

風応力が及ぼす成層湖の流動機構に関する実験

EXPERIMENTAL STUDY ON WIND-DRIVEN CURRENTS IN STRATIFIED LAKES

森 川 浩¹・村本嘉雄²・大久保賢治³・濱口一郎⁴・細見知彦⁴

Hiroshi MORIKAWA, Yoshio MURAMOTO, Kenji OKUBO,
Ichiro HAMAGUCHI and Tomohiko HOSOMI

¹学生員 工修 日本学術振興会特別研究員 京都大学工学研究科土木工学専攻 (〒606-8501 京都市左京区吉田本町)

²フェロー 工博 京都大学教授 工学研究科土木工学専攻(同上)

³正会員 工博 岡山大学助教授 環境理工学部環境デザイン工学科(〒700-8530 岡山市津島中 2-1-1)

⁴学生員 京都大学大学院 工学研究科土木工学専攻(〒606-8501 京都市左京区吉田本町)

An experimental study on wind-driven currents with recirculation and vertical mixing in two-layered, three-layered and linearly stratified fluids is described. To investigate both the horizontal and vertical density distributions, a set of 5 conductivity probes driven by a stepper-motor was used. The vertical mixing and longitudinal dispersion in mixed layer, and the small eddy and baroclinic waves in lower layer, especially in condition of linearly stratified fluids, were observed. The turbulent entrainment rates were estimated by the increase of total potential energy in the experimental tank. Entrainment coefficients are similar to currents without recirculation, and the reason for this results is discussed.

Key Words: wind-driven current, stratified lake, entrainment, vertical mixing, experiment

1. はじめに

湖沼の流動を引き起こす外的要因は数多いが、最も直接的に影響を及ぼすのは風である。風応力は表層付近の湖流や波を支配すると同時に、内部波動の最大要因でもある。特に、成層期の湖沼においては、風応力が外的熱エネルギーとともに、水温空間分布を決定する上で大きな役割を担っている。そのため、成層流体の表面にせん断力を作用させる実験的研究が従来数多く行われ、流動や乱れの特性が明らかになると同時に一次元の連行則が提案されてきた。長水路を用いた一方向せん断力の実験は循環流(逆流)の有無によって大別されるが、循環流を有する実験は安定な2層場を対象にしたものが多い。しかし、実際の湖沼において水温の鉛直分布を計測してみると2層場として扱えるのは秋期から冬期にかけての成層崩壊期のみであり、春期から夏期の成層形成期は躍層厚が極めて大きく、線形成層場あるいは表層・躍層・下層と分け、3層場として扱った方が良い場合がある。本研究は以上の立場から、初期成層状態を変化させ、一方向風が長時間持続し、循環流が形成される条件下における、湖沼の流動機構を検討するために実験を行っている。

実験方法は従来の風成密度流実験と同様であるが、種々の成層場における全体の流況と密度分布を容易に把握する目的で、比較的短い水路を使用している。

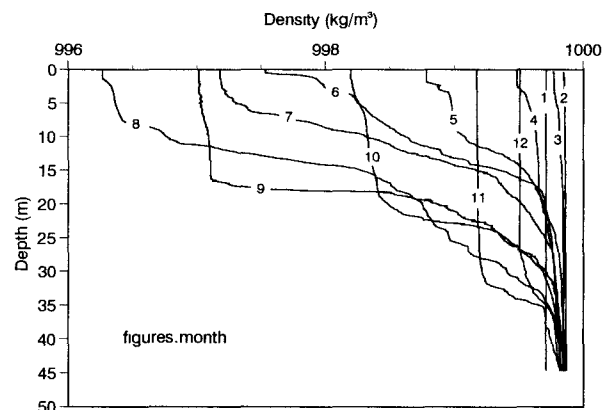


図-1 琵琶湖における鉛直密度分布の季節変化
(1997年4月～1998年3月、水深45m以浅)

また、連行係数算定の方法は水路全体のポテンシャルエネルギーの増加量によって検討しているが、その結果は、従来の経験式とはかなり異なっており、その原因も同時に考察している。

2. 琵琶湖における鉛直密度分布の季節変化

本研究では風成密度流に関して初期成層場を変化させて実験を行っているが、その背景となる現地における密度分布を示す。図-1は1997年4月～1998年3月の琵琶湖において計測した水温分布を密度に変換したものであり、水深45m以浅を示している。

水に限らず液体一般に言えるが、高温になるほど 1℃あたりの密度下降率は大きくなることに注意する必要がある、ここで用いた水温・密度換算式¹⁾の場合、30℃付近の dp/dT (ρ : 密度, T : 水温) は 6℃付近のそれと比較して 10 倍以上になる。そのため、密度分布は見かけの水温分布とは異なる。

