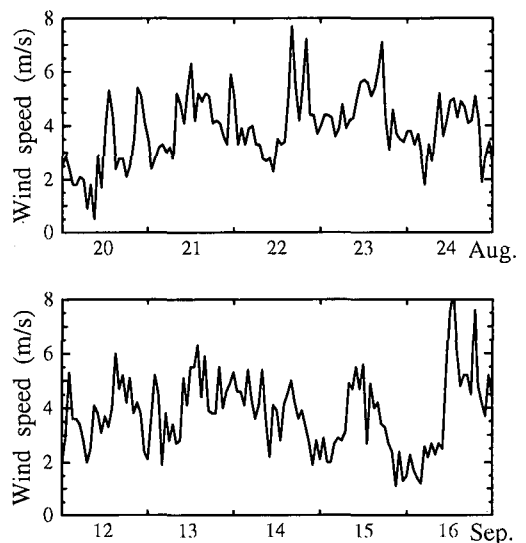
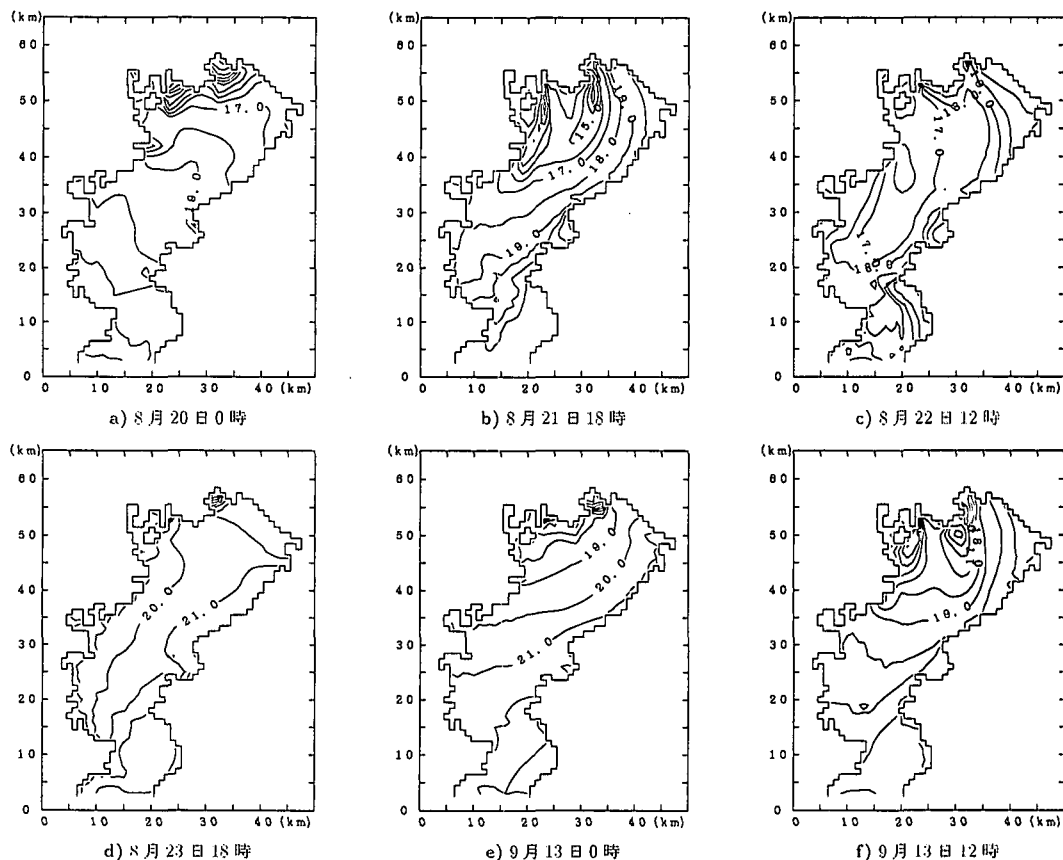


