

II-222

沿岸域の密度流界面の巻き上がりと青潮現象について

大阪大学大学院 学生員 長坂 誠司
 運輸 省 正 員 福西 謙
 大阪大学工学部 正 員 中辻 啓二
 大阪大学工学部 正 員 村岡 浩爾

1. 青潮とは

近年、東京湾においては、底層に形成された無酸素水塊が風などの作用により湧昇し、硫化物の酸化作用によって水面が青白色あるいは青緑色を呈する現象がしばしば発生している。この現象は青潮と呼ばれ、新たな環境問題として注目を集めている。青潮発生前後の種々の海域調査により、その発生の物理的要因として以下に示す特徴が挙げられる。青潮は主に6月～9月の夏期に集中的に発生しており、夏場における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り成層が強化されている。また、離岸風が連吹した後に、底層にあった貧酸素水塊が沿岸部に湧昇するのが直接的な青潮の原因となっている。したがって、青潮現象を密度流界面の巻き上がり現象として取り扱うことが可能である。そこで、二成層状態の水面上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、混合特性を調べ、青潮の発生機構の解明を検討する。沿岸域を想定して傾斜面を設けた場合の実験結果を本報では報告する。

2. 吹送成層流の混合形態

Spigel・Imbergerは成層状態の湖に風が作用した場合の混合現象についてリチャードソン数 Ri^* と湖のアスペクト比 $L/2h$ により、4つの領域に区分している。ここで、リチャードソン数は $Ri^* = \Delta \rho gh / \rho u^2$ で吹送流の摩擦速度 $u^* = (C_D \rho_a U_{10}^2 / \rho)^{1/2}$ で定義されている。 $\Delta \rho$ は上層水と下層水の密度差(>0)、 g は重力加速度、 h 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。抵抗係数は大気安定度によって変化するが、通常 1.3×10^{-3} の値が用いられる。また L は湾の長さである。ちなみに、東京湾において青潮が発生するときの海況は、上下層間の密度差が $4 \sim 7 \text{ kg/m}^3$ 、上層厚10m、風速7～10m/sであり、 Ri^* を算出すると1500～4000の範囲である。東京湾の長軸方向の距離を L にとれば $L/2h = 20$ であることから、混合形態は彼らの言うRegime BあるいはRegime Cに相当することになる。ここでRegime Bは $(L/2h) < Ri^* < (L/2h)^2$ の領域であり、内部フルード数は1以下であり、上層厚の増加はもっぱら上層内の乱れによる。この領域では、躍層は鮮明である。Regime Cは $1 < Ri^* < L/2h$ の領域であり、内部フルード数は1以上になる。上層厚の増加は主にシアーによる連行によって行われる。上層厚は急速に増加し海底に達する。躍層面は不鮮明であり、大きく傾いている。この領域では、混合によって密度が鉛直方向に一様となり、水平方向には密度勾配が生じる。

3. 実験の概要

実験装置は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用水槽により構成されており、傾斜面は傾き1/5の勾配をつけ水槽右端部に設置している。実験はまず淡塩二成層状態を作り、その水面上の通風路(高さ70cm)に一定風速の風を吹かせた。なお下層水にはメチレンブルーを混入して着色を施し、ビデオ解析により密度界面の挙動を調べた。実験条件については、上述の領域区分を考慮して表-1に示すように設定した。摩擦速度はホットフィルム流速計で測定した風速分布から算出した。

表1 実験条件

$Ua(\text{m/s})$	$h(\text{m})$	$\Delta \rho(\text{kg/m}^3)$	$u^*(\text{m/s})$	Ri^*	$L/2h$	Regime
7.0	0.15	23.0	8.9×10^{-3}	414.6	18.3	A
7.0	0.15	5.0	8.9×10^{-3}	90.1	18.7	B
7.0	0.10	1.0	8.9×10^{-3}	12.0	27.5	C