鉛直水温の季節変化を表す図中の数字は観測した月であるが、水温鉛直分布の変化は、4 月から 8 月にかけての受熱期と、9 月から 1 月にかけての放熱期とに大別でき、受熱期には、水温分布は全体としては線形成層に近いが深層部に複雑な水温変動がみられる。気温が比較的低温で日射の強い 4 月～6 月には、明確な日成層がみられ、7 月から 8 月の気温が高い時期には日成層がほとんどみられない。また、その日成層の水温差は日射の最も強くなる 6 月に大きくなっている。日成層内の水温分布はほぼ一定であるが、これは、日成層が日混合によるものであることを示している。また、躍層厚が大きい 8 月や 9 月には躍層内部に複雑な水温勾配を持った層が存在し、層間のせん断力による混合が生じていると考えられる。放熱期には明確な混合層（上層）が現れ、水温分布はほぼ 2 層となる。9 月以降、熱対流と混合が進行するにつれて上層水温は急激に低下し、層厚が大きくなる。一般の簡易モデルでよく用いられる二層場として取り扱えるのは成層崩壊期の上部混合層が卓越する時期のみであり、本観測の場合 9 月～12 月がその条件に合致すると考えられる。

また、本観測結果から熱エネルギーとポテンシャルエネルギーの年間変化を算定した結果、熱エネルギーの方が 5 オーダー程度も変動の幅が大きくなった。このことより、水温分布の形成には熱的气象条件の及ぼす影響が大きいと予想されるが、風応力は下層からの直接の水塊移動を生じさせ、水質変化に大きく寄与すると考えられる。

以上のように実際の成層湖の密度分布は複雑な形状と形成要因を持っている。一般に、風応力による混合が卓越するのは表層の日混合層のみであるが、以下では一方向風が持続し、界面のセットアップが終了し、循環流が形成されるとして実験を行う。

3. 実験の概要

本研究で用いた実験装置は図-2 に示すように、長さ 400cm、幅 10cm、高さ 40cm の透明アクリル製水槽のうち、幅 10cm、長さ 200cm、高さ 30cm を貯水槽として使用したものである。風洞部分は高さ 10cm、幅 10cm であり、風が長さ 200cm の貯水槽の水表面上を通り水槽下流部より流出するようになっている。また、従来の実験では下流端に流れの減衰装置を設置することが多いが、本研究ではエネルギー的な考察も行うため下流端に減勢あるいは整流装置は設置していない。また、風応力が水面に均一に作用するよう、風下側の吹き出し口を水槽端から離している。計測機器としては塩分濃度計測のため

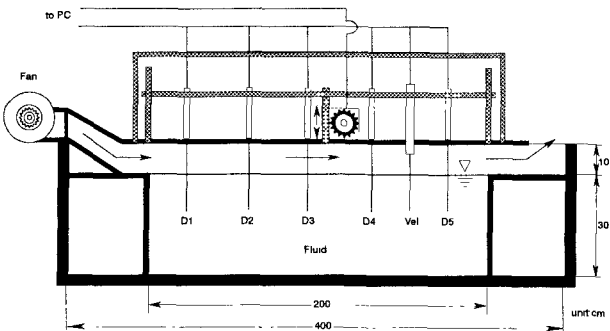


図-2 実験水路の模式図

表-1 実験条件

	h_1	h_2	h_3	H	ϵ_{12}	ϵ_{23}	U_{max}	u_*
	(cm)	(cm)	(cm)	(cm)	10^{-2}	10^{-2}	(m/s)	(cm/s)
W2-1	15	15		30	0.995		7.8	0.63
W2-2	15	15		30	0.995		5.5	0.45
W2-3	15	15		30	0.995		4.0	0.37
W2-4	15	15		30	1.980		7.8	0.63
W2-5	15	15		30	1.980		5.5	0.45
W2-6	15	15		30	1.980		4.0	0.37
W3-1	10	10	10	30	0.990	0.990	7.8	0.63
W3-2	10	10	10	30	0.990	0.990	5.5	0.45
W3-3	10	10	10	30	0.990	0.990	4.0	0.37
W3-5	10	10	10	30	1.970	0.493	7.8	0.63
W3-6	10	10	10	30	1.970	0.493	5.5	0.45
	h_1	h_2	h_3	H	N^2H/g		U_{max}	u_*
	(cm)	(cm)	(cm)	(cm)	10^{-2}		(m/s)	(cm/s)
WL-1				30	1.992		5.5	0.45
WL-2				30	3.895		7.8	0.63
WL-3				30	0.993		5.5	0.45
WL-4				30	2.941		4.0	0.37
WL-5				30	1.485		7.8	0.63
WL-6				30	3.895		5.5	0.45
WL-7				30	1.415		4.0	0.37

