

NOAA-AVHRR データを用いた東京湾の風に起因する 湧昇現象の解析

上野 成三^{*}・灘岡 和夫^{**}・石村 明美^{***}・勝井 秀博^{****}

1. はじめに

最近、東京湾、伊勢湾、大阪湾などの大規模閉鎖性海域の水質改善が強く望まれる中、湾内の水質変化を解明するための学際的な研究が盛んに行われている。その研究過程で、風に起因する流動に着目した現地観測がいくつか行われ、2、3日レベルの短期間の連風によっても湾内の流動は敏感に応答することが明らかになってきた(例えば、宇野木, 1985)。風に起因する様々な流動の内、特に、沿岸域で発生する湧昇現象は、底層の貧酸素水塊や栄養塩を表層へ輸送することから湾内の水質変化に重要な役割を果たしている。この代表例として、「青潮」と呼ばれる底層水の湧昇現象が上げられる。東京湾では、6月から10月の密度成層期に北寄りの風が連風すると、湾奥部を中心に底層の貧酸素水塊が湧昇し、沿岸部の底生生物に壊滅的な被害が生じる。この湧昇現象の発生機構について、大坪・村岡(1988)は鉛直2次元循環モデルを考え、表層の吹送流を補償する底層の接岸流や内部界面のせり上がりに起因する湧昇機構を論じている。一方、宇野木(1990)は、湾内の流速・水温・塩分の多点観測結果から湧昇現象は地球自転の影響を受けるとし、以下の湧昇機構を指摘した。①まず、北風連風下に発生するエクマン流に起因して湾東部沿岸の内部界面が上昇する。②次に、風の停止後、上昇した内部界面は内部ケルビン波として湾奥部へ伝播する。また、松山ら(1990)は、2レイヤーモデルを用いた数値実験により内部界面の上昇域が沿岸に沿って移動することを示し、宇野木の指摘を支持する結果を得ている。しかし、湧昇現象の現地観測例は少なく情報も限られているため、上記の発生機構を検証するのは難しい。一方、著者らは、人工衛星データを用いて東京湾の流動の解析を行い、飛来頻度の多い NOAA データにより湧昇現象の時系列的な解析がある程度可能なことを示した(上野ら, 1992)。そこで、本研究では、衛星画像データを用いて湧昇現象の実例を収集し、海上風と湧昇現象の関係を検討した。

また、湧昇パターンやその発達過程に着目した湧昇機構の検証も試みた。

2. 画像解析の方法

通常、衛星画像から得られる情報は海域の表層付近に限定されるため、風による流動現象の内、特に鉛直循環流を検討するには限界がある。しかし、温度成層の発達する夏季に湧昇流が発生すると、底層の低温水塊が表層に輸送され、海面温度分布に局所的な低温域が現れる。海洋学の分野では人工衛星画像に現れる低温域を利用して大規模な沿岸湧昇の解析を行っている。そこで、本研究でもこの低温域を目印として湾内で発生する湧昇域を判定した。解析には気象衛星 NOAA の AVHRR データを用い、7年間の海上風データから南北・風系が卓越するシーンを選び出した。今回解析した海面情報は、湧昇域の判定を目的とした海面温度と、海面の濁度との相関が高いとされている可視域の海面のアルベドである。

また、飛来頻度が1日約2回と多い NOAA の利点を生かして時系列的な解析も一部で試みた。

海面温度の算出には熱赤外データである 4, 5 ch を用いて、両チャンネルの水蒸気減衰特性の違いを利用した大気補正法(SWF 法)を採用した(McClain, 1985)。具体的な補正式は米国海洋大気庁の国立衛星データセンター(NESDIS)より公表されている式を用いた(NOAA/NESDIS, 1986, 日本気象協会, 1992)。しかし、海上に一部雲域が見られるシーンでは十分な大気補正が行われず湾全体にわたって水温がやや低下する場合がある。また、海面のアルベドは可視域データである 1 ch から NESDIS の校正值を用いて算出した。海上風のデータは京葉シーバースで常時観測している1時間毎の風向・風速データ(計測点 T.P.+31 m, +18 m)を用いた。

