

強成層期の東京湾奥における水質の短期変動に対する海上風の影響

山尾 理 : 環境調査課

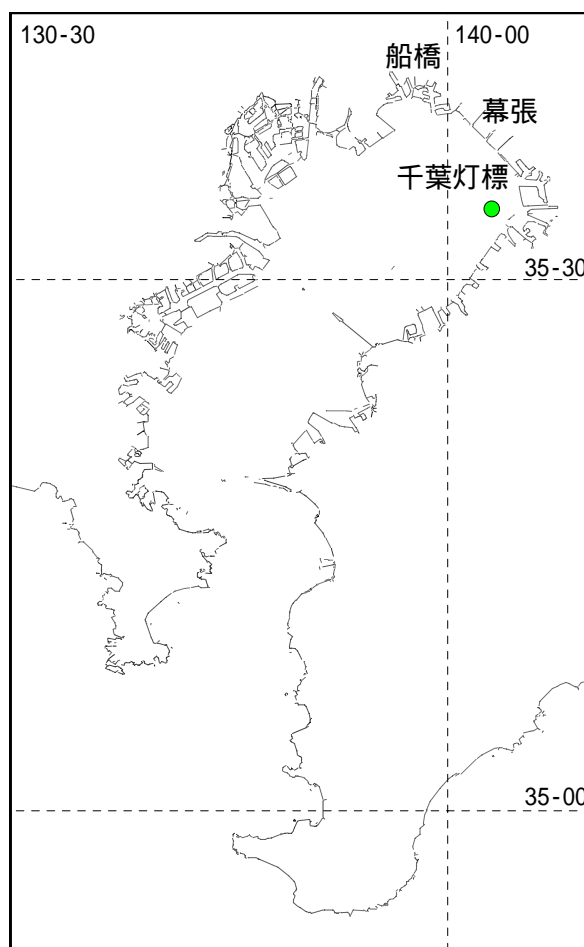
Wind effect on the Temporal Variation of Water Quality at the innermost of Tokyo Bay in the Season of Strong Stratification

Satoshi YAMAO: Environmental and Oceanographic Research Division

1 背景

富栄養化した内湾では、成層が強くなる夏季に、酸素の豊富な表層水より底層水への酸素供給が少なくなり、底層における酸素消費も活発になるため、底層水が貧酸素化することが多い。溶存酸素濃度が約 4mg l^{-1} を下回ると魚類などに生理的变化が起こることが知られており（日本水産資源保護協会，2000），沿岸域における底層水の貧酸素化は、富栄養化による環境問題の一つと捉えられている。ここでは溶存酸素濃度が 4.3mg l^{-1} を下回る水塊を貧酸素水塊と定義する。また貧酸素水塊が離岸風などの作用によって湧昇することで、貧酸素水塊中に含まれる硫化物が化学反応を起こし、海表面が青白もしくは青緑色に変色する青潮と呼ばれる現象が発生する。特に東京湾奥部の千葉港から幕張、船橋にかけての沿岸部において、底層の溶存酸素濃度が 3mg l^{-1} 以下である、北偏風が連吹する、北偏風の吹き始めから平均気温が 4 以上低下するもしくは、北偏風の風速が 9ms^{-1} 以上である場合に、青潮が発生することが知られている（国立環境研究所，1996）。

このような状況の下、海上保安庁も参画している東京湾再生のための行動計画では、赤潮や青潮の発生・挙動・消滅などを把握することを目的としたモニタリングの実施が掲げられている。そこで、本研究ではこの端緒となるべく、富栄養化の顕著な東京湾奥部において、特に水質の悪化する5～9月における、貧酸素水塊および青潮の挙動を捉え、特に青潮につながる貧酸素水塊の湧昇メカニズムを明らかにする。



