

霞ヶ浦湖心部における強風時の濁度変化について

東京工業大学大学院 学生会員 長廣 遥

長崎県

岩永修二

東京工業大学大学院 学生会員 梅田 信

東京工業大学大学院 フェロー会員

石川忠晴

1. はじめに

我が国の平野部には多くの浅い湖沼が存在するが、そのほとんどは1970年代以降に急速に富栄養化が進み、水質が悪化した。一方、近年の水需要の増大に伴い、富栄養化した湖沼に対しても水源としての機能が期待されるようになり、水質の改善、管理が求められている。富栄養湖では、過去に流入した栄養塩が底泥に付着して湖底に蓄積されている。これらは気象などの外力条件や湖水の化学的条件によって湖水中に回帰し、植物プランクトンの増殖に利用されることになる。特に浅い湖沼においては底泥の巻き上げ現象がこのプロセスに大きく関わっていると考えられる。そこで本研究では、茨城県にある霞ヶ浦をフィールドとして、底泥の巻き上げの過程を現地観測と室内実験により検討した。

2. 現地観測

観測は図-1に示す湖心観測所（水深6.0m）において行った。観測項目は、濁度と流速の長期モニタリングである。水深0.5m、5.0m、及び5.5mに濁度計（株）アレック電子製）を設置し、10分間隔で測定した。流速は、超音波ドップラー式流速計(ADP:Sontek社製)により、水深4.8mから水面までの水平流速を0.5m毎に5秒間隔で計測した。また風向、風速は建設省により計測されている。図-2に観測結果の一例を示す。なお、濁度データは別に行ったキャリブレーションによりSS値に換算している。

SSと風速及び流速の対応をみると、SSの時間変動は流速変動よりも風速変動に類似していることがわかる。従って、底泥の巻き上げに関しては流れによるせん断乱れより、水面における風波によって生じる擾乱が支配的ではないかと推察される。

3. 底泥浮上現象の室内実験

3-1 実験方法

霞ヶ浦湖心部の底泥の含水比は400%以上あり、その性状は粒子群というより流体に近い。そのため、底泥の浮上現象を「二層流体における連行現象」として捉えることができる。そこで本研究では図-3に示すような振動格子を用いた室内実験を行った。水槽内に設置した濁度計（ケネック製 PM-501）により、振動開始後の濁度変化を計測した。また、水槽内の乱流計測は、レーザー・ドップラー流速計（日本カノマックス製 LDV）を用いた。

3-2 実験結果

水槽内の乱れ強度 u_1 、及び乱れスケール l_1 は、振動中心からの距離 z と格子形状によって次のように表される²⁾。

$$u_1 = cfs^{3/2}M^{1/2}z^{-1}, l_1 = \beta z \quad (1)$$

ここで f は周波数、 s は振動ストローク、 M は格子間隔である。また、 c 、 β は定数であり、測定の結果、本研究の装置では $c=0.265$ 、 $\beta=0.073$ が得られた。濁度の計測結果より次式(2)を用いて連行速度 Ue を求めた。これを次式(3)(4)で定義される層平均リチャードソン数 Ri_0 と連行係数 E で整理した結果を図-4に示す。

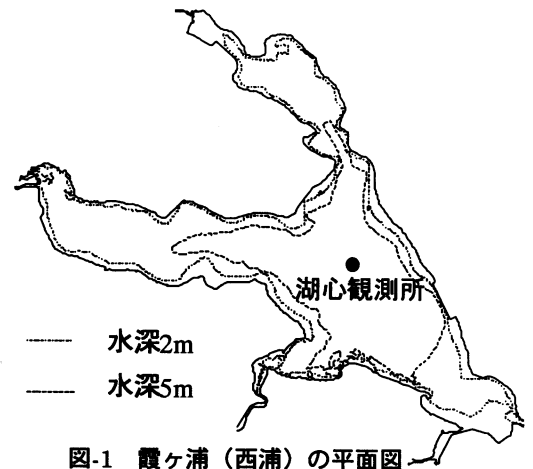


図-1 霞ヶ浦（西浦）の平面図

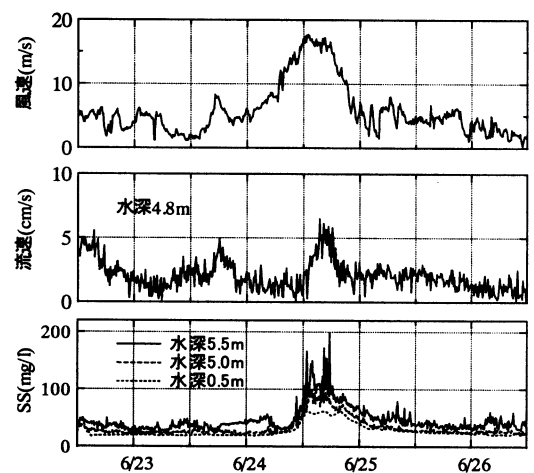


図-2 観測結果の一例

$$Ue = \frac{h}{c_2 - c_1} \frac{dc_1}{dt} \quad (2) \quad Ri_0 = g \frac{\rho_2 - \rho_1}{\rho_2} \frac{l}{u_1^2} \quad (3) \quad E = Ue/u_1 \quad (4)$$

