

京都大学大学院	学生員	松岡隆之
京都大学工学部	正員	若佐義朗
京都大学工学部	正員	井上和也

2.基礎方程式: x, y, z 軸はそれぞれ東, 北, 鉛直上向きを正とする。
 u, v, w はそれぞれ x, y, z 方向の流速, ζ は基準水位 (T.P. 84.50m) からの水位の鉛直上向き変位, ρ, ρ_0 は水の密度および基準密度 (1g/cm³),
 A_x, A_y は水平および鉛直渦動粘性係数, K_x, K_y は水平および鉛直渦動拡散係数, f はコリオリのパラメータ, g は重力加速度, g_s は輻射熱による密度偏差の生成源である。境界条件は、湖面 ($z = \zeta$) では、
 $w = \frac{\partial \zeta}{\partial t} + u_s \frac{\partial \zeta}{\partial x} + v_s \frac{\partial \zeta}{\partial y}, \rho_0 A_x \left(\frac{\partial u}{\partial z}, \frac{\partial v}{\partial z} \right) = (\tau_x, \tau_y), K_v \frac{\partial (\rho f)}{\partial z} = \frac{\alpha Q_0}{C_p} \tau$ であり、 τ_x, τ_y は風の応力の x, y 方向成分、 α, Q_0, C_p は、それぞれ水の体積膨張率、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、 $w_b = u_b \frac{\partial \zeta}{\partial x} + v_b \frac{\partial \zeta}{\partial y}, \rho_0 A_y \left(\frac{\partial u}{\partial z}, \frac{\partial v}{\partial z} \right) = (\tau_x^b, \tau_y^b), K_v \frac{\partial (\rho f)}{\partial z} = 0$ であり、 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。本報では、計算法の詳細は省略する。³⁾

3. 計算条件:琵琶湖全域を水平面内下又、 y 軸方向に 1 km ごとに、鉛直方向には最大 24 層に分割した。モデル 1 では A_r, k_r に $A_v = 2.0 \times 10^{-3} \text{ m}^2, k_v = 1.0 \times 10^{-2} \text{ m/s}$ の一定値を与え、モデル 2 では勾配型リチャードソン数 $R_{\text{mix}} = -g(\partial \bar{\rho}_z / \partial z) / (|f| \rho_0 \partial \bar{\rho}_z / \partial z)$ の関数として右上表の形で与えた。ただし、

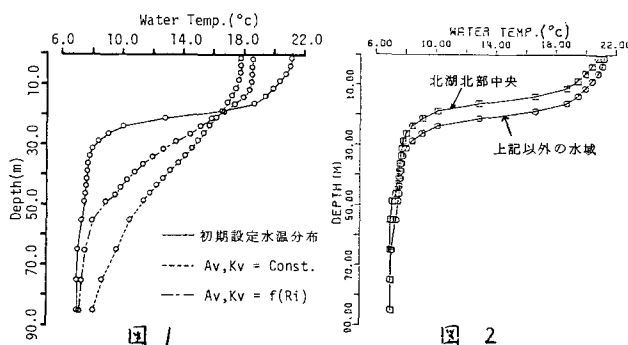
	Water Temp. ($^{\circ}\text{C}$)			
	5.0	10.0	15.0	20.0
Model 1	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
Model 2	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000

$A_v = 2.0 \times 10^{-3} \text{ m/s}$, $A_v = 1.0 \times 10^{-4} \text{ m/s}$, $K_v = 1.0 \times 10^{-9} \text{ m/s}$, $K_v = 1.0 \times 10^{-6} \text{ m/s}$ とした。case 1, 2 については、現象の基本特性をみるため無風とし、また河川流出入量は 0 とする。輻射熱の扱いは省略する。⁴⁾

4.結果: モデル1,2を用いて、1981年9月の水理、気象データに基づき9月(10月1日)の計算を行、た。9月30日における鉛直水温分布の計算結果を示したのが図1である。図1をみると

モデル2 ($Av, kv = f(R_2)$)がモデル1 ($Av, kv = \text{const.}$)に比べ、水温が急変する層が明瞭に残っている。モデル1の水温成層の変化はやや速すぎるようであり、モデル2の方が実現象に近いと考えられる。そこで、Case 1, 2の計算には、モデル2を使用することにした。

case 2 の初期設定水温分布には、図 2 のように、北湖北部中央と他の水域で異なる水温を各層ごとに与えた。図 3, 4 は、それぞれ 3 時間後の水位変動および水温急変層のほぼ平均水温である 14℃ の水深の変動である。また図 5, 6 は、1 層目と 15 層目の 3 時間後の潮流分布である。本報に掲載していないが、1 時間後の計算結果では、