第1図 調査地点

Fig.1 Observational station

第 1 表 水質センサーの仕様

Table 1 Specification of each sensor

	センサータイプ	測定レンジ	分解能	精度	生物付着防止策
深度	半導体圧力センサ	0 ~ 25m	0.1m	± 0.1m	空中待機方式
水温	サーミスタ	-5 ~ 40	0.01	± 0.02	空中待機方式
電気伝導度	電磁誘導セル	0 ~ 70mS cm ⁻¹	0.01mS cm ⁻¹	± 0.05mS cm ⁻¹	空中待機方式
塩分	実用塩分式	0 ~ 40	0.01	± 0.05	空中待機方式
クロロフィル	蛍光強度式	0 ~ 200 μg l ⁻¹ (ウラニン基準)	0.1 μg l ⁻¹	± 2%	往復ワイパー方式
濁度	後方散乱光式	0 ~ 100ppm(カオリン基準)	0.01ppm	± 2%	往復ワイパー方式
溶存酸素濃度	ガルバニ電極	0 ~ 20mg l ⁻¹ (0 ~ 200%)	0.01mg l ⁻¹	± 0.2mg l ⁻¹	回転ワイパー方式

2 方法

観測は千葉灯標（北緯：35° 34' 05" ，東経：140° 02' 45" ）に設置したモニタリングポストを用いて行われた。第 1 図に千葉灯標とその位置を示す。モニタリングポストは、自動昇降水質測定システム・流向流速プロファイラー測定システム・風向風速測定システムの 3 つの観測システムで構成されており、2003 年 4 月 1 日より海潮流の流向・流速、海上風の風向・風速の連続観測が、同年 5 月 3 日より水温、塩分、溶存酸素濃度、クロロフィル蛍光、濁度の連続観測が行われている。また観測された水温・塩分より密度を算出した（UNESCO, 1983）。

自動昇降水質測定システムは、深度・水温・電気伝導度ゾンデ、クロロフィル・濁度ゾンデ、溶存酸素ゾンデによって構成されており、これらの検出装置を毎正時に海底から海面まで上昇させることで、1m ごとに水質の自動測定が行われている。

深度・水温・電気伝導度ゾンデは、観測を行わない時間に空中で待機することで生物の付着を防止している。クロロフィル・濁度ゾンデは、往復式ワイパーにより、溶存酸素ゾンデは、回転式ワイパーにより生物防除を行っている。第 1 表にセンサーの仕様を示す。

流向流速プロファイラー測定システムは、超音波ドップラープロファイラー（NORTEK 製、AQUADOPP CURRENT PROFIRLER）と水中通信ケーブル・計測制御通信装置・無停電電源・DoPa 通信ユニットで構成されており、毎正時に

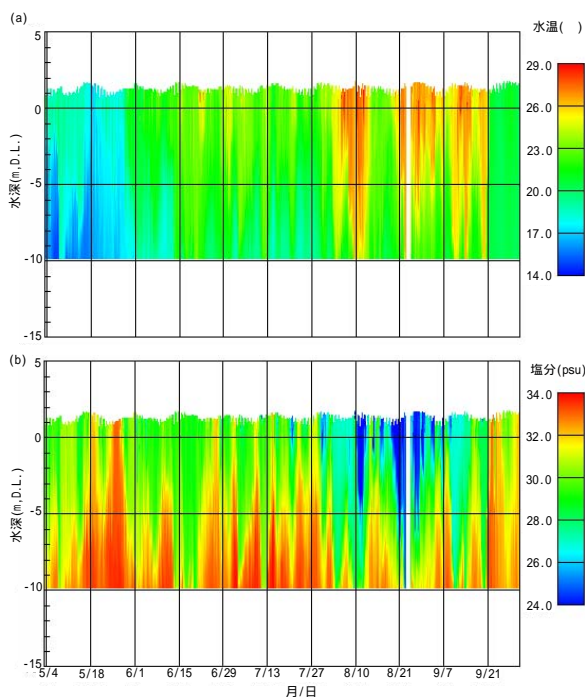
1m ごとに 1 分間平均流向流速が測定されている。

風向風速測定システムは、気象庁検定を受けた風向風速計（株日本エレクトリック・インスルメント製、N-262LV-D）と通信ケーブル・計測制御通信装置・DoPa 通信ユニットで構成されている。風向風速計により、15 分に一回 10 分間の最大風速と平均風速およびそれぞれの風向が測定されている。