3. NOAA 画像による湧昇現象の解析

(1) 南・北風時下の海面温度分布の特徴

1986年6月4日から15日の海上風ベクトルの時間変動を図-1に示す。同図には船橋沖の青潮発生期間と NOAA の観測日時も併せて示した。4~7日は強い北

^{*} 正会員 工修 大成建設(株)技術研究所

^{**} 正会員 工博 東京工業大学助教授 工学部土木工学科

^{***} 正会員 理修 大成建設(株)技術研究所

^{****} 正会員 博士 大成建設(株)技術研究所チームリーダー

風系の連風があり青潮が発生した。8～9日は逆に南風が吹いた。10～12日午前中は北風系が連風し、その後南風系に反転した。解析した NOAA データは、南風が約 1.5 日連風した 9 日 14 時 36 分と、北風が約 2.5 日連風した後南風に転向した直後の 12 日 14 時 3 分の 2 シーンである。なお、この期間中、関東域では顕著な降雨は無く河川から湾内への大規模な出水は生じなかったと予想される。6 月 9 日と 12 日の湾内の海面温度分布を図-2 に示す。南風時の 9 日の海面温度分布は湾口部から湾奥部に向かうにつれて高くなり、かつ、湾東部沿岸で高くなった。これに対して、北風連風直後の 12 日では、湾奥部から湾東部にかけて連続的な低温域が発生した(図-2 (b) の斜線部分)。なお、12 日に比べて 9 日の海面水温が湾内全域で低下したのは 9 日に雲量が多いため大気補正が十分でなかったためと考えられる。

次に、1990 年 7 月 30 日から 8 月 18 日の海上風ベクトルの時間変動を図-3 に示す。8 月 1～2 日は南風系の連風があり、3 日～7 日午前中には逆に強い北風が連風し、6 日には青潮が発生した。その後、7 日午後～17 日にかけて南風系が卓越し、10 日～11 日と 13 日～17 日には安定した南西風が連風した。解析した NOAA データは、南風

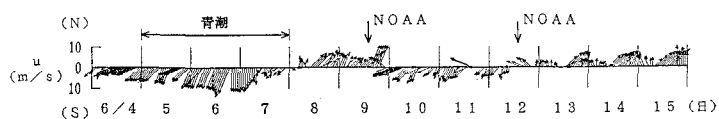
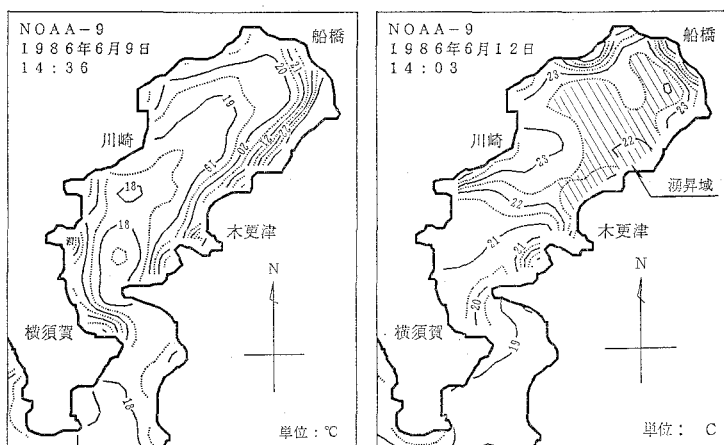


図-1 海上風ベクトルの時系列 (1986 年 6 月 4 日～15 日)



(a) 6 月 9 日 14:36

(b) 6 月 12 日 14:03

図-2 海面温度の平面分布 (1986 年 6 月 9 日, 12 日)

