

東京湾の青潮の発生機構に関する基礎実験

Basic Experiments on Upwelling of Anoxic Water 'Aoshio'

Observed in Tokyo Bay, Japan

中辻啓二・長坂誠司・村岡浩爾

By Keiji NAKATSUJI, Seiji NAGASAKA and Kohji MURAOKA

Aoshio, upwelling of anoxic water, often appears in the bottom of Tokyo Bay from summer to autumn. Since many observations have revealed that the wind-driven flow moving off-shore may induce the stratified bottom water of anoxia to move ashore, basic two-dimensional experiments have been performed to clarify the upwelling and mixing phenomena of two-layered stratified flow system exposed to wind stresses at the surface. It is confirmed that the prediction of Spigel and Imberger is a good agreement with the flow visualization results of upwelling phenomena.

Keywords: upwelling, stratification, wind-driven flow.

1. まえがき

近年、我が国においては、人口および経済・産業などの都市部への極端な集中が進行し、生活系排水、産業系排水による海域の水環境の未改善が続いている。しばしば社会的に問題となるものに赤潮と青潮がある。前者は、窒素やリンなど栄養塩の流入によって富栄養化が進行して、海水中のプランクトンなどの微小な生物が急激に増加した結果、海水の色を変える現象とされている。はまちなどの養殖魚への被害が毎年報告されているのはこの赤潮が原因している。それに対して、青潮は水面が青白色あるいは乳白色を呈する現象である。汚濁有機物の分解によって底層に形成された貧酸素水塊あるいは無酸素水塊が風などの物理的作用によって底層から表層に湧昇するのが青潮の原因であると考えられている。この青潮現象は東京湾（主に、千葉県船橋市を中心とする北東寄りの沿岸域）において6月から9月にかけてしばしば発生し、悪臭や底性生物の弊死などの大きな被害を生じさせている。そのため、地元の漁業関係者の間ではこの現象に対する関心が深く、海洋環境の改善についての要望が強い。

本研究ではこの青潮に着目して研究を進める。まず、青潮の発生前後に実施された種々の海域調査に関しての文献調査を行い、青潮現象が生物学的に発生する赤潮と異なり、物理的・化学的要因が支配的であることをつきとめた。その結果、青潮が流体力学的に風影響下における二層密度流界面の巻き上がり現象として

* 正会員 工博 大阪大学助教授 工学部土木工学科 (〒565 大阪府吹田市山田丘 2-1)

** 学生員 大阪大学大学院生 工学研究科土木工学専攻

*** 正会員 工博 大阪大学教授 工学部土木工学科

取り扱うことが可能であることがわかった。したがって、本研究では二成層状態の水面に風を作用させる吹送成層流の可視化実験を行い、その密度界面の挙動、混合特性等を調べ、青潮の発生機構について流体力学の見地から解明を試みる。

2. 青潮とは？

青潮が水産への影響という点で着目され始めて以来、今日まで東京湾を中心にいくつかの実測調査が実施されてきた。また、その結果に基づいて青潮現象に関する様々な知見が報告されている。（図－1 参照）

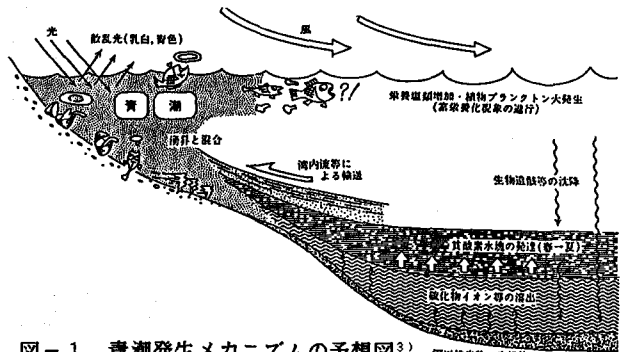
2-1 青潮に関する生物学的・化学的知見

東京湾では夏期成層期にプランクトンなどの死骸や有機汚泥の沈降・腐敗などが起こる。細菌等がそれらを底泥で分解する際に酸素を消費することにより、無酸素水塊が底層に形成されることが知られている。このような状態下において離岸風が水面に作用して、底層水が水面近くに舞い上がり、拡散された時に、海面の色が乳白色あるいは青白色に変化する。この現象がいわゆる青潮と呼ばれるものである。発生時の海域ではイオウの臭いがすることから、この特有の着色現象には硫化物が関係していると予想される。鬼塚ら¹⁾²⁾は青潮の発生時の水の栄養塩の分析、光学特性から、表層に出現した青潮は底層にある硫化物イオンが湧昇して有酸素水に接触することにより、酸化作用を受けて生成した中間生成物（硫黄粒子、多硫化物イオンなど）に起因するものであることを確認した。このことから、赤潮は主に植物性プランクトンを発生の要因とする生物学的現象であるのに対して、この青潮は化学的現象であるといえる。