の電気伝導度計と電磁流速計を使用した。伝導度計は水槽上流端 10cm の位置から 45cm 間隔で 5 本 (D1～D5)、流速計は貯水槽上流端より 140cm の位置に設置し、ステッピングモーターにより、水深 0cm～29cm の区間を垂直に上下させた。伝導度計と流速計は AD ボードを介して、ステッピングモーターはパルスモータードライバー (PPMD-802, ㈱アンペール) を介してノート PC に接続した。このステッピングモーターは 0.1mm 単位で制御可能であるが、計測時間を考慮して 1cm 毎に移動させてその水深における伝導度計と流速計の電圧値を取り込んだ。なお、1 プロファイルの計測には 30 秒程度要している。風の摩擦速度 u_* は Monismith²⁾ が採用した一定の距離を持った断面における全圧力差と摩擦速度の関係により求めた。具体的には伝導度計 D1 と D5 の計測値を用いた。また、摩擦速度は風洞の上端と下端では異なることが知られているが、本研究では一定としている。上層水には界面活性剤 (ドデシル硫酸ナトリウム) を混入しており、大きな風波は制御している。実験条件を表-1 に示すが、頭文字 W2, W3, WL はそれぞれ 2 層, 3 層, 線形成層状態であることを示す。 $h_1 \sim h_3$ は第 1～3 層の水深、 ϵ_{12} 、 ϵ_{23} はそれぞれ 1, 2 層, 2, 3 層間の相対密度差であり、 H は全水深である。また、 U_{max} は簡易風速計で得られた風洞内部における最大風速、 N は浮力振動数である。

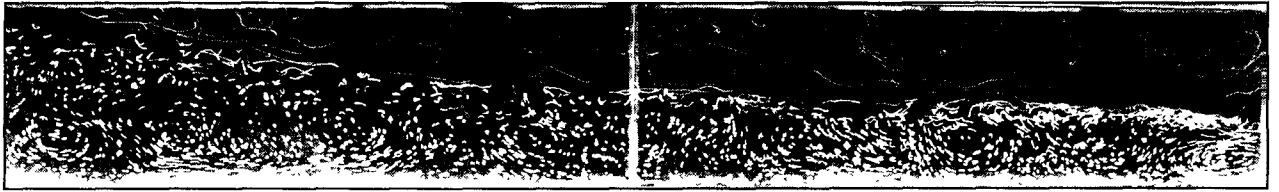


図-3 粒子法による流況の可視化 (WL-6)

4. 実験結果

(1) 風成密度流の流動機構

初期成層が2層である場合、強い風の条件下では初期応答として内部静振が発生した。しかし、Wedderburn 数がいずれも大きいので、密度界面が水面まで達することはなかった。その後、内部静振は減衰するが、全ケースにおいて、Kitら³⁾が述べたように、界面で連行された流体が風上に蓄積され、楔形の遷移層が形成された。楔は風上において非常に発達するので、水路の風上端付近では混合層（上層）の深さはほとんど存在しない。また、混合層の形成機構としては、風下側において鉛直混合が発達し、その後、逆流による分散によって上層の均一化が進行した。下層ではほとんど流れが存在しないが、風下で連行が進行するので、順流方向の微弱な流れが存在した。

3層場における実験では、風の比較的強いケースでは2層場による実験と同様に初期応答として内部静振が発生した。特に密度差が小さいケースにおいては2つの密度界面が別々に動く鉛直2次モードが生じた。この場合、第2密度界面においても混合がみられたが、この内部静振の衰退後は、上部混合層において連行が卓越し、2層場と同様の流動機構を示した。ただし、この3層場でみられるような傾圧的な内部波の挙動は湖沼における水温分布を決定する上で重要である。例えば、図-1の8月観測結果の水深25m付近に存在する水温のステップ構造は内部静振起因のシアによる砕波によって形成されたものと考えられる。

水槽内の流況を検討するために、ポリエチレン粒子をトレーサとして可視化を行った。実験条件はWL-6に等しく、図-3に一例示す。下層内に粒子が蓄積しており、上部に混合層が形成されているのが確認できる。また、密度界面は傾斜しており、循環流が発達している。上層においては大きな流速軌跡からもわかるように流れは非常に乱れている。また、この傾斜した界面を遡上する流れによって下層流体が断続的に連行されている状況であり、下層内に微弱な渦の存在が認められる。2, 3層場の実験では内部波のモードが有限であるのに対し、線形成層場においては無限のモードを有する内部波が発生する可能性があり、下層では複雑な内部波動が生じていると考えられる。また、成層状態が緩やかであるので、密度界面にはK-H波による混合が生じているのが確認できた。