グラフから、連行係数 E とリチャードソン数 Ri_0 の関係は式(5)に示すようになった。

$$E \propto Ri_0^{-2.0} \quad (5)$$

ここで、 h は水深、 $c_1(c_2)$ は上層(下層)の SS 値、 $\rho_1(\rho_2)$ は上層(下層)の密度である。

4. 室内実験結果の現地への適用

4-1 風速と巻き上げ量の関係

式(3)~(5)より連行速度 Ue は次のように表される。

$$Ue \propto \left(g \frac{\Delta \rho}{\rho} l_1 \right)^{-2} u_1^5 \quad (6)$$

この結果を現地に適用するにあたり、現地における乱れ特性量 u_1 、 l_1 を知る必要がある。現地観測の結果から、底泥が浮上するのは風速が 10m/s 以上の強風時で、風浪が激しく生じている。そこで、以下のような考察をした。まず、風浪が高い状態では全層が混合しているので l_1 は水深 h に比例すると考えられる。つぎに、 u_1 は風浪の速度スケールに比例すると考えられ、ここでは波による軌道速度 v に比例すると仮定する。微小振幅波理論によると

$$v = gHT/L \quad (7)$$

なる関係がなりたつ。ここで、 H 、 T 、 L は風浪の波高、周期、波長である。また風浪の推算式として、風速 W と H 、 L 、 T およびフェッチ F の間に以下の関係がある³⁾。

$$\frac{gH}{W^2} \propto \left(\frac{gF}{W^2} \right)^{1/2}, \quad \frac{gT}{W} \propto \left(\frac{gF}{W^2} \right)^{1/3}, \quad \frac{H}{L} \propto \left(\frac{gF}{W^2} \right)^{-1/7} \quad (8)$$

(6)~(8)をまとめると、 γ を比例定数として次のような関係が得られる。

$$Ue = \gamma W^{3.0} \quad (9)$$

4-2 SS の時間変動の再現

底泥の SS を C_0 、湖水中の SS を C とし、湖底から平均的に Ue の速度で底泥が巻き上がり、沈降速度 Ws で沈降すると仮定すると、SS の収支式は(10)のようになり、その解は(11)となる。

$$\frac{dC}{dt} = -\frac{C}{h} Ws + \frac{C_0}{h} \gamma W^{3.0} = -aC + bW^{3.0} \quad (10)$$

$$C(t) = C_1 e^{-at} + b^{-a} \int_{-\infty}^t e^{a\tau} W^3(\tau) d\tau \quad (11)$$

ただし、 $a = Ws/h$ 、 $b = \gamma C_0/h$ である。湖心の風速時系列を用いて式(11)から SS の時間変動を再現した。図-5 に計算結果と観測結果を示す。なお、沈降速度 Ws の測定結果より $a = 7.1 \times 10^{-5}$ が求まり、 $b = 1.3 \times 10^{-6}$ とした。

5. おわりに

底泥の巻き上がりを風浪によって生じる乱れによる連行現象と考え、濁質の収支式をたてて SS の時間変動を計算したところ、定性的にはよい結果が得られた。

(参考文献) 1) 大坪国順・村岡浩爾：土木学会論文集、第 363 号/II-4、pp.225-234、1985

2) Hopfinger & Toly: J. Fluid Mech, Vol.78, part1, pp.155-175, 1976

3) 水理公式集、昭和 60 年度版、pp.486-487

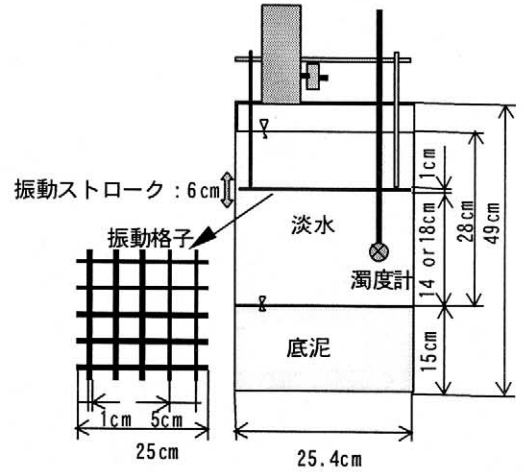


図-3 実験装置の概略図

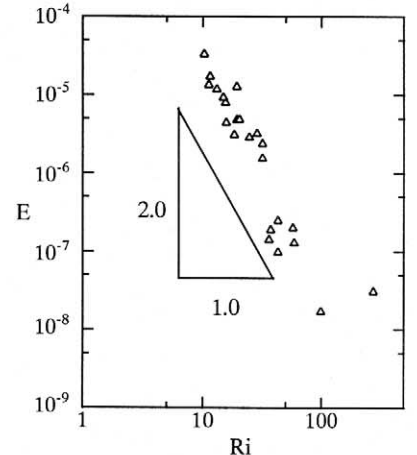


図-4 Ri と E の関係

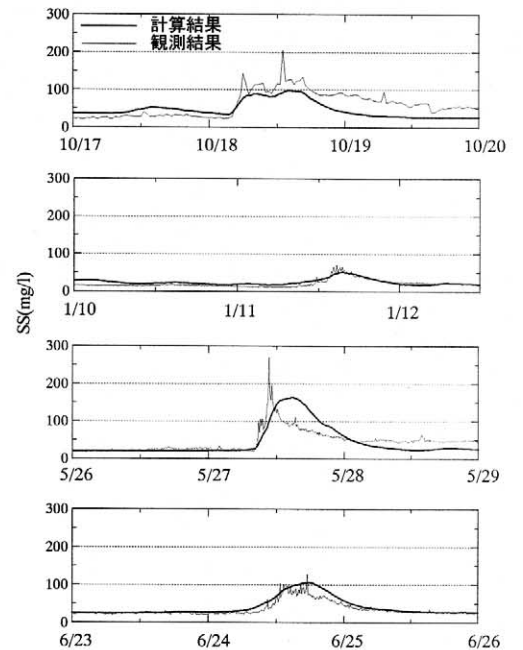


図-5 計算結果と観測結果の比較