2-2 青潮発生時の物理的知見

東京湾における青潮発生前後の海況についてまとめると、以下のような特徴が挙げられる。青潮は主に6月～9月の夏期に集中的に発生している。夏場は表層水の水温上昇や、河川水の流入などの種々の要因が重なることによって、成層が強化される。発生時の水・塩分濃度の鉛直分布の観測から大抵の場合、水深10m前後の位置に密度躍層の存在が確認されており、鉛直混合が起こりにくくなっている。その結果、1 p.p.m.以下の貧酸素水塊が底層に形成されているのが観測される。このような状態下に離岸風（主に北東風を指す）が1日あるいは2～3日続けて連吹した後に、底層からの貧酸素水塊が沿岸域の水面に湧昇し青潮が発生するという。これらをもとにして青潮の発生機構の予想図を示したものが図－1である。すなわち、離岸風が吹くことにより表層水が沖向きに運ばれ、それを補う形で貧酸素水塊を含む底層水が岸向きに移流され、海底面に沿って湧昇すると推察できる。

2-3 青潮の発生状況について



図－1 青潮発生メカニズムの予想図³⁾ 河川流出物・有機物の堆積

表－1 青潮発生状況に関する文献調査

発生日	発生規模	発生場所	風速/最大風速	風向	備考
1978.5.31 7.8-10	(中or大規模)	浦安-船橋沖合			
1979.6.13 7.10-17 8.14-16 9.30	(小規模) (中規模) (中規模) (中規模)	船橋航路 幕張沖 幕張-羽田沖	3.25/6.0	NE	柿野ら(1987) ⁴⁾ 柿野(1988) " "
1980.8.2-5 9.19	(大規模) (小規模)	船橋航路-幕張 船橋航路-江戸川			柿野(1988) "
1982.5.21-23 7.27-29 9.6	(大規模)	市川航路・三郷州 市川航路-幕張 習志野-船橋航路			鈴木ら(1983)
1984.8.24-26 9.9		船橋-幕張 船橋			風呂田ら(1985)
1985.6.15-18 8.20-21 9.15-18	(小規模) (中規模) (大規模)	船橋航路-花見川 千葉-花見川-船橋 市川-船橋-千葉	4.17/7.0	ENE	鬼塚ら(1988.3) ⁵⁾
1986.6.5-6 8.4 8.23-24 9.16-18		千葉 浦安-市川 千葉-船橋 浦安-船橋-千葉	2.0/10.0	NE	鬼塚ら(1987) ⁶⁾
1987.8.2 9.12		船橋-千葉 幕張-千葉			鬼塚ら(1988)

青潮についての報文、論文等から1978年以降の青潮の発生状況について調べたものを表-1に示す。表には発生時期、発生規模、発生場所、海域上の風向を記した。同表から分かるとおり、発生時期は春～夏の5月ごろから秋口の9月頃までに集中している。また、その期間はいずれも1日あるいは2～3日であり、長期間に亘って継続することはほとんどない。また、発生海域は北東寄りの沿岸域、すなわち東京湾湾奥部にあたる千葉、船橋方面が中心である。発生前の風向きがほとんど北東風であることから、離岸風にともなう流動現象であるという知見とも一致する。

3. 吹送流影響下における二成層の密度流現象の流動形態分類

上述した青潮の発生機構は二層に成層した状態の湖沼の水面に風が作用した場合に起こる混合現象と類似していることから、Spigel・Imberger⁷⁾が次元解析に基づいて行った流動形態の区分の適用が期待できる。それは成層度を表す指標であるリチャードソン数 Ri^* と湖沼の形状を表すアスペクト比 $L/2h$ を用いて、二成層状態の湖沼で起こり得る密度界面の挙動、混合形態を支配要因の違いにより4つのRegimeに区分したものである。その概要を図-2に示す。ここに、リチャードソン数は $Ri^* = \Delta \rho g h_u / \rho u_*^2$ で、吹送流の摩擦速度は $u_* = (c_D \rho_a U_{10}^2 / \rho)^{1/2}$ で定義される。式中の $\Delta \rho$ は上層水と下層水の密度差(>0)、 g は重力加速度、 h_u は上層水深、 ρ は上層水の密度、 ρ_a は空気密度、 U_{10} は湖上10mの風速、 c_D は抵抗係数である。抵抗係数は大気の安定度によって変化するが、通常 1.3×10^{-3} の値をとる。また L は湖沼の長さである。