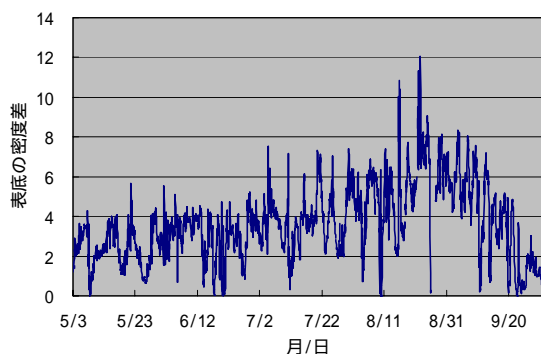
3 結果

2003 年春季から夏季にかけての海況・水質時間変動

第 2 図に(a)水温(b)塩分のイソプレスを、第 3 図に表底の密度差の時間変化を示す。水温・塩分ともに 5 月初旬にはすでに弱い成層が形成されていた。表層における 5 月初頭一週間の平均水温は 19.0、6 月末一週間の平均水温は 23.2 であり、この期間には気温の高まりとともに、表層水温は長期的に上昇していた。しかし、7 月初頭一週間の平均水温は 23.6、7 月末一週間の平均水温は 22.9 であり、この期間には表層水温が低下した。気象庁千葉測候所の観測によると、2003 年 7 月の平均気温は 22.3 であり、夏季であったにもかかわらずこの期間には、顕熱輸送は海洋から大気の方方向に働いていた。また 7 月の日照時間は平年値の 153.8 時間に対して、2003 年には 57.4 時間であった。日射量が少なかったことも表層水温が上昇しなかった一因であると考えられる。

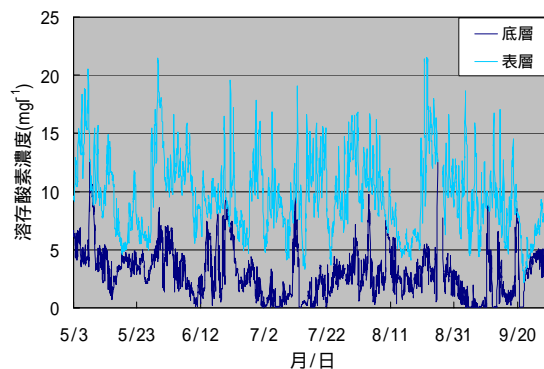


第 2 図 (a)水温 (b)塩分のイソプレス
Fig.2 Isopleths of (a)Water temperature and (b)salinity



第 3 図 表底の密度差の時間変化
Fig.3 Temporal variation in density difference between the surface and bottom layer

8 月に入ると、水温は徐々に上昇し、また表層の塩分が低下したことで、表底の密度差は大きくなった。また、9 月 20 日には、全層で急激に水温が低下し、表底の水温差はほとんどなくなってしまった。以降、9 月末まで水温成層の弱い状態が続いた。表底の密度差は、観測期間を通じて短周期の増減を繰り返し、下層水が湧昇し（塩分の等値線が右上がり）高塩分水が海面付近に達する状



第 4 図 表層・底層における溶存酸素濃度の時間変化
Fig.4 Temporal variation in dissolved oxygen concentration in the surface and bottom layer

態や、低塩分水が堆積し（塩分の等値線が右下がり）海底にまで達する状態が繰り返されました。これらの現象から、安定した成層状態はあまり長く続かなかったことがわかる。

第 4 図に、表層・底層における溶存酸素濃度の時間変化を示す。観測開始直後より底層における溶存酸素濃度の低い状態が続き、期間中の 77.6% の時間、底層水は貧酸素化していた。また、表層水の貧酸素化も 10 回発生しており、最長では 9 月 21 日 18 時より 32 時間連続で表層に貧酸素水塊がみられた。表層に現れた貧酸素水塊は底層から湧昇したものであると考えられ、このときには青潮が発生していた可能性がある。