北湖北部中央水域で水位が下に凸となり、それに伴い変水層が上に凸となり、上層で強い収束流、下層で発散流が生じている。この強い収束流により、3時間後には収束流の中心付近の水位が上に凸に転じ、これに対応した水域の上層の湖流には弱い発散流が起っている。一方、3時間後にも強く残っている上層での収束流、下層での発散流にコリオリ力が作用した結果、上層で反時計回り、下層で時計回りの環流が形成されている様子が、図3,4よりうかがえる。

case 2 に対して、図1に示した初期設定水温分布と初期値として与えた。また、気象条件は下表のようにした。

これは南湖の冷却が、速く進むようにしたものである。

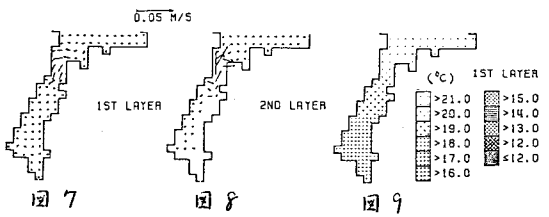
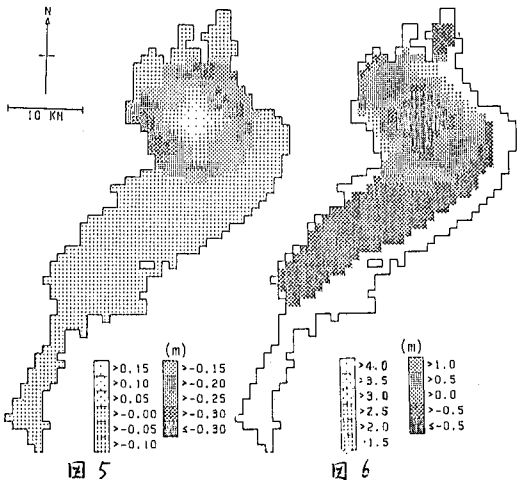
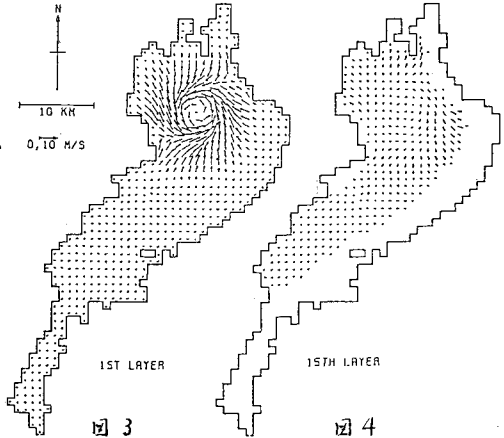
	気温 (°C)	全天日射量 (MJ/m ² /day)	雲量 (%)	湿度 (%)
北湖	25	20	30	50
南湖	5	5	30	50

case 2 の48時

間後の南北湖境界での湖流、水温分布を示したのが、図4~9である。これより、南湖北部の下層の低温水が、湖底に沿って北湖に侵入するという密度流現象がみられる。また上層では、その補流として北湖の比較的温暖な水が南湖に流入している。その結果、南湖北部の水温は南湖南部ほどには低下していない。これは冬期において、南湖から北湖へ密度流が現れることを示していると言えよう。

5. 今後の研究課題：本研究では、本報に掲載した計算例の他に、成層発達期、成層破壊期および本報の case 1 に5.0%の南西風を全湖一様に吹かせた場合の計算を行った。その結果、風を考慮した上記3ケースにおいて、風の影響が予想されるより強く表われた。今後、風の応力の取り扱い方に対する検討がまず必要であり、たとえば風の空間的、時間的分布を反映させることや、風のせん断応力に関する摩擦係数 C_D の値などを再考する必要があると考えられる。また、本研究で行った特殊な条件下での解析により、従来より観測されている北湖北部での環流および、南北湖の密度流による交流の発生機構が示唆されたが、今後、さらに様々な想定された特殊な条件のもとでの解析を行い、湖流の応答特性を知っておくことが湖流の特徴を理解するために必要であろう。さらに湖流の応答特性をふまえて、より現実に近い条件下での解析を行い、観測結果と照合することも重要であると考ええる。

5. 今後の研究課題：本研究では、本報に掲載した計算例の他に、成層発達期、成層破壊期および本報の case 1 に5.0%の南西風を全湖一様に吹かせた場合の計算を行った。その結果、風を考慮した上記3ケースにおいて、風の影響が予想されるより強く表われた。今後、風の応力の取り扱い方に対する検討がまず必要であり、たとえば風の空間的、時間的分布を反映させることや、風のせん断応力に関する摩擦係数 C_D の値などを再考する必要があると考えられる。また、本研究で行った特殊な条件下での解析により、従来より観測されている北湖北部での環流および、南北湖の密度流による交流の発生機構が示唆されたが、今後、さらに様々な想定された特殊な条件のもとでの解析を行い、湖流の応答特性を知っておくことが湖流の特徴を理解するために必要であろう。さらに湖流の応答特性をふまえて、より現実に近い条件下での解析を行い、観測結果と照合することも重要であると考ええる。



<参考文献> 1) 大西行雄：数値研究(その手法), 環境科学としての海洋学2, 第15号, 振部純男編, 東大出版会, 昭和53年
 2) 村本嘉男, 道上正規：琵琶湖南北湖の交流特性, 京都大学防災研究所年報第21号, 昭和53年
 3) 岩佐, 井上, 劉, 阿部：琵琶湖湖流の三次元的な解析, 京都大学防災研究所年報第26号, 昭和58年
 4) 安芸周一：貯水池濁水現象, 水工学シリーズ, 土木学会水理委員会, 1975