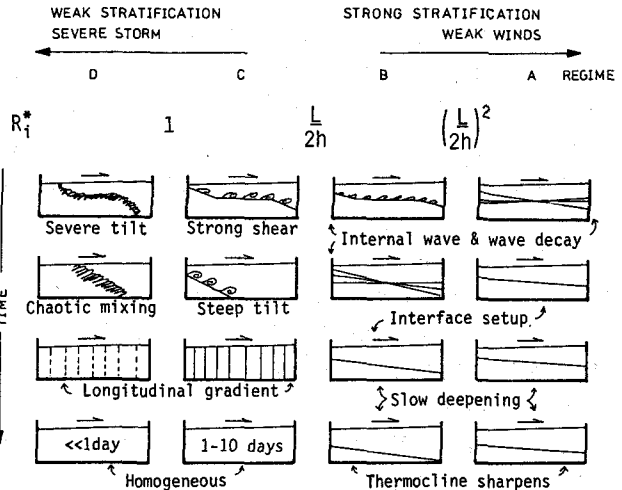


図-2 Spigel・Imberger による流動形態分類

成層状態の閉鎖性内湾に風が吹くと、上層水の吹き寄せと下層水の湧昇、水平循環流の形成、成層の崩壊や上層水と下層水の混合など、湖沼と同様の現象が起こることが知られている。藤原ら⁸⁾は上記の流動形態分類を瀬戸内海の各灘の風による成層の崩壊現象に適用した。予測結果と実測例とを比較した結果、良好な一致が得られたことを報告している。そこで、東京湾を閉鎖性内湾と考えると、青潮発生時には必ず成層状態が強化されており、離岸風が直接的な要因となっていることから、この理論の適用することの可能性が期待できる。

成層状態の閉鎖性内湾に風が吹くと、上層水の吹き寄せと下層水の湧昇、水平循環流の形成、成層の崩壊や上層水と下層水の混合など、湖沼と同様の現象が起こることが知られている。藤原ら⁸⁾は上記の流動形態分類を瀬戸内海の各灘の風による成層の崩壊現象に適用した。予測結果と実測例とを比較した結果、良好な一致が得られたことを報告している。そこで、東京湾を閉鎖性内湾と考えると、青潮発生時には必ず成層状態が強化されており、離岸風が直接的な要因となっていることから、この理論の適用することの可能性が期待できる。

4. 実験概要

4-1 実験装置および実験条件

実験装置は図-3に示す送風機付き風洞ならびに長さ600cm、高さ45cm、幅15cmの透明アクリル樹脂製の観測水路により構成されている。所定の密度に調整した塩水(本実験では $\rho_2 = 1.001 \sim 1.038 \text{g/cm}^3$)を満たした水路に水道水を注意深く浮かせるように注水して二成層を形成させた。その水面上に一定風量の風を作用させて実験を行った。なお、下層水(塩水)にはメチレンブルーを混入して着色を施し、ビデオおよび写真撮影により密度界面の

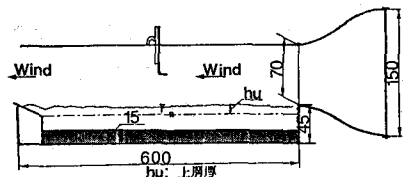


図-3 実験装置

挙動について調べた。先の土木学会年次学術講演会⁹⁾

においては地形性を考慮して斜面を設けた場合の実験結果について発表した。実験水路の有限性の影響、風のエネルギーと水路長の関係、下流端の反射の影響等、様々な問題を抱えることとなった。そこで、今回は風速をできるだけ小さく、一様風速 $U_a = 5 \text{ m/s}$ とし、かつ水路の全水深を 30 cm に変更して実験を行った。