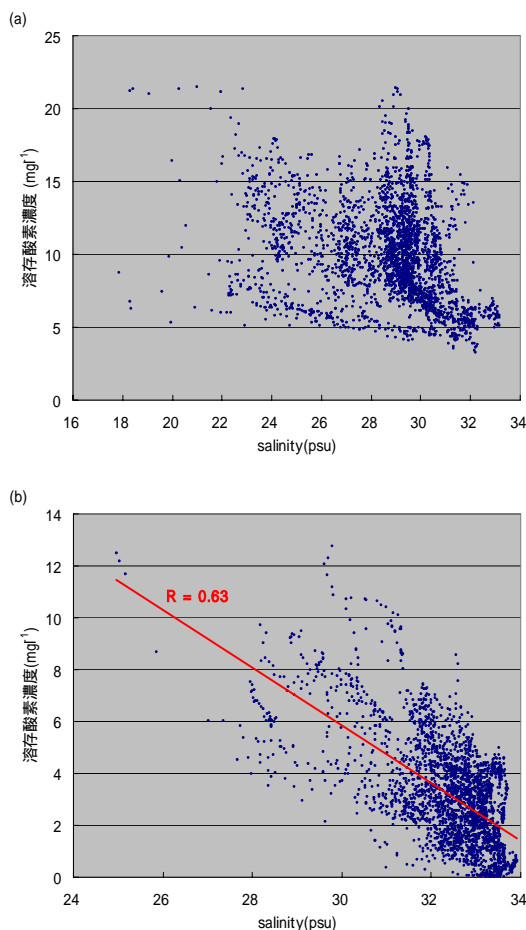
溶存酸素濃度変化と水塊の物理構造との関係

第 5 図に(a)表層(b)底層における塩分と溶存酸素濃度の散布図を示す。水中の溶存酸素濃度を变化させる要因としては、移流・拡散による溶存酸素濃度の異なる水塊の物理的な流入が考えられるほか、底層では、有機物分解に伴う酸素消費、表層では大気からの移入・植物プランクトンの光合成に伴う酸素供給の影響が考えられる。当該海域では、表層の溶存酸素濃度と塩分との相関は悪い（第 5 図 a）。塩分は保存量であるため、溶存酸素濃度と塩分の相関が悪いことによって、物理的な流動よりも大気からの移入や植物プランクトンによる光合成の方が、溶存酸素濃度の変化に対する

影響が強いことが示された。しかし、表層においても塩分 32psu 以上の高塩分帯では、溶存酸素は相対的に低濃度であり、濃度の変動幅も小さかった。つまり、表層であっても塩分が 32psu を超える場合には、大気からの移入や生物学的な酸素供給の影響は小さく、溶存酸素濃度は低いままである。一方底層では、塩分と溶存酸素濃度との間に相関関係があり（相関係数 $r=0.63$ ）、当該海域の底層では溶存酸素濃度分布に対して、移流・拡散が強く影響すると考えられる（第 5 図 b）。

塩分変化と流速の関係

底層における溶存酸素濃度は塩分との間に相関



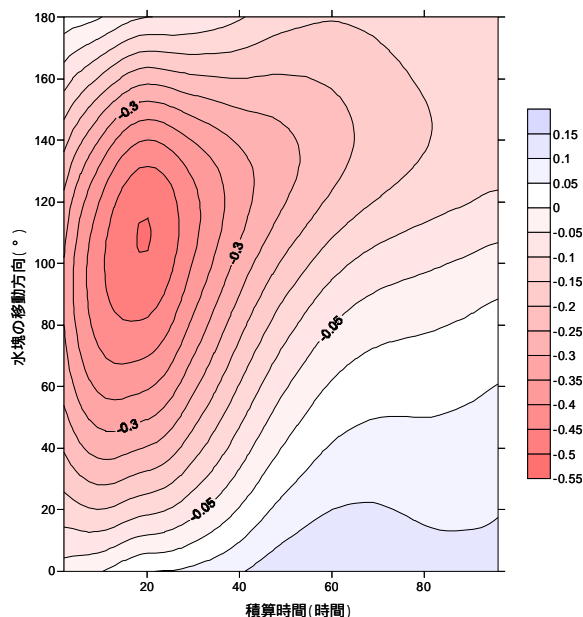
第 5 図 (a)表層(b)底層における塩分と溶存酸素濃度の散布図

Fig.5 Scatter diagrams between salinity and dissolved oxygen concentration in the (a)surface and (b)bottom layer