次に、同じくWL-6における水平流速の鉛直分布

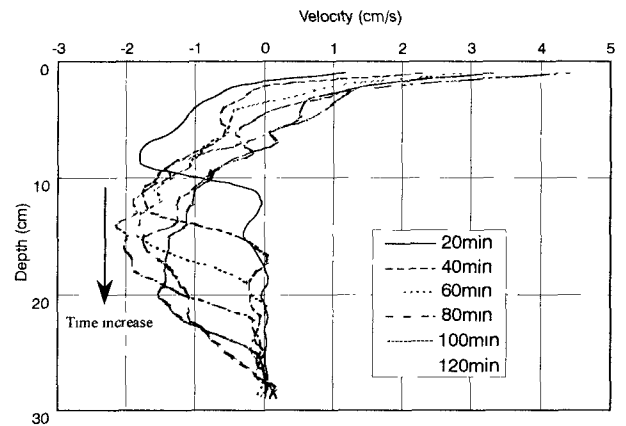


図-4 水平流速分布の時間変化 (WL-6)

を20分間隔で図-4に示す。混合層（上層）内で循環流が発生しており、混合層厚が増大するにつれて流速分布が変化していくのがわかる。また、従来の2層場における実験と同様に下層の流れは微速であるが、20分の計測結果が示すように、内部波動に起因すると思われる複雑な流速変動がみられる。なお、2層場や3層場における流速分布も基本的と同様の変化を示した。

(2) 空間密度分布の時間変化

5本の伝導度計による計測結果から空間的な密度変動を考察する。図-5は2層場における実験RunW2-3の密度コンター図である。初期に水深15cmに存在する明瞭な密度界面の上部に徐々に楔が形成されるのがわかる。また、風応力によって発生する初期の密度界面の傾斜も同時に確認できる。連行が進行するにつれて、密度界面は下降しているが、楔は実験最終段階のよう混合に至るまで維持される。楔は界面の降下に伴ってその層厚を増し、楔内部の密度勾配は徐々に減少していく。

図-6は線形成層場を用いて行ったWL-4の密度コンター図である。線形成層場では、実験開始直後から上層において水平方向密度差が生じ、混合が進行していく。線形成層場であっても楔形混合層が形成されることは重要である。この遷移層の鉛直密度分布を図-7に示す。WL-4のD1, D5測点における鉛直密度分布の10分間隔の時間変化である。実験開始からいずれも下層の密度分布は安定している。また、D5における混合層の密度上昇率が時間によって変化しているのも確認できる。図-7で特徴的なのは、風上部分(D1)において、遷移層内部の密度分布は線形分布を保ちながらその勾配を徐々に変化させていることである。この部分は、湖沼においては

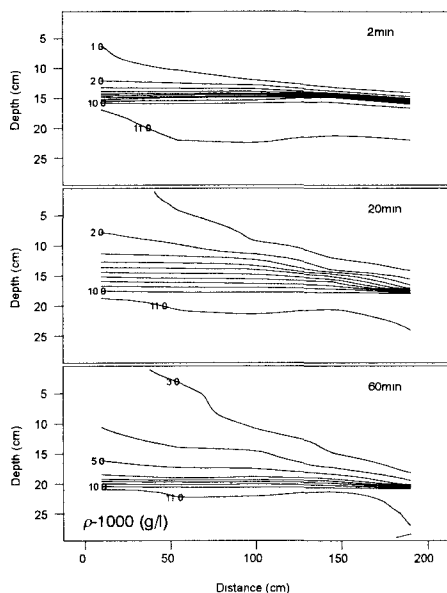


図-5 密度空間分布 (W2-3)

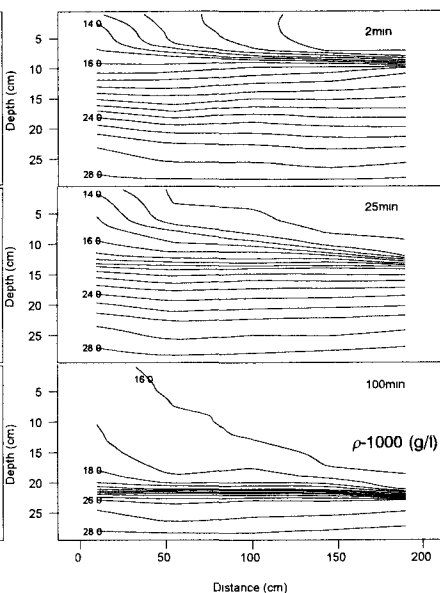


図-6 密度空間分布 (WL-4)