4. 実験結果および考察

密度界面の経時変化と混合現象の概要を示したのが図-1～図-3である。同図における上端は水面、右端および左端はそれぞれ風洞の送風口と観測用水槽の $x=2.50\text{m}$ の位置を示す。また、界面が明らかに確認されるとき境界を実線で示し、上下層水が混合して不鮮明な状態での界面を破線で示す。得られた結果をまとめると以下のとおりになる。図の右端の数字は送風開始後の時間を示す。

Regime A (密度成層が強く、弱い吹送の領域) では図-1 に示すように内部界面の傾きは比較的小さく、下層水は傾斜面に沿ってゆっくりと上昇するが水面に達するまでには至らなかった。また、上流端及び下流端において界面が振動し、その周期は時間とともに減衰する傾向にある。内部界面の乱れは小さく、下層水が上層に連行される度合は少ない。時間が十分に経過した後でも界面の位置は明瞭である。風を停止した後は、内部静振を引き起こすが、下層水は水面まで上昇しない。

先述したRegime B では図-2 に示すように、下層水は傾斜面に沿ってゆっくりと上昇するのが観測された。上昇した下層水は30秒後には水面に到達し、上層を風下方向に拡がっていく。界面付近に発生する内部波により下層水が上層に連行され、上層厚が増加する。時間の経過と共に、不鮮明ではあるものの初期の状態とは異なる別の界面が現れる。

Regime C では図-3 に示すように、風のせん断力により界面は激しく乱れ、界面のいたるところで上下層水が混合し、急速に成層が崩れる。下層水は傾斜面に沿って急速に上昇し、7秒後には水面に到達する。30秒前後には上下層水が完全に混ざり合い、水槽全体においてほぼ一様な状態となる。

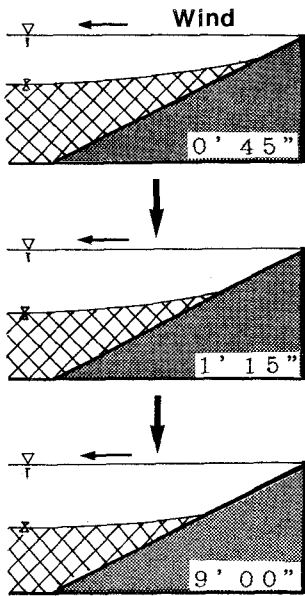


図-1 Regime Aの流動

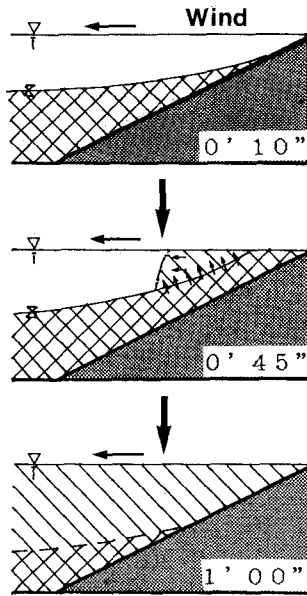


図-2 Regime Bの流動

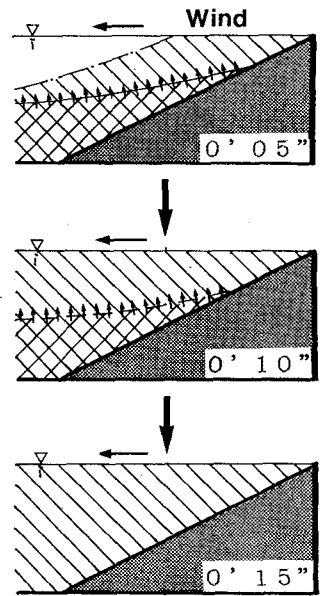


図-3 Regime Cの流動

5. おわりに

今回の実験では、密度成層度の強弱により生じる混合現象についての可視化実験を行い、その定性的な傾向を把握することのみにとどまったが、今後、青潮の発生機構を解明するために、その物理的な機構を探り、定量的な観測へと発展させる予定である。

参考文献; Spiegel, R.H. and J. Imberger (1980): The classification of mixed-layer dynamics in lakes of small to medium size. J. Phys. Oceanogr., Vol.10, pp.1104-1121.