関係があり、また、表層においても高塩分時には溶存酸素濃度が低下する。そのため、当該海域における貧酸素水塊の挙動または青潮の発生メカニズムを解明するためには、高塩分水塊の挙動を知ることが肝要であると考えられる。塩分は保存量であるため、移流拡散によってのみ変化する。そこで、当該海域の塩分変化に対する移流の効果を明らかにするため、表層における残差流の積算値、つまり水塊の移動距離と、表層塩分の平均変化率との相関係数を求めた。

潮流による短周期変動の影響を除くため、25 時間の移動平均値から、塩分の平均変化率を求めた。ダッドソンの方法によって月ごと、層ごとに調和分解を行い、この調和定数から推算した潮流と実測流速との差として残差流を求めた。この残差流を直交する 2 方向に成分分解し、この 1 成分を積算することでその方向の水塊移動距離を求めた。流速の成分分解は 1° 刻みで繰り返し行い、また、流速の積算時間を 1 時間ごとに増加させ、移動距離と塩分の平均変化率との相関係数を調べた。この結果を比較することで、塩分の平均変化率と最も相関の高くなる水塊の移動方向および流速の積算時間の組み合わせを求めた。

第 6 図が表層流速を用いた計算結果である。横軸は流速を積算した時間を、縦軸は水塊の移動方向を真北からの角度で示し、コンターはそれぞれの場合における水塊移動距離と塩分変化率との間の相関係数である。この図から、表層では、19 時間積算した 109° 方向、つまりほぼ東南東-西北西の流速成分と平均塩分変化率との間で負の相関が最も高い。この相関係数は約-0.50 であった。東南東方向の流速を正と設定しているため、平均的に東南東方向の流れが 19 時間程度続いた場合に表層の塩分が低下し、西北西方向の平均流が 19 時間程度続いた場合に塩分が上昇することが示された。一般的に、表層においては、低塩分水塊が水平的に移流してきた場合や大量の降雨があった場合に塩分が低下する可能性があるが、塩分の上昇は、高塩分水塊が下層より湧昇した場合、もしくは水平的に移流してきた場合にのみ起こると考

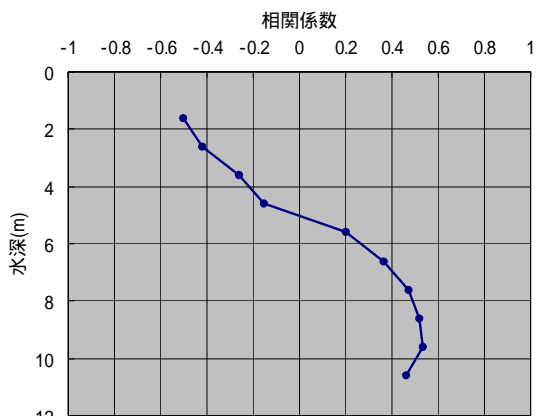


第 6 図 表層における塩分の平均変化率と水塊の移動距離との相関係数

Fig.6 Correlation coefficient between the rate of salinity variation and distance of water mass transportation in the surface layer

えられる。千葉灯標から東南東方向には約 2km 先に岸が存在する。仮に 5cm s^{-1} の平均流が西北西方向に 19 時間連続して発生した場合、水塊は 3.42km 流されることになり、千葉灯標付近はその補流として湧昇した下層水で表層まで満たされる。つまり、19 時間平均の西北西流と相関の高い、表層塩分の上昇は、下層水の湧昇によって起こっていることがうかがえる。