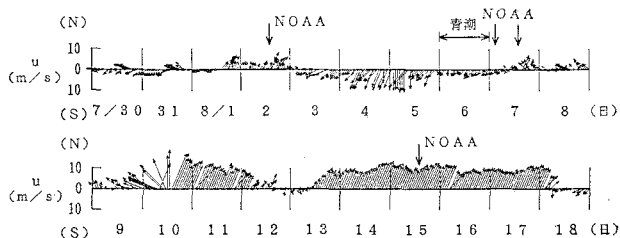
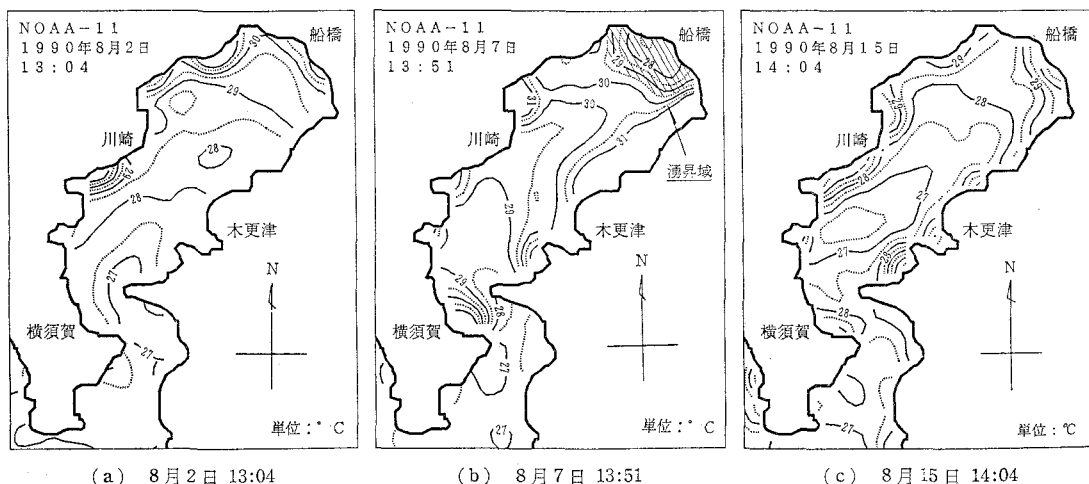


図-3 海上風ベクトルの時系列 (1990 年 7 月 30 日～8 月 15 日)



(a) 8 月 2 日 13:04

(b) 8 月 7 日 13:51

(c) 8 月 15 日 14:04

図-4 海面温度の平面分布 (1990 年 8 月 2 日, 7 日, 15 日)

が約1日連風した2日13時4分、北風が約4日間連風した後南風に転向した直後の7日の2時27分と13時51分、安定した南風連風中の15日14時4分の合計4シーンである。なお、この期間中の8月10日に大雨があり15日のデータには河川からの出水の影響が多少含まれている可能性がある。8月2日、7日、15日の海面温度分布を図-4に示す。南風時の2日の海面温度は湾口部から湾奥部に向かうにつれて高くなり、かつ、湾西部で高くなった。これは夏季の東京湾に典型的な分布である。一方、北風連風直後の7日では湾奥部に局所的な低温域が発生した(図-4(b)の斜線部分)。その後の南風の卓越する15日は、2日と同様の湾奥・湾西部で高い分布に戻った。

以上より、北風連風直後の86年6月12日と90年8月7日では海面温度分布に局所的な低温域で現れることから湧昇流が発生したと予想される。ただし、湧昇流の発生域はこれらの2シーンで異なり、湾奥から湾東部にかけて連続的に湧昇が発生する場合と、湾奥部に限定された局所的な湧昇が発生する場合の2つのパターンが見い出された。

(2) 湧昇発生域の変化

1990年8月7日13時51分の NOAA 画像(図-4(b)参照)に現れた湾奥部における局所的な湧昇発生域の時間変化を調べるために、約12時間前の7日2時27分の海面温度分布を図-5に示す。このシーンは雲量がやや多いため湾全体で水温が低下しているものの、海面温度パターンとしては7日13時51分のシーンと同じく湾奥部に局所的な低温域が見られる(図-5の斜線部分)。しかし、2つのシーンで湧昇域の形状を比較すると、2時27分の湧昇域は13時51分のシーンに比べてやや東側に位置している。すなわち、湾奥部の湧昇域は沿岸に沿って西方向へ移動していることが示され、松山ら(1990)が示した内部ケルビン波としての湧昇域の移動パターンと一致する。さらに、2つのシーンから湧昇域の移動速度を概略求めると約25 cm/s となり、松山ら(1990)が内部ケルビン波として求めた湧昇域の移動速度ともほぼ一致した。よって、ここで示した湾奥部の湧昇流は宇野木(1990)や松山ら(1990)が示した湧昇機構による可能性が高い。

