

網走湖の成層密度流に関する実験

北海道大学工学部 学生員 中山 卓
 北海道大学大学院 正 員 清水康行
 北海道大学大学院 学生員 赤堀良介

1 はじめに

北海道東部に位置する網走湖は上層が淡水、下層が塩水の非常に強固な密度二成層を形成している。近年、上流河川からの栄養塩類の流入による富栄養化、塩淡水境界面上昇に伴い青潮やアオコの発生により環境問題が生じている。網走湖のような成層状態の閉鎖性水域に風が吹くと、上層水の吹き寄せと下層水の湧昇、水平循環流の形成、上下層水の混合による密度界面の変動および一様化などの様々な現象が起こる。本研究では青潮発生の直接的な原因の風外力に着目して、風洞付き水槽を用いて二成層密度場を作り、その水表面上に風を吹かせたときの密度界面の挙動と混合特性に関する可視化実験を行った。

2 実験装置および実験方法

2.1 実験装置

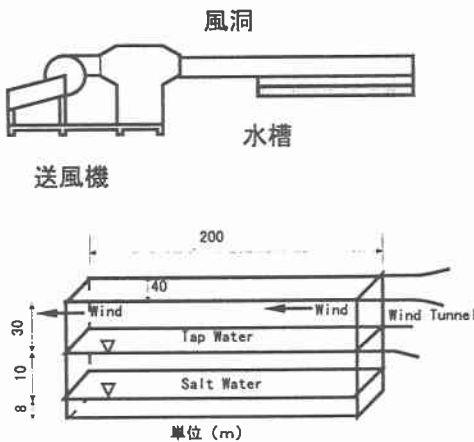


図-1 実験装置の概念図

実験装置は図-1に示すように、送風付き風洞ならびに観測用水槽から成り立っている。観測用水路は、透明アクリル樹脂製で、全長200cm、高さ18cm、幅40cmの矩形一様断面水路により構成されている。

2.2 実験方法

2.2.1 二成層場の作成

上図の観測用水路に初期密度差 (kg/cm^3)、上層厚さ h_1 (cm) の二成層密度場を作る。まず、実験の条件に見合う密度差 $\Delta\rho$ になるように十分に攪乱しながら調整する。つぎに、観測用水路に水道水を h_1 の高さまで入れた後、塩水を淡水の下部から静かに注入し二成層場を形成させた。

2.2.2 風速の計測

風速の計測はピトー管を用いて行った。ピトー管の差圧はベッツ型マノメーターで読みとった。このピトー管による風速は次式で与えられる。

$$u = \sqrt{\frac{2 \cdot 9.8 \cdot H}{1.2}} \quad (1)$$

ここに、 H :動圧 (mmHg) である。このピトー管を風洞付き水槽の風上側に原点にとり、原点から150cmの場所に設置した。

2.2.3 密度界面の挙動に関する可視化実験

塩水と淡水の二成層密度場に、水面上の通風路に水槽上流側から一定風量の風を吹かせることにより実験を行った。

Experiments in a Two-layer Flood

by Suguru Nakayama and Yasuyuki Shimizu and Ryouyuke Akahori

座標系は前の水槽の風上側に原点をとり、静止自由水表面の風下側に向かって x 軸を、また水表面から鉛直下向きに z 軸をとる。下層水（塩水）はメチレンブルーで着色し、水槽の真横からビデオ撮影をし、密度界面の挙動や二成層場の混合特性に着目した。

3 実験条件

図2中の△印ははピトー管によって得られた動圧から式(1)で風速を求め、その値を縦軸にし、横軸にそのときの水面からの高さをとったものである。この図からも分かるように水面から3cm以上では風速は一樣となっており、これを平均風速とする。水面近傍は片対数紙上で直線となっており、水面近傍の点を重視して引いた図中の直線と次の対数則

$$\frac{u(z)}{u_{a*}} = 5.75 \frac{1}{\kappa} \log \frac{z u_{a*}}{\nu} + 5.5 \quad (2)$$

から u_{a*} を求めることができる。ここに $u(z)$ は高さ z (m) における風速、 u_{a*} は空気摩擦速度、 ν は空気動粘性係数である。図2から平均流速は4.75(m/s)であり、さらに(2)式で $\kappa=0.4, \nu=0.141(\text{cm}^2/\text{s})$ として $u_{a*}=0.211314(\text{m/s})$ となる

図3は浦ら(1984)の実験結果による一様風速 u_a と u_{a*} の関係であり、よって得られた u_a と u_{a*} も図3の関係とほぼ一致していることが分かる。

水面の風応力、摩擦速度は次式で与えられる。

$$\tau = \rho_{a*} u_{a*}^2 = \rho u_*^2 \quad (3)$$

ただし、 ρ は空気密度、 ρ_{a*} は水の密度、 u_* は水の摩擦速度である。上式から $u_* = 7.3431 \times 10^{-3}(\text{m/s})$ となる。尹(1994)らは、リチャードソン数 Ri とアスペクト比 (L/D) を考慮したパラメーターであるウェダバーン Wedderburn 数と密度境界面の運動と混合特性は密接な関係があることを示している。

$$Ri_* = \frac{\Delta \rho g h_1}{\rho u_*^2} \quad (4)$$

$$We = Ri \frac{2h_1}{L} = \frac{2\Delta \rho g h_1^2}{\rho u_*^2 L} \quad (5)$$

ここに、 h_1 : 上層水深、 h_2 : 下層水深、 D : 全水深、 g : 重力加速度、 $\Delta \rho$: 上下層の密度差、 L : 水槽の長さである。本実験の値を代入すると、 $We=5.45, Ri=54.52$ となる。

