

三次元的数値解析による琵琶湖の湖流および水温成層の挙動

京都大学工学部 正 員 岩佐義訓
建設省 正 員 阿部 徹

京都大学工学部 正 員 井上和也
京都大学大学院 学生員 〇宮川勇二

1.はじめに；本報は、鉛直方向に24層に分割したいわゆる準3次元モデルを琵琶湖に適用し、基礎方程式の差分式を用いて琵琶湖の湖流の数値解析を行ったものである。数値計算においては、バロクリニツクな場の湖流の特徴をみるため、無風状態で北湖北部中央に冷水域をつくった場合(case1)、さらにこれに風が加わった場合としてcase1の条件に5.0m/sの南西の風を吹かせた場合(case2)を行い、また冬期における南湖から北湖への密度流を解析するための計算を行ってみた(case3)。

2.基礎方程式； x, y, z 軸は各々東,北,鉛直上向きと正にとる。 u, v, w は各々 x, y, z 方向の平均流速、 z は水位の基準水位からの鉛直上向き変位、 ρ, ρ_0 は各々水の密度と基準密度($1g/cm^3$)、 A_h, A_v は各々水平および鉛直渦動粘性係数、 K_h, K_v は各々水平および鉛直渦動拡散係数、 γ はコリオリのパラメータ、 g は重力加速度、 Q_r は輻射熱による密度偏差の生成源である。

$$\begin{aligned} \frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + w \frac{\partial u}{\partial z} &= -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} + A_v \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} + A_h \nabla_h^2 u \\ \frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + w \frac{\partial v}{\partial z} &= -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} + A_v \frac{\partial^2 v}{\partial z^2} + A_h \nabla_h^2 v \\ 0 &= -g - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} \\ \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} &= 0 \\ \frac{\partial(\rho f)}{\partial t} + u \frac{\partial(\rho f)}{\partial x} + v \frac{\partial(\rho f)}{\partial y} + w \frac{\partial(\rho f)}{\partial z} &= K_v \frac{\partial^2(\rho f)}{\partial z^2} + K_h \nabla_h^2(\rho f) + Q_r \\ \text{ただし } \rho &= \rho_0 + \rho' \end{aligned}$$

境界条件は、湖面($z=0$)では $w = \frac{\partial z}{\partial t} + u \frac{\partial z}{\partial x} + v \frac{\partial z}{\partial y}$, $\rho A_v \left(\frac{\partial u}{\partial z}, \frac{\partial v}{\partial z} \right) = (\tau_x, \tau_y)$, $K_v \frac{\partial(\rho f)}{\partial z} = \frac{\alpha Q_r}{C_p}$ で τ_x, τ_y は風の応力の x, y 方向成分、 α, Q_r, C_p は各々水の体積膨張率、単位時間単位面積あたり吸収される熱量、水の比熱である。湖底($z=z_b$)では、 $w_b = u_b \frac{\partial z}{\partial x} + v_b \frac{\partial z}{\partial y}$, $\rho A_v \left(\frac{\partial u}{\partial z}, \frac{\partial v}{\partial z} \right) = (\tau_x^b, \tau_y^b)$, $K_v \frac{\partial(\rho f)}{\partial z} = 0$ で τ_x^b, τ_y^b は湖底でのせん断応力の x, y 方向成分である。計算法、詳細は省略する。²⁾

3.計算条件；琵琶湖全域を対象とし、水平格子間隔1km、鉛直方向には最大層数24層となるように分割を行い、時間ステップ $\Delta t = 300 \text{ sec}$ とした。ここで

	$0 \leq Ri < 1$	$Ri \geq 1$
A_v	$A_{v0} \exp(-3.0Ri)$	A_{v1}
K_v	$K_{v0} \exp(-1.5Ri)$	K_{v1}

は現象の基本的特性をみるために、琵琶湖への流出入量は0とし、風も全湖一様に一定の風が吹くものとした。また、

A_h, K_h については一定値を与え、 A_v, K_v については勾配型のリチャードソン数 $Ri = (-g \Delta \rho / \Delta z) / \{ \rho_0 (du/dz)^2 \}$ の関数として右表の形で与えることにした。輻射熱の扱いは省略する³⁾。