(3) 海面の濁度分布の変化

海面温度とアルベドの湾軸に沿った分布の時間変化を図-6に示す。既に述べたように、南風時の8月2日の海面温度は湾口部から湾奥部にかけて一様に上昇した。これに対して、北風連風直後の7日は湾奥部で湧昇流を示す局所的な水温低下が生じ、アルベドは湾口部で高くなった。南風時の15日の海面温度は2日と同様な分布に戻り、アルベドの分布は一様化をした。7日に湾口部でアルベドが増大したのは、北風下における南向きの吹送流によって表層の浮遊物質が湾口部へ輸送・集積した結

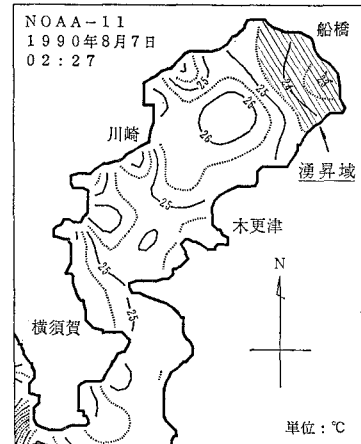


図-5 海面温度の平面分布 (1990年8月7日 2:27)

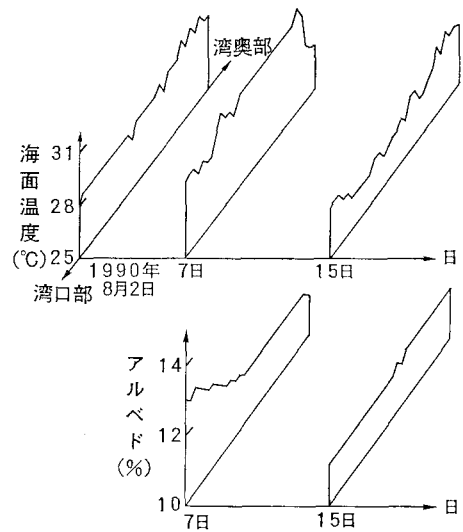


図-6 海面温度とアルベドの湾軸に沿った分布の時間変化

果、湾口部の濁度が増加したためと考えられる。

次に、青潮直後に現れた湾奥部における局所的な濁度の増大現象を捕らえた例として、1986年8月25日14時15分の海面温度とアルベドの分布を図-7に示す。8月22日から24日午前中まで強い北風の連風が続き、23日から24日まで船橋沖で青潮が発生した。ここで示す NOAA データは青潮消滅から1日経過した25日のものである。海面温度分布には湾奥部から湾東の木更津沖まで低温域が見られ、湧昇流発生のなごりが読み取れる(図-7(a)の斜線部分)。一方、アルベドは湾奥部で局所的な増大が見られた(図-7(b)の斜線部分)。鬼塚ら(1987)は青潮発生後には濃厚な赤潮が発生する場合があると述べており、ここで示した湾奥部のアルベドの増加も青潮直後の赤潮による海面濁度の増大を捕らえたものと考えられる。