図-5 1994年8月20～24日(上)および9月12日～16日(下)における風速の時系列変化

図-6 表層における密度分布の時系列変化 (σ_t)

湾の長軸に平行に近づき、千葉側での顕著な湧昇が見られる。特にこの間は風向きが北北西であるために湾奥では千葉港付近を中心として幕張側にも延びる湧昇域が見られる。このときの風速の時系列変化を示す図-5によると、その後22日昼にかけては風速が弱まり、図-6(c)に示す22日12時における表層の密度分布によれば、湾奥における湧昇域が幕張から船橋寄りに移動している様子が見られる。そしてこの頃に千葉港から船橋沖にかけての広範囲に渡って青潮状態となっていたことが小倉ら(1994)により報告されている。ここで見られた湧昇域の移動は風が弱まった後に起きていることおよびその移動の向き・速度から、内部ケルビン波によるものであると推測され、それにより湾奥沿岸一帯に青潮域が拡大するものと考えられる。実際、このときの上下層の密度差は 3 kg/m^3 程度と大きく、内部波が発達しやすい状態であった。22日午後には北東風が強まり、図-6(d)に示す23日18時の表層密度分布によれば、表層での水平密度勾配が小さくなり、湧昇域も房総半島側で顕著となっている。この頃に青潮は縮小傾向にあったことは、強風等による強い拡散作用により青潮水の硫化物濃度が減少し

たこと、および湧昇域が房総半島側へ移動したことにより理解することが可能である。

b) 9月中旬の青潮時

9月12日未明の北東風により湾奥房総半島側で湧昇が開始した。その後12日午後の強風により図-6(e)の13日0時における表層密度分布に示されるように、房総半島側での湧昇が強化され、その後は風向きが北よりに変化したことに伴い、図-6(f)に示すように、湧昇域が千葉港を中心とした湾奥側に移動している様子が見られる。このとき青潮は浦安から千葉港にかけての沿岸一帯で発生しており、表層密度分布からは千葉港付近の湧昇が最も大きいように見えるが、船橋沖は千葉側に比較して水深が小さい上に鉛直方向の密度勾配が小さくなっていることから、吹送流により底層の硫化物が容易に湧昇するものと考えられる。その後は湧昇域の拡大が見られるものの、湧昇中心の移動はなく、16日0時前後の風の弱まりに際しても内部ケルビン波的な湧昇域の移動は見られなかった。このときの上下層の密度差は 1 kg/m^3 程度と8月の内部ケルビン波が見られたときに比べてかなり小さくなっており、そのため内部波が発達しなかった

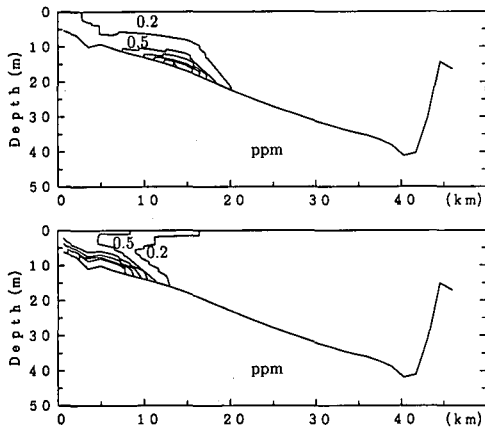


図-7 湾長軸に沿った断面硫化物濃度分布 (上: 8月時, 下: 9月時)

ものと考えられる。

c) 青潮に対する潮汐の影響

青潮と潮汐の関係に関して、風呂田(1987)は水圧低下時に硫化物の発生が多く見られることから、水位低下の大きい大潮期に大規模な青潮が発生しやすいことを指摘している。また、大潮期には流動距離が大きいためからも青潮が発生しやすいと考えられている。ところが、ここで対象としている1994年8月下旬および9月中旬の青潮においては、大潮期の8月時に比べて小潮期の9月時の方が大規模であった。その原因の一つとして大潮時には潮流が大きいため湧昇過程にあった底層硫化物の潮汐による水平往復運動が大きく、その結果拡散希釈されやすいことが指摘される。この点を検討するため、青潮発生時の8月22日0時および9月12日0時に湾奥中央底層において濃度2mg/lの硫化物の初期条件を与え、幕張を起点とする湾の長軸方向の断面における濃度分布の変動を調べる。図-7は8月時および9月時における、初期条件を与えた時点から48時間後の湾長軸方向の硫化物濃度分布であるが、8月時の方が長軸方向の沖合への硫化物の広がりが大きく、湧昇量が少ない様子が示されている。