4.結果；case1,2とも初期条件として基準水位(TP4.500m)で静止させ、水温分布にはそれぞれ図1のように北湖北部中央と他の水域とは異なる水温を、各層ごとに与える成層状態を与えた。図2はcase1(無風時)の3時間後の水位変動であり、case1の1層目と15層目、case2(風SW 5.0m/s)の1層目と7層目の3時間後の湖流分布と変化したのが図3~6である。これらの図

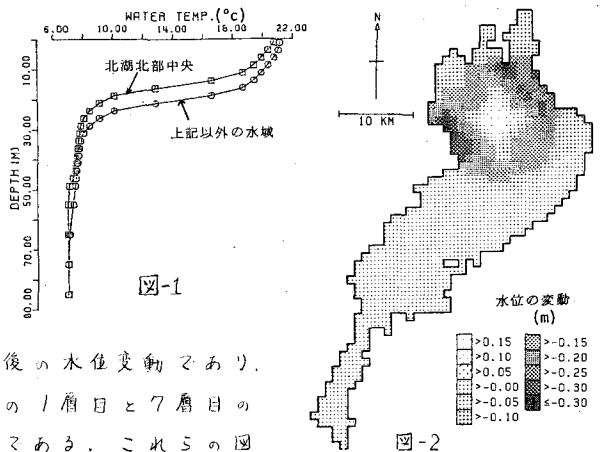


図-1

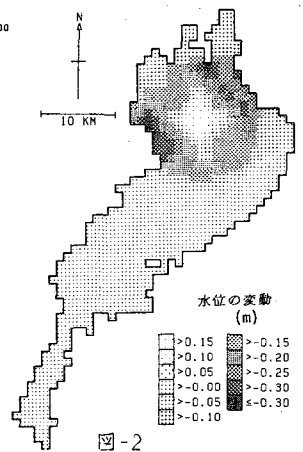


図-2

より、水温急変層が上に凸の形状のとき水位は下に凸になり上層で収束流、下層で発散流となる。またこれにコリオリ力が作用することによって上層で反時計回り、下層で時計回りの環流が形成されることがわかる。また風の吹送効果が卓越する場合、表層では上記の環流は観測されず風向と一致した方向の流れが表われているが、下層では環流は存在し、風が吹き止んだ後には渦動粘性により表層にも環流が再び現われる可能性とうかがわれている。

case3(南北湖の密度流的交換)では初期条件として水面を基準水位で静止させ、水温分布としては各層ごとに一定の水温を与えた成層状態を示した。また、気象条件は下表のようにした。これは南湖で冷却が速く進むようにしたものである。

	気温 (°C)	全日射量 (MJ/m ² /day)	雲量 (%)	湿度 (%)
北湖	25	20	30	50
南湖	5	5	30	50

case3の4時間

後の潮流分布および水温分布を示したのが図7~9である。これらより、南湖北部では底層の低温水がその湖底に沿って北湖へ侵入するという密度流現象がみられる。またその補流として上層では北湖の比較的暖かい水が南湖に流入し、その結果南湖の北部では南湖南部ほどには水温が低下していないことがよくわかる。これは冬期において南湖から北湖へ密度流が現われることを示したものとみることができよう。

5.今後の研究課題；本研究で行った計算では、

本報に掲載していないが成層発達初期あるいは成層破壊初期において風の影響が強、現われるという結果になっている。これはcase2の図5よりもわかるが、まずこの点の検討が必要であり、たとえば風の空間的、時間的分布を反映させることや、風のせん断応力に關する摩擦係数の値を再考する必要がある。さらに、現実に近い条件の下での解析と観測結果との照合とともに、今回行ったような特殊な条件の下での解析を行い、それらの応答特性を知っておくことが必要とされよう。

《参考文献》

- 1) 大西行雄：数値研究(1の方法), 環境科学としての海洋学2, 第15号, 振興北男編, 東大出版会, 昭和53年
- 2) 岩佐・井上・劉・門部：琵琶湖潮流の三次元的な解析, 京大工学部研究報告第26号
- 3) 安藤周：貯水池濁水現象, 水工学シリーズ, 土木学会水理委員会, 1975