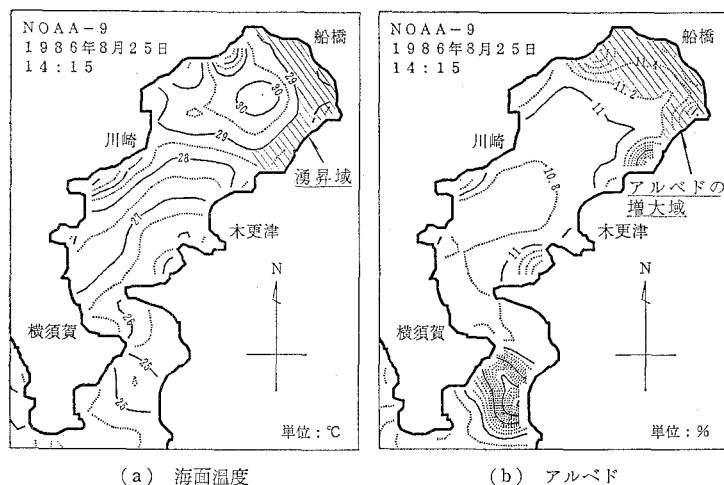


図-7 青潮直後の海面温度とアルベドの平面分布

4. 湧昇域の発達過程に着目した湧昇機構の検証

NOAA 画像に現れた湧昇の発生域には2つのパターンが見い出された。ここでは、湧昇域の発生パターンや発生域の移動に着目して湧昇機構の検証を試みる。まず、内部波が介在せず吹送流のみによる影響を考えた場合の湧昇機構を調べるために、2レベルモデルを用いて湧昇域の発達過程を計算した。海域モデルは閉鎖海域（長さ45 km、幅 10 km、水深 20 m）とし、静水状態

から北風（5 m/s 湾軸方向）を約10時間連風させた計算を行った。風の吹き出しから1時間後と、流れがほぼ定常に達した3時間後における上・下層の流速ベクトルと鉛直流速の平面分布を図-8に示す。風の吹き出し直後（1h後）は流速ベクトルの向きがほぼ風向に一致し地球自転の影響が小さい。この時、湧昇域は湾奥部に限定される。一方、連風3時間後では、流速ベクトルは地球自転の影響を受け上層で西側、下層で東側に傾く。この時、湧昇域は湾奥部から湾東部へ連続した範囲で発生する。湧昇域を w が 1×10^{-3} cm/s 以上の範囲として連風時間と湧昇域の関係を示す（図-9）。風の吹き

出し後約2時間まで湧昇域は湾奥部に限定されたものの、その後連風が続くにつれて湧昇域が湾奥部から湾東部へ広がっていくことが分かる。これに対して、内部波が介在する場合の湧昇域の発達過程として、松山ら（1990）が行った2レイヤーデルによる内部界面波の伝播過程を図-10に示す。連風時に湾東部に沿って生じた湧昇域が風の停止後湾奥部へ移動する様子が示されている。収集した画像の内、湾奥部から湾東部にかけて連続的に湧昇域が発生したシーン（図-2（b）参照）は連風下での湧昇現象と一致し、湾奥部で局所的に発生し