実験条件は表-2に示すとおりである。

風洞の送風機は1000 mm ϕ の6枚羽根を持つ軸流送風機である。周波数変換装置により回転数を1500 rpm まで可変速運転できる。ホットフィルム流速計にて測定した風速分布を図-4に示す。図中の f は変換装置の周波数、 U_a は水路中央部の一様風速である。水面から10 cm 以上の高さの風速はほぼ一定であるが、水面近傍での風速分布は片対数紙上で直線となり、次式の対数法則に従う風速分布となる。

$$\frac{U_a}{u_a^*} = 5.75 \log\left(\frac{z}{k_s}\right) + 8.5 \quad (1)$$

ここに U_a は高さ z における風速、 u_a^* は空気流の摩擦速度、 k_s は空気流に対する水面の粗度高さである。水面の風応力は ρ を空気密度として次式で与えられる。

$$\tau_a = \rho a u_a^{*2} \quad (2)$$

また、これらより水面の摩擦速度は次式で与えられることになる。

その値を表-2に示す。

$$\tau_w = \rho u^{*2} = \rho a u_a^{*2} \quad (3)$$

表-2 実験条件

$u^* (\text{m/s})$	$h_0 (\text{m})$	$\Delta \rho (\text{kg/m}^3)$	Ri^*	$L/2h_0$	Regime
5.8×10^{-3}	0.10	38.0	1090	27.5	A
6.5×10^{-3}	0.10	12.0	360	27.5	B
6.5×10^{-3}	0.10	7.0	160	27.5	B
6.5×10^{-3}	0.10	2.0	47	27.5	B
6.5×10^{-3}	0.10	1.0	23	27.5	C