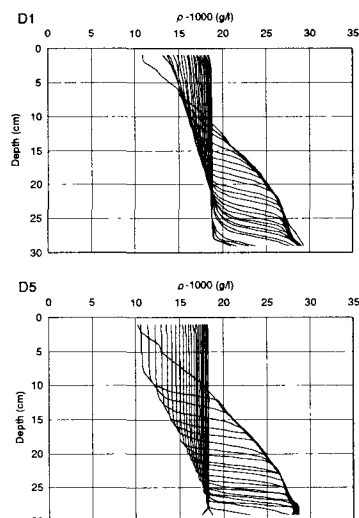


図-7 鉛直密度分布の時間変化 (WL-4, 10分間隔)

湧昇域になるが、下層の湖水が上層に放出される極めて重要な水域であると予想される。

なお、2層場における実験では、従来の実験と同様、図-8に示すように一定の勾配を持って混合層厚が増加し、上部密度も上昇していった。

以上述べた他に、混合層の形成過程で特徴的であるのは、風下側の鉛直混合の発達と循環流による混合層の均一化（密度偏差の分散）である。また、従来指摘されているように、風上側の楔形遷移層は混合水塊の貯留と放出の機能を果たしており、順流のみの風成密度流とは大きく異なる点である。このため、混合層、楔、境界層、および下層においてそれぞれ流動機構が異なっていると考えられる。

(3) ポテンシャルエネルギーの増加率と連行係数

せん断型の実験による連行係数の算定には、代表速度として風の摩擦速度あるいは平均流、さらに、乱れ速度を用いる方法があるが、船上あるいは地上から計測しやすい摩擦速度による表示の方が工学的には有用で扱いやすい。

上述の流況の可視化や密度のコンターあるいは鉛直プロファイルの時間変化をみても、逆流を含む風成密度流における連行現象は1次元的であるとは考えにくい。特に、線形の密度勾配を有する楔形の遷移層は混合流体の輸送形態に大きく影響し、この遷移層の取り扱いによって混合層厚の増加率（連行速度）の見積もりは大きく異なると思われる。ここでは、2次元的に進行している連行現象を少しでも1次元の現象に接近させるため、本実験の水槽をボックスとして扱う。

まず、5本の伝導度計の計測値から水槽全体の単位面積あたりの密度偏差によるポテンシャルエネルギー P を算定した。この P の時間的変化を2層場の実験について示すと図-9のようである。2層場では、 P が全ケースで線形的に増加しており、均一流体になった後 P は一定値をとる。3層場も2層場と

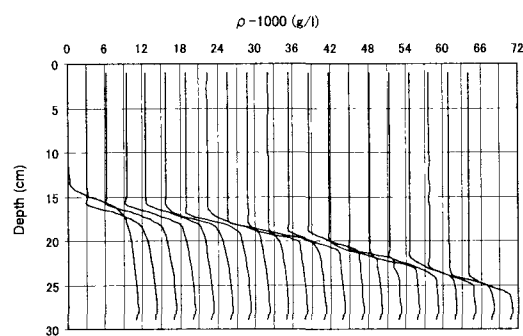


図-8 鉛直密度分布の時間変化 (W2-3, offset: 3g/l)

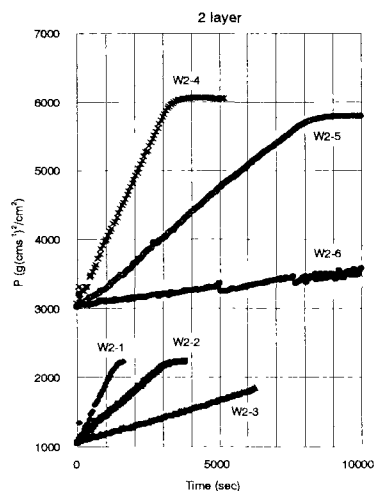


図-9 ポテンシャルエネルギーの時間変化 (2層場)

ほぼ同様に一定率で増加したが、線形場では密度差が一定のまま、混合層厚が増加するため、 P の増加割合は若干変化した。

さて、このポテンシャルエネルギーの増加率を連行速度に変換するために、モデル化された混合機構を示す式を用いた。ポテンシャルエネルギーの時間変化により、3層場の初期は2層場における混合機構と同様であるとし、2層場、3層場では以下の式⁴⁾を用いた。