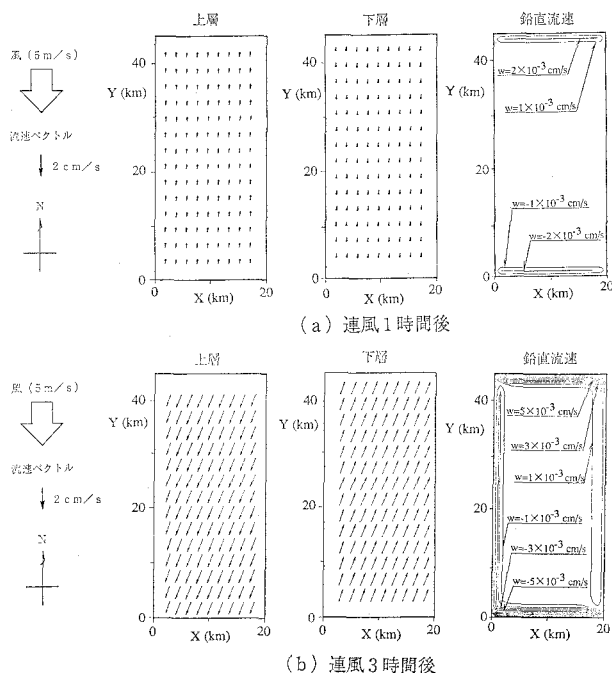


図-8 上・下層の流速ベクトル、鉛直流速の平面分布

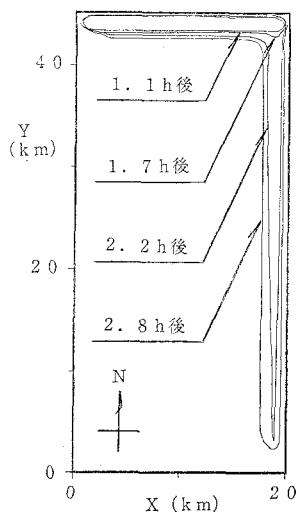


図-9 湧昇域の時間変化

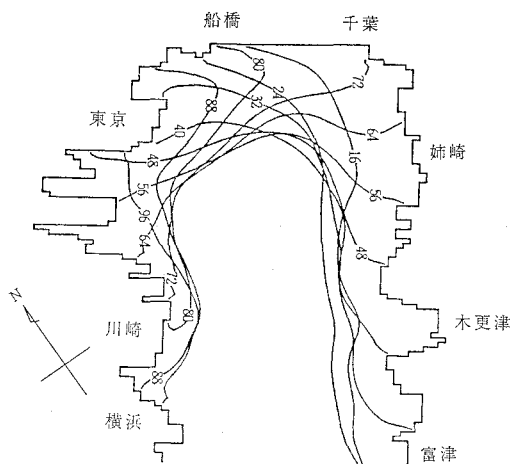


図-10 レイヤーモデルによる湧昇域の時間変化 (松山ら, 1990)

(内部界面が 75 cm 上昇した線の時間変化を示す。数字は) 風の吹き出しからの時間で連風時間は 24 時間である。

西に移動する湧昇現象 (図-4 (b), 図-5 参照) は内部ケルビン波の伝播によるものと考えられる。

以上より、風に起因する湧昇機構は、連風時の吹送流により湾奥部における湧昇や湾東部沿岸における内部界面の上昇が発生する機構と、連風時に上昇した内部界面が風の停止後に内部ケルビン波として湾奥部へ伝播して局所的な湧昇が発生する機構との 2 つ機構から成り立つと考えられる。

5. ま と め

NOAA-AVHRR データを用いて東京湾の湧昇現象の実態を調べその発生機構の検証を行った。その結果、湧

昇域は湾奥・湾東部に連続して発生する場合と、湾奥部に局所的に発生する場合の 2 つの湧昇パターンが生じることが分かった。また、湧昇機構は吹送流によるものと内部ケルビン波によるものとの 2 つ機構から成り立つことが示唆された。

なお、本研究で使用した海上風データは京葉シーバース株式会社より、青潮発生期間のデータは船橋漁協より提供を受けた。また、レベルモデルのプログラムは横浜国大柴山助教授より頂いた。さらに、NOAA の画像解析では日本気象協会の斎藤誠一氏に貴重な助言を頂いた。ここに感謝の意を表します。

参 考 文 献

- 宇野木早苗 (1985): 東京湾 II 物理, 日本全国沿岸海洋誌, 東海大学出版会, pp. 344-361.
- 大坪国順・村岡浩爾 (1988): 青潮発生 of 物理的メカニズムに関する一考察, 第 22 回水質汚濁学会講演集, pp. 193-194.
- 宇野木早苗 (1990): 東京湾の湧昇と青潮, 日本海洋学会秋季大会講演要旨集, pp. 156-157.
- 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—青潮に関連して—, 沿岸海洋研究ノート, 第 28 巻, 第 1 号, pp. 63-74.
- 上野成三・灘岡和夫・勝井秀博 (1992): NOAA-AVHRR データを用いた東京湾における風による流動の時系列的解析の試み, 水工学論文集, 第 36 巻, pp. 697-700.
- McClain, E. P. (1985): Comparative performance of AVHRR-based multichannel sea surface temperature, J. Geophys. Res., 90, pp. 11587-11601.
- NOAA/NESDIS (1986): NOAA polar orbiter data users guide.
- 日本気象協会 (1992): ノア衛星データ利用ハンドブック, Ver. 1.1.
- 鬼塚正光・寒川 強・大田一之・長岡克朗 (1987): 1985 年 8 月の青潮の海象に関する知見, 公害, Vol. 23, No. 2, pp. 1-21.