同様の計算を各層の流速と塩分について行った。第 7 図は各層における流速成分と塩分変化率との間で、相関係数の絶対値が最大となったときの相関係数を表している。また、第 2 表にはこの相関係数が得られた積算時間および塩分上昇を引き起こす水塊の移動方向を表している。海面から 2.6m までの水深では負の相関が、水深 10.6m から水深 7.6m では正の相関が比較的高かった。底層において最大相関係数が得られた移動方向は、 75° から 96° であり、平均時間は 17 時間から 23 時間であった。つまり、湧昇流を引き起こす表層の西流が 17 時間から 23 時間程度続いた場合に、湧昇



第 7 図 各層における塩分の平均変化率と水塊の移動距離との最大相関係数

Fig.7 Maximum correlation coefficient between the rate of salinity variation and distance of water mass transportation in each layer

第 2 表 各層における最大相関係数が得られた水塊の移動方向と流速の積算時間

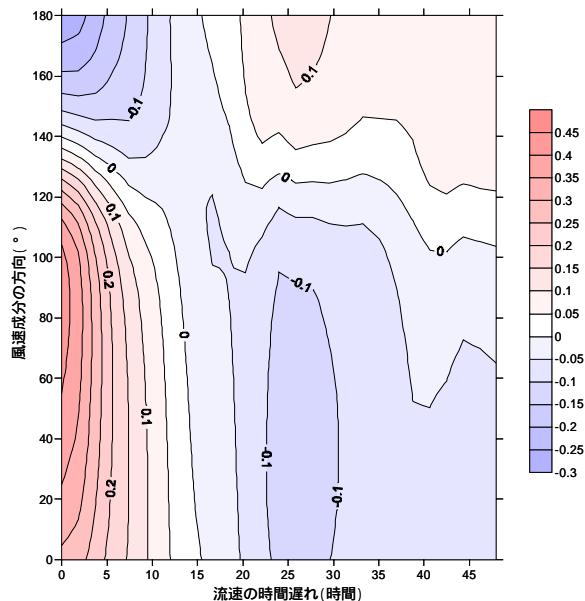
Table 2 Direction and calculation time of water mass transportation with maximum correlation coefficient in each layer

水深(m)	成分(°)	積算時間(時間)
1.6	289	19
2.6	297	19
3.6	285	16
4.6	290	9
5.6	128	47
6.6	100	24
7.6	96	23
8.6	95	22
9.6	87	19
10.6	75	17

流の補流として発生する東流によって、底層でも相対的に塩分の高い水塊が当該海域へ流入し、逆に表層で東流が 17 時間から 23 時間程度続いた場合には沈降流が発生することで底層の塩分が低下すると考えられる。

流速に対する海上風の影響

直線状海岸を持ち、ロスビーの内部変形半径以

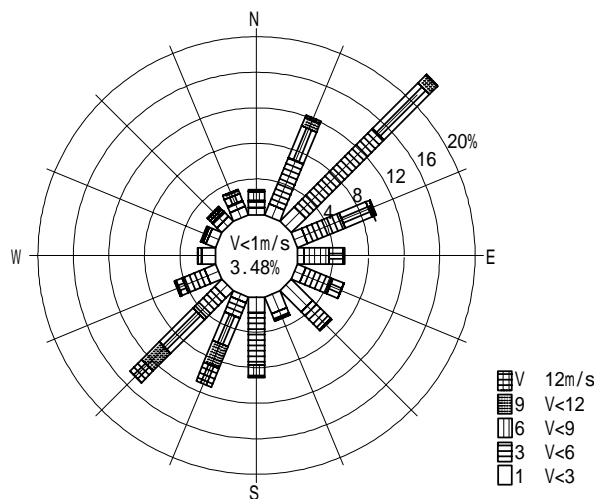


第 8 図 成分分解した風速と表層残差流速との相関係数

Fig.8 Correlation coefficient between the surface residual current velocity and wind velocity in each direction