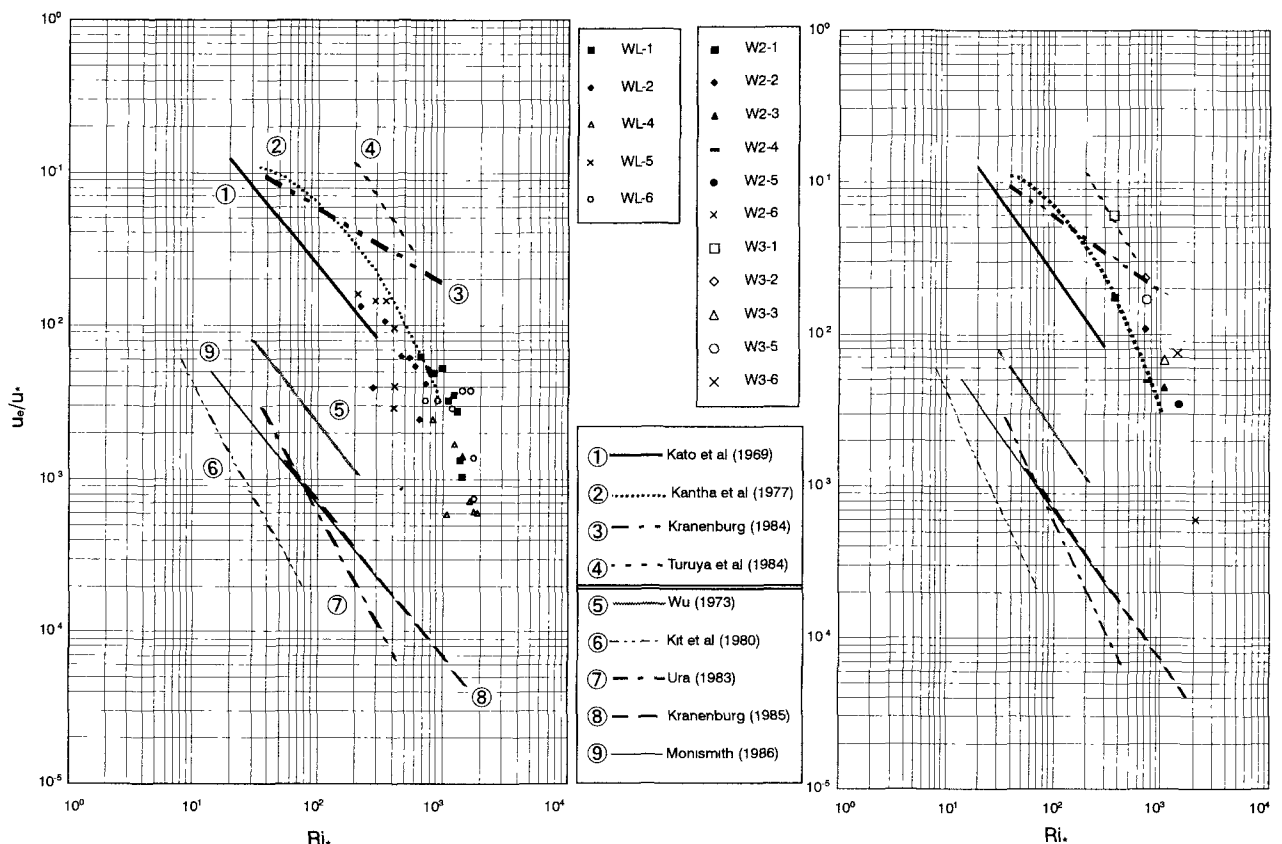


図-10 実験から得られた連行係数 (左図：線形成層, 右図：2層, 3層)

$$u_e = (2dP/dt)/\Delta\rho_0gh_0 \quad (1)$$

ここに、 u_e は連行速度、 P はポテンシャルエネルギー、 $\Delta\rho_0$ は初期の界面における密度差、 h_0 は界面の初期水深を示し、リチャードソン数を次式で表す。