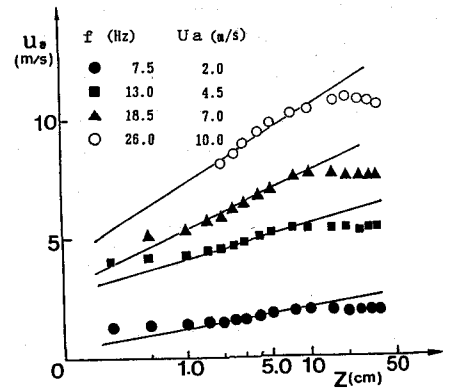


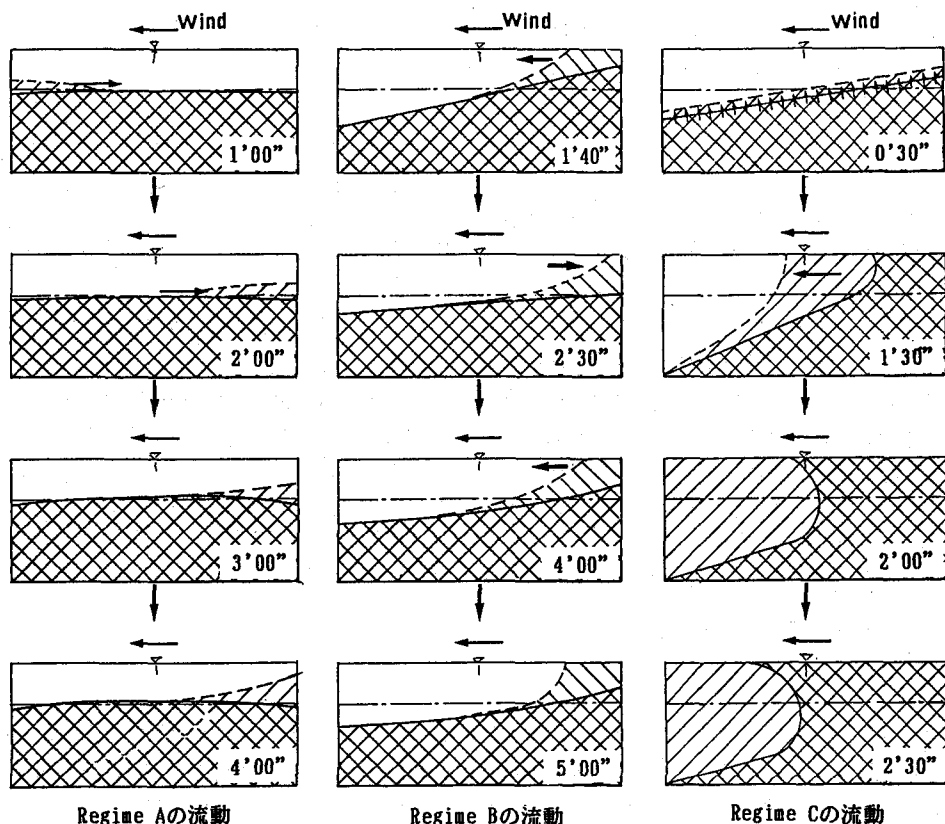
図-4 水路中央部($x=300 \text{ cm}$)の風速分布

4-2 可視化実験結果

密度界面の経時変化と混合現象の概要を Regime ごとに図-5に示す。同図における上端は水表面、右端および左端はそれぞれ風洞の送風口(水路上流端: $x=0 \text{ cm}$)と水路下流端($x=550 \text{ cm}$)を示す。また、密度界面の位置を実線にて、下層水が上層水に連行されて生じた中間層と上層水の境界面を破線にて表す。得られた結果をまとめると以下のとおりである。なお、図の右端の数字は送風開始後の時間を表す。

Regime Aは図-5に示すように、界面の変動は水路全域においてほとんど見られず、勾配も他の Regime と比べて非常に緩やかである。振幅の大きさは上下流端にて約 1 cm 程度であり、界面の傾きはほとんど見られない。送風開始後6分には流動は定常状態になった。送風開始直後に下流端で弱い混合が生じ、混合された流体塊が上層の循環流により上流側に輸送される。その後は下層の流体が細片状に上層の乱流層に引き出される程度であり、その流体塊も界面に沿って上流側に運ばれて中間層を形成する。定常状態に達した時の中間層は図に示すように約1/70の勾配を有するくさび形の形状を呈していた。これは風の作用による水面の勾配変化に伴う圧力勾配と界面勾配の釣り合いを保つために生じたものと思われる。リチャードソン数 Ri^* の大きい Regime Aでは界面の振動はほとんどなく、全体的にみて密度境界面は鋭く、鮮明である。

一方、Regime Bは $Ri^* = 163.2$ の実験結果を示す。送風の開始とともに、上流端の界面は上昇し始め、約1分20秒後に最大値に達する。この間上流端から $x = 0 \sim 300 \text{ cm}$ の範囲で発生した内部波の発達・崩壊過程を介して混合した流体は上流側に運ばれ、その中間層は1分30秒後には水表面に到達する。その後、初期密度界面は下降し始め、2分30秒後に初期位置に戻ることから、下流側へ拡がった中間層もまた上流側へ戻る。この結果、再び $x < 300 \text{ cm}$ の密度界面で内部波が観察された。一方、下流端の界面は送風の開始



図一五 流動形態別の密度界面の経時変化と混合形態の可視化

後約1分20秒間下降し、初期界面の位置から9cm程度下降した所から再びゆっくりと上昇し始める。約3分以降には界面は再び下降する。下流端の界面は底面まで到達しない。上流端の密度界面と中間層の界面、下流端と水路中間点($x = 300$ cm)での密度界面の時間変動をビデオと写真計測から求めたのが図一六であり、上述の観察結果が明瞭に認められる。全体として、内部静振が水路内に現れているようである。水表面に達した中間層が上流端から10~50cmの範囲で前進と後退を繰り返すのは、密度界面が内部静振を起こすことと直接的に関連しているものと思われる。可視観測の限りにおいて、流動は9分後に疑似定常状態に達し、中間層のフロント部は約50cmの位置で鉛直方向に切り立った形をして停止していた。

Spiegel・Imbergerの指摘どおり、Regime Bの流動は内部静振が支配的であり、混合は主として内部波によって生じる。 Ri^* の小さい場合には内部静振の振幅が大きく、風のせん断力による擾乱のために界面の変形が大きくなる。結果として、連行が促進されるが、その範囲は上流側に限られるようである。

Regime Cでは、送風の開始と同時に密度界面にK-H不安定に原因する渦列や巻き込みが観察され、上下層の流体間の混合が始まる。時間の経過とともに密度界面の勾配が急になり、約1分後には上流側の界面が水表面に到達し、水表面の吹き寄せによる流れによって下流側へと拡がっていく。中間層と下層の流体の識別は難しい。また、同時に下流端の界面も急速に降下し、約1分30秒後には底面に到達する。界面は大規模な波形を呈し、その波長は約1mである。上流側から下流側へ運ばれる下層水は2分30秒後には上流端から350cm付近まで達し、弓なり状の形状を呈する状態になった。その先端部の進行速度は約1.7cm/sであった。風の剪断力の作用により生じた乱れが界面を叩き、あらゆる所で下層水が上層水に連行される。それと同時に、水表面に到達した下層水は風の剪断力による移流効果と分散効果に