上に開けた成層海域では、慣性周期程度の時間スケールで海岸に平行な風が岸を左手に見て吹いた場合に、沖に向けてエクマン輸送が発生し、その補流として沿岸湧昇が発達することが知られている。しかし、千葉灯標付近では、灯標からみて北東から南東方向にかけて回り込むように岸が存在し、どの方向に風が吹いた場合に沿岸湧昇が発生するのかを求めることは非常に難しい。また、東京湾東部では、成層期に、北偏風が吹くと湧昇流が発生することが知られている（宇野木，1985，松山ほか，1990，小田巻ほか，1991）が、湧昇を引き起こす風向を特定するまでには至っていない。そこで、塩分変化との関係から、沿岸湧昇を引き起こしていると考えられる表層の 289° 方向の流速成分と海上風の関係について調べた。

残差流を 289° 方向とこれに直交する 199° 方向の 2 成分に分解し、289° 方向の成分を求めた。同様に風速を直交する 2 方向に成分分解した。風速の成分分解は 1° 刻みで繰り返し行い、この一成分と残差流の 289° 成分との相関係数を調べることで、残差流の 289° 成分と最も相関の高くな



第 9 図 16 方位で示した風向別の風速頻度分布
Fig.9 Wind frequency distribution in each direction shown by 16 directions

る風速成分の方向を求めた。第 8 図に風速の成分分解を行った角度に対する、相関係数のコンター図を示す。図の横軸は風に対する表層流速の応答遅れ時間である。流速の応答遅れなし、風速成分 86° の時に正の相関が最も高く、相関係数は 0.43 であった。これは、表層における 289° 方向（西北西）の残差流に対して、86° 方向つまりほぼ東から吹く風が最も強く影響することを示している。流速の応答時間を長く取ると相関係数は急激に減少し、海上風に対して、表層の流れはタイムラグなく応答することを示している。風速の分解方向を変えた場合には、相関係数は緩やかに変化し、56° から 104° の間では相関係数は 0.4 以上であった。つまり、風向が東でない場合でも、北北東から東南東の風が吹けば、風速によっては湧昇流が発生する。第 9 図は 16 方位で示した風向別の風速頻度分布図である。千葉灯標の海上 15m では、北東および、南西の風が卓越しており、6 ヶ月のうち、28.1%の期間に同方向からの 3ms⁻¹ 以上の風が吹いていた。これらの期間には、北東風によって湧昇流が、南西風によって沈降流が発生していることが予想され、当該海域の流動構造は風によって大きく左右されていることがわかる。

4 まとめ

今回、多層の水質について5ヶ月、海上風・流速について6ヶ月の長期にわたって観測を行った。この結果から、

冷夏の影響で、2003年7月には表層水温が大気に冷却される時期が存在したこと

大気による加熱・冷却のどちらの期間においても、成層状態は不安定であったこと

湾内底層の貧酸素水塊は、観測期間中ほぼ定常的に存在すること

青潮の発生につながる、貧酸素水塊の湧昇も6ヶ月に10回という高い頻度で発生していたこと

高塩分の貧酸素水塊は表層の西流の補流として湧昇すること

表層の西流は、56°～104°方向からの風によって起こりやすく、86°方向の風によって最も起こりやすいこと

が明らかになった。

引用文献

国立環境研究所編集委員会：閉鎖性海域における水界生態系機構の解明及び保全に関する研究，国立環境研究所特別研究報告，**20**，P30-31(1996)

松山優治，当麻一良，大脇厚：東京湾の湧昇に関する数値実験，沿岸海洋研究ノート，**28**，P63-74(1990)

日本水産資源保護協会：水産用水基準.2000年版，P21(2000)

小田巻実，佐藤敏，松島弘，西田浩志，下平保直：夏季の東京湾の流動の観測，水路部技術報告，**9**，P67-76(1991)

UNESCO：Algorithms for computation of fundamental properties of seawater，*UNESCO technical papers in marine science*，**44**，P53(1983)

宇野木早苗：東京湾・物理，全国沿岸海洋誌，P344-361(1985)