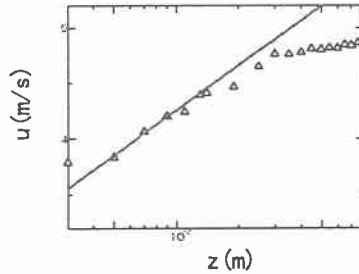


図-2 風速分布

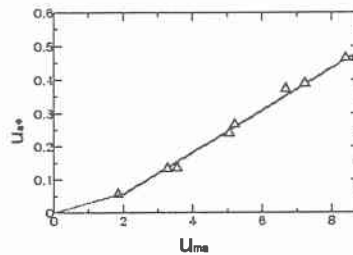


図-3 空気摩擦速度と風土断面の一樣風速との関係

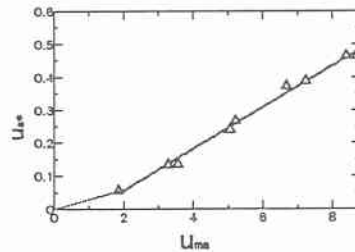


図-4 滑面の流速分布

ここで、図5のような二成層モデルを考える。成層化された湖に風応力が作用すると、上層水が下流側に吹き寄せられ、下流側の水面が上昇する。その結果により生じた圧力勾配を補うように密度境界面の運動が生じる。つまり、下流側では密度界面が下がり、逆に上流側では上がることとなる。

ここで図5のような二成層モデルを考える。成層化された湖に風応力が作用すると、上層水が下流側に吹き寄せられ、下流側の水面が上昇する。その結果により生じた圧力勾配を補うように密度境界面の運動が生じる。つまり、下流側では密度界面が下がり、逆に上流側では上がることとなる。

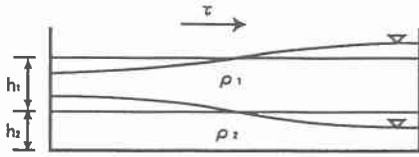


図-5 二成層の概念図

4 実験結果

デジタルビデオカメラによる可視化の結果を示す。送風開始とともに密度界面近くの中間層の流体塊が下流側から上流側に移動した。このため上流側の界面は上昇し始め、約85秒後に最大値に達した。このとき、上流側で多少の巻き上げを観測することができた。上流側に中間層が移流された結果、上流側および下流側の密度界面は負の値、水路中央部の密度界面は正の値をとり、全体的にみて密度界面の形が凸の形を有するようになった。上層の流体塊の上流側への移流より、上層では鉛直循環流が形成されているのが分かる。

送風を停止すると風による吹き寄せ効果から解放された中間層がゆっくりと下流側へと移動し、それに伴い内部セイシュを密度界面で観察することができた。その後も密度界面は減衰しながら振動を続けた。密度界面の振動周期は約122秒であり、Wedderburn(1912)は界面の運動周期を二成層モデルを用いて湖の中心に一つの節をもつ重力波あるいはセイシュの基本モードの周期としてを次式で表している。

$$T_i = \frac{2L}{\sqrt{\frac{\Delta\rho g h_1 h_2}{\rho H}}} \quad (6)$$

周期式(6)から算出された値は約111秒であり、本研究の値とほぼ一致する。

5 おわりに

尹(1994)らの実験では $We=5.45$ の場合では下層の塩水が水表面まで到達しているが、今回の実験では密度界面がそこまで上昇することはなかった。この原因として何点が挙げられる。まずは、実際の密度の方が計算で用いた値より小さいという可能性、次に測定した摩擦速度が大きかった可能性も考えられる。そして、もうひとつは長さに対して水深が大きいことによる影響があったことと思われる。

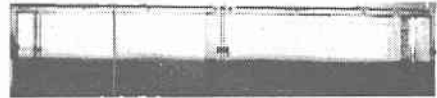


図-6 送風開始前



図-7 送風開始 85 秒後



図-8 送風開始 101 秒後



図-9 送風開始 173 秒後

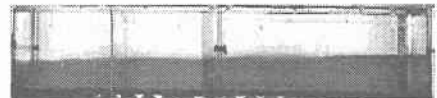


図-10 送風開始 221 秒後



図-11 送風開始 241 秒後



図-12 送風開始 274 秒後

今後はこれらの点を考慮しながら、実際の湖に対応しうるものにしていきたいと考えている。

6 参考文献

- (1) 笠木伸英, 日野幹雄, 木村龍治, 保原充, 西岡通男 (1997): 流体実験ハンドブック
- (2) 尹 鐘星 (1994): 成層水域における貧酸素水塊の湧昇現象に関する水理学的研究
- (3) 北海道開発局網走開発建設部: 平成9年度網走湖水質保全対策検討委員会 (水理部会)