より下流側に運ばれることになる。下層の高密度流体を混合させ、水表面まで運ぶ流動は Regime C においてのみ観察される。

5. 東京湾の青潮現象への適用

さて、表-1 に示した青潮の発生が認められた時期のうち水温・塩分濃度の鉛直方向分布と関連が実測されたのが三例ある。そこで、実測値を用いてリチャードソン数 Ri^* とアスペクト比 $L/2hu$ から流動形態を求めたのが表-3 である。長さスケール L として東京湾の長軸方向距離 50km をとると $L/2hu = (2.5 \sim 3.3) \times 10^3$ となる。表中には平均風速と最大風速に対する Ri^* の値を示したが、その値はそれぞれ 10^5 と 10^3 のオーダーであり、流動形態は Regime B あるいは Regime C に入ることがわかる。Regime A と Regime B との閾値は $(L/2hu)^2 = (6 \sim 11) \times 10^6$ であり、最大風速時は Regime B といえども Regime C に近い流動形態を呈するものと推察される。

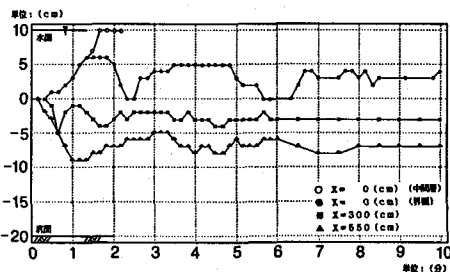


図-6 Regime B の界面位置の時間変化

表-3 東京湾の青潮の流動形態分類

Observed	$\Delta \rho$ (kg/cm ³)	hu (s)	$U_{\max}$ (s/s)	Ri^*	Regime
16-17, July 1979	4.0	10.0	3.3	22,000	B
			8.0	6,500	B
20-21, Aug. 1985	10.0	7.5	4.2	25,000	B
			7.0	9,000	B
5-6, June 1988	4.0	7.5	2.0	43,000	B
			10.0	1,700	C

6. あとがき

東京湾で夏期に観測される青潮の発生機構の解明を目的に、風影響下における二成層界面の挙動と混合に関する可視化実験を行った。下層の高密度流塊（現場では貧酸素水塊あるいは無酸素水塊）の湧昇現象は、Spigel・Imberger により提案されている流動形態分類の Regime C に対応することが判明した。東京湾での観測値を用いて推算した流動形態分類の結果とも一致しており、青潮の湧昇を解明するうえで興味深い。

但し、今回の議論は残念ながら可視観測に基づく定性的な考察に留まっている。今後は流速や密度の計測を実施して、青潮の湧昇ならびに混合の素過程を定量的に検討する予定である。

最後に、実験ならびにデータ解析に対して大阪大学学生 渡邊 昇氏、研究生 尹 鍾星氏の熱心な協力を得た。また、本研究の遂行にあたっては(財)鉄鋼業環境保全技術開発基金の研究助成金を受けた。記して謝意を表します。

参考文献

- 1) 鬼塚ほか：東京湾の青潮に関する研究 1～4, 日本海洋学会春季大会講演要旨集, PP.241-248, 1987
- 2) 鬼塚ほか：東京湾の青潮に関する研究(Ⅲ) 1～5, 日本海洋学会春季大会講演要旨集, PP.209-214, 1988
- 3) 村岡：青潮発生メカニズム, 遺伝, 42巻11号, pp.39-40, 1988
- 4) 柿野ほか：風による流れと青潮との関係, 日本水産学会, 53(8), pp.1475-1481, 1987
- 5) 鬼塚ほか：1985年8月の青潮の海象に関する知見, 公害, Vol.23, No.2, pp.1-20, 1988
- 6) 鬼塚ほか：東京湾の青潮に関する研究 その1、青潮発生について, 日本海洋学会春季大会講演要旨集, pp.241-242, 1987
- 7) Spigel, R.H. and J.Imberger: The classification of mixed-layer dynamics in lakes of small to medium size, J. Phys. Oceanogr., Vol.10, pp.1104-1121, 1980
- 8) 藤原ほか：風による成層崩壊現象の発生頻度と発生限界風速, 沿岸海洋研究ノート, 第27巻第1号, pp.70-75, 1989
- 9) 長坂ほか：沿岸域の密度流界面の巻き上がりと青潮現象について, 第45回年講概要集, pp.496-497, 1990