$$Ri_* = \epsilon_{12}gh_0/u_*^2 \quad (2)$$

また、線形成層場の u_e として次の式⁵⁾を用いる。

$$u_e(t) = (2dP/dt)/\{(\partial\rho/\partial z)_0gh(t)^2\} \quad (3)$$

この場合、リチャードソン数は以下のように時間的に変化する。

$$Ri_*(t) = \{g(\partial\rho/\partial z)_0h(t)^2\}/2\rho_0u_*^2 \quad (4)$$

ここに、 $(\partial\rho/\partial z)_0$ は初期の密度勾配、 $h(t)$ は界面の水深である。

さて、このようにして求めた連行係数と Ri_* との関係を図-10 である。なお、従来の研究成果も同図に示している。図中、上方に存在する①～④の直線は順流のみの実験結果であり、下方に存在する⑤～⑨の直線は逆流を含む結果である。また、①のみが線形成層場における実験である。ただし、Kranenburg^{6), 7)} は異なる水路を用いて 2 つの連行則を提案している。図中 Kranenburg (1984)⁶⁾ の関係は全長 30m の長水路を用いた実験であり、順流のみと逆流を含む 2 通りの実験を行っている。後者の実験ではモデル化して逆流の影響を消去した結果であるが、補正する以前の逆流を含む連行係数もこの付近に存在する。また、図中には、勾配が $-3/2 \sim -1/2$ の直線が混在しているが、実用上は同じ Ri_* であっ

ても 100 倍程度も u_e/u_* の値が異なることに注意する必要があると考えられる。

まず、安定な 2 層、3 層場と線形成層場の連行係数を比較した場合、線形成層場が小さくなっており、これは下層に存在する傾圧的な内部波動が原因であると考えられる。また、本実験結果は、線形および 2, 3 層場のいずれの条件も従来の逆流を含む実験結果よりは大きな連行係数となり、順流グループの連行係数に近くなっている。特に、線形成層場の場合は同じ線形場での実験を行った Kato & Phillips⁵⁾ が行った結果のほぼ延長線上にあり、2 層場の実験結果も鶴谷ら⁸⁾ や Kantha ら⁹⁾ の順流のみの実験結果に近い。これは本実験では流れの減勢、あるいは整流装置などを設置しておらず、下流端で速い流れが発生したことが原因であると考えられる。

4. 実験結果の考察

ここでは、上述のように連行係数に差が生じる理由について考察する。外的擾乱が及ぼすポテンシャルエネルギーの増加に関しては、乱れエネルギーの生成・消散と浮力フラックスの正負を考慮した詳細な検討も行われているが、湖沼あるいは水路全体のエネルギー収支を計算した方が直感的でわかりやすい。Stevens ら¹⁰⁾ は外的擾乱エネルギーの流入による水路内の各エネルギー成分の時間変化を以下の式で評価している。

$$E_T(t) = P(t) + K_{bc}(t) + K_c(t) + K_{lke}(t) + E_L \quad (5)$$

ここに、 $E_T(t)$ は時間 t までにおける風応力による流入エネルギーの総量、右辺の $P(t)$ はポテンシャルエネルギーの時間変化、以下、傾圧振動 ($K_{bc}(t)$)、循環流 ($K_c(t)$)、および乱れ ($K_{ke}(t)$) の持つ運動エネルギーの時間変化であり、 E_L は水路全体のエネルギー損失である。従来の連行係数の算定法で、摩擦速度を用いる方法は $P(t)$ と $E_T(t)$ の関係を求めているのに対し、平均流では $K_c(t)$ 、乱れ速度では $K_{ke}(t)$ を考慮していることになる。

風応力による連行現象には 2 つのタイプがあると考えられているが¹¹⁾、本実験の場合は、界面のセットアップが生じていても振動格子を用いた場合のように表層付近の乱れが密度界面に伝達して混合を発生させるより、表層内の循環流による直接の連行の方が卓越することが目視より確認できた。このため、 $K_{ke}(t)$ は各実験によりさほど変化はないと考えられる。また、2 層場では $K_{bc}(t)$ の差違はほとんど関係ない。次に下流端あるいは上流端に流れや風波の減勢装置を設置した場合には E_L は大きく変化する。また、斜面などの整流装置を設ける場合には、上層流が発達し、さらに、セットアップが生じると風上側に層厚の大きな遷移層が生じるが、この層の上部では不安定に起因する混合が生じにくく、結果的に $K_c(t)$ が増大する。このように、 $K_c(t)$ の増加と E_L の差が連行係数に違いを及ぼすと考えられるが、浦¹²⁾が行っているように流速や乱れを詳細に検討しなければ、定量的な評価はできない。

また、上層の循環流に影響する要素として、上層のアスペクト比 A がある。これは Wedderburn 数 W によっても評価でき、Chu ら¹³⁾は、既往の実験結果と数値解析結果を整理し、オーダーは大きく異なるが、 $u_e/u_* \propto W^{-1}$ という結果を示している。ただし、 $W = A \cdot Ri$ であるので、予想される結果であるが、現地においては A は極めて小さく、鉛直混合機構に影響する要素の一つで考えられる。