(3) 青潮発生規模の支配要因

これまでの考察により青潮発生規模の支配要因をまとめると表-1のようになる。すなわち、北風成分が卓越する場合には湧昇域が幕張側まで延び、その結果、水深の浅い船橋側は吹送密度流により底層水が容易に湧昇するが、東風成分が卓越してくると水深の大きい房総半島側での湧昇が顕著となり、湾奥側では湧昇しにくくなる。また、北風系の連吹後においても密度成層が十分に維持されている状態で風が弱まると内部ケルビン波が発達し、その移動に伴って底層水が湧昇するため広範囲で青潮となりうる。一方、強風や大潮期のような強潮流時には

表-1 青潮発生規模の支配要因

支配要因	青潮の規模		備考
	拡大	縮小	
北風(西風)成分の卓越	○		湧昇域は幕張側
東風成分の卓越		○	湧昇域は房総半島側
内部ケルビン波の存在	○		鉛直密度勾配の大きい時に発達
強風・強潮流		○	拡散・希釈効果

は拡散・希釈効果が卓越し、青潮の規模を縮小する傾向にあると考えられる。

4. ま と め

浚渫窪地水塊の湧昇現象を扱う数値モデルを開発し、窪地水塊の青潮に対する影響を検討した。その結果、窪地水塊の湧昇は湾奥全体の青潮を引き起こす程の規模ではないが、漁業上重要な海域である三番瀬において高濃度で集積・滞留することが明らかとなり、その重要性が認識された。一方、1994年8月下旬および9月中旬に見られた2度の青潮に関して、数値シミュレーションにより詳細に検討したところ、青潮の規模を決定づける支配要因としては風向きが重要であり、北風成分の卓越が青潮の発生規模を拡大するのに対し、東風成分の卓越は規模を縮小する傾向のあることが判明した。また、内部ケルビン波の発達は湾奥沿岸に沿った広範囲に渡る青潮の原因となりうること、および強風や強潮流による拡散・希釈効果により青潮の規模は縮小しうるということが明らかとなった。

本研究を進めるに当たり、東京大学大学院工学系研究科磯部雅彦教授、渡辺 晃教授に有益な助言を頂いたことをここに記し、感謝の意を表する。

また、本研究は文部省科学研究費特別研究員奨励費による成果であることを付記し、謝意を表する。

参 考 文 献

- 宇野木早苗(1990): 東京湾の湧昇と青潮, 日本海洋学会秋季要旨集, pp. 156-157.
- 小倉久子・飯村 晃・相坂清子(1995): 東京湾の青潮発生状況(1994年), 千葉県水保研年報(平成6年度), pp. 63-67.
- 佐々木 淳(1996): 東京湾における青潮の発生機構に関する研究, 東京大学学位論文.
- 佐々木 淳・磯部雅彦・渡辺 晃・五明美智男(1996): 東京湾における青潮の発生規模に関する考察, 海岸工学論文集, 第43巻, pp. 1111-1115.
- 中辻啓二・尹 鐘星・湯浅泰三・村岡浩爾(1995): 東京湾における吹送密度流と青潮発生機構との関連性, 海岸工学論文集, 第42巻, pp. 1066-1070.
- 風呂田利夫(1987): 東京湾における青潮の発生, 水質汚濁研究, Vol. 10, No. 8, pp. 470-474.
- 松山優治・当麻一良・大脇 厚(1990): 東京湾の湧昇に関する数値実験, 沿岸海洋研究ノート, Vol. 28, No. 1, pp. 63-74.