以上考察してきたように、せん断型の連行則を現地に適用することは、かなり困難であることがわかる。特に、湖沼では、 Ri はかなり大きく、従来の実験では評価できない場合もある。例えば、図-1 の密度分布のうち、9~11 月を 2 層場と考え、一般的な現地の風の摩擦速度 ($0.1 \sim 1 \text{ cm/s}$) を与えた場合 Ri は 1000~10000 以上のオーダーとなる。この付近の連行則は Kantha ら、あるいは本実験でみられたように急激に減少するのが通例であり、単純なベキ乗則で表現することはできない。また、循環流が発達する場合、混合量は風下の方がはるかに大きいと予想される。この湖底斜面付近の混合は湖沼の物質循環を検討する上で重要と考えられている。その混合量の 2 次元的な分布を実験的に検討することは技術的には困難であるが、今後、循環流による混合とその密度偏差の移流分散機構を扱えるモデルの開発も必要であると考えられる。

5. おわりに

現地の成層場を考慮した循環性風成密度流に関する実験を行った結果、以下のことが明らかになった。

- ① 初期成層場が異なることにより、吹送開始初期には下層における内部静振等の傾圧波動の挙動が異なり、下層においても混合が生じるが、吹送時間が長い場合には、鉛直混合が卓越するのは上層のみであり、混合機構は基本的には差違はない。
- ② 線形成層場の場合にも風上側に楔形の遷移層が形成され、混合水の貯留と放出の役割を果たす。また、下層部には微弱な内部波動が存在するために連行係数は二層場よりは小さくなる。
- ③ 風下側と風上側の効果を含めた水槽全体のポテンシャルエネルギーの増加量から連行係数を算定した。その結果、従来の順流のみの値に近くなった。これは本実験が比較的短い水路を用いたためであるが、湖岸付近、特に風下側では不安定に基づく鉛直混合量が多いことによると考えられる。

謝辞：本研究の一部は文部省科学研究費補助金（特別研究員奨励費）の援助を受けたことを付記し、感謝の意を表します。

参考文献

- 1) Lewis, E. L. and Perkin, R. G.: The Practical Salinity Scale 1978: conversion of existing data, *Deep-Sea Res.*, Vol. 28A, pp. 307~328, 1981.
- 2) Monismith, S.: An experimental study of the upwelling response of stratified reservoirs to surface shear stress, *J. Fluid Mech.*, Vol. 171, pp. 407-439, 1986.
- 3) Kit, E., Berent, E. and Vadjia, M.: Vertical mixing induced by wind and a rotating screen in a stratified fluid in a channel, *J. Hyd. Res.*, 18(1), pp. 35-57, 1980.
- 4) Wu, J.: Wind-induced turbulent entrainment across a stable density interface, *J. Fluid Mech.*, 61, pp. 275-287, 1973.
- 5) Kato, H. and Phillips, O. M.: On the penetration of a turbulent layer into stratified fluid, *J. Fluid Mech.*, Vol. 37, part 4, pp. 643-655, 1969.
- 6) Kranenburg, C.: Wind-induced entrainment in a stably stratified fluid, *J. Fluid Mech.*, Vol. 145, pp. 253-273, 1984.
- 7) Kranenburg, C.: Mixed-layer deepening in lakes after wind setup, *J. Hydraulic Engrg.*, ASCE, Vol. 111(9), pp. 1279-1297, 1985.
- 8) 鶴谷広一、中野 晋、戸秀久：吹送流による密度界面の混合と乱れ特性、第31回海岸工学講演会論文集、pp. 655-659, 1984.
- 9) Kantha, L. H., Phillips, O. M. and Azad, R. S.: On turbulent entrainment at a stable density interface, *J. Fluid Mech.*, Vol. 79, pp. 753-768, 1977.
- 10) Stevens, C. and J. Imberger: The initial response of a stratified lake to a surface shear stress, *J. Fluid Mech.*, Vol. 132, pp. 39-66, 1996.
- 11) 石川忠晴・田中昌宏：DIM型の連行現象に関する理論的研究、土木学会論文集、第417号/II-13, pp. 99-108, 1990.
- 12) 浦 勝：風のせん断力による密度界面の変動と連行速度、第30回海岸工学講演会論文集、pp. 561-565, 1983.
- 13) Chu, C. R. and Soong, C. K.: Numerical simulation of wind-induced entrainment in a stably stratified water basin, *J. Hyd. Res.*, 35(1), pp. 21-41, 1997.

(1998.9.30受付)