

# 水面冷却による湖岸水域／沖合水域間の質量交換

Mass exchange between shallow and deep water zones induced by cooling  
at surface

東京理科大学理工学部○大 西 外 明  
東京理科大学大学院 北 島 陽 一  
㈱大東設計コンサルタント 村 上 龍 一

## 1. 緒 言

著者らはかねてから、航空機および人工衛星からのリモートセンシングを応用して琵琶湖の流動状態の検討を行ない、すでにいくつかの成果を報告した。すなわち、1979年10月には約6,000m上空の航空機上から湖面の濁水分布を観察して、北湖の表層分布を明らかにし、その発生機構を風成流論の見地から考察した。<sup>1)</sup> さらに、人工衛星ノアのデータを基にして地衡流近似の考えに立って検討を加え、その結果として、北湖においては風と水温分布が相乗して環流形成に寄与していると推測した。<sup>2)</sup> 以上の研究は夏季ないし秋季の調査結果を基にしたものであるのに対し、前年度の水理講演会では、1981年4月～5月に約4,000m上空の航空機に備えたスキャナーにより撮った湖面の熱映像を提示し、湖全体スケールの流動特性につき考察を加えた。<sup>3)</sup> これらの現地調査の結果、沖島の南側の東岸ぞいには、水温と濁りの面で周囲水と顕著な相違を呈している帯状の水塊（前報では侵入水塊と称した）が分布しており、また、同島北側水域にも高温、低濁度の底層からの流れを思わせる水塊が分布していることが明らかになった（photo.1）。沖島近傍におけるこれらの特徴的水塊の発生要因としては、前報で言及した様な風成流としての環流の質量輸送に起因するものとするのも十分に根拠のある推論と思われる。しかし、この水域では、ほとんど無風に近い時でも、春季に上記の現象が認められることから、あえて風の効果を除去した考察が必要と考えられる。以上の観点から本論文では、水面での熱移行によって、浅水域（湖岸水域）と深水域（沖合水域）の間に誘起される流動現象につき、理論解析と水理模型実験により検討を行う。

## 2. 水面冷却に起因する浅水域／深水域間の密度流発生 の理論的考察

無風であり、かつ陸側からの流入水が無い場合を考え、一般に水域の表面水温は日中時に上昇し、湖水は成層化される。一方、寒気の影響もしくは夜間には水面での熱交換によって、表面水温は低下する。いま、Fig. 1に示す様な水深Hの水域において、初期条件として湖水内に躍層がない場合を想定し、水温を $T+\Delta T$ 、密度を $\rho_0$ とする。いま、単位面積の水面から単位時間に大気中移行する熱量を $\tilde{H}$  (Joul/sec・m<sup>2</sup>)、水の比熱を $C_p$  (Joul/Kg・℃)とすると、水面冷却による水温の時間的変化率は

$$\frac{dT}{dt} = -\frac{\tilde{H}}{C_p \rho_0 H} \dots\dots\dots (1)$$

で表わされる。上式によれば、浅い水域ほど水温低下が

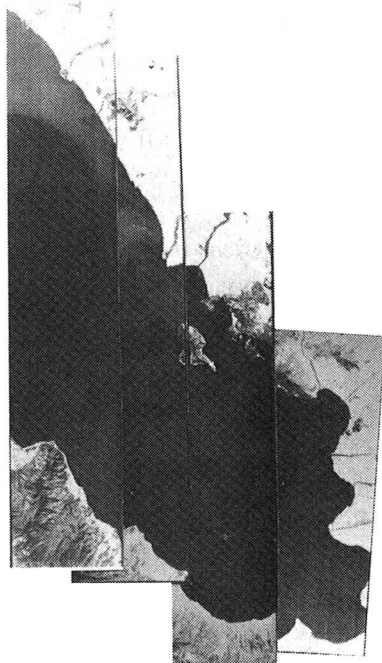


photo.1 琵琶湖の熱映像（1981年5月31日）<sup>3)</sup>

急速に進むことになる。したがって、Fig.2の様に、水域底に段落ちのある水域での水面冷却の場合を想定すると、水深 $H_1$ の深水域の方が水深 $H_2$ の浅水域よりも水温低下がおそくなり、A-A断面は密度不連続面となると予測される。しかし、水域中に水温躍層面がある場合には、式(1)によって、両水域の冷却速度を直接に評価することはできない。その場合、水温躍層面の深さを $h$ 、浅水域と深水域の深さをそれぞれ $H_1$ および $H_2$ とすると、 $h < H_2$ の状態では、両水域の冷却速度は等しくなる。その状態からさらに水面冷却を続けると、つぎの機構により $h$ は次第に増加していく。

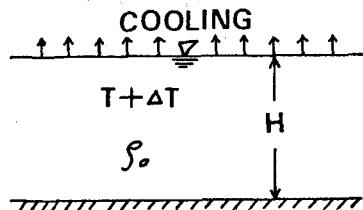


Fig.1 一様水深モデル

いま、水温躍層から上の表層の水温と密度を $T + \Delta T$ および

$\rho_0$ とし、また、下層の水温と密度を $T$ と $\rho_0 + \rho$ とする (Fig.2参照)。

水面が冷却されると、その部分の水の密度が増加して表層内に下降流が生じる。下降流が水温躍層面に達すると上下層が混合されて、( $\rho_0 + \Delta\rho/2$ )の密度を有する中間層が形成され、同時に下降流を補償する上昇流が誘起されて中間層の流体が上方へ押し上げられる。この様にして、表層部は厚さを増しつつ水温を低下させていくが、その際に、下降流が下層へ貫入する速度は $dh/dt$ であるから、水温躍層面を有する水域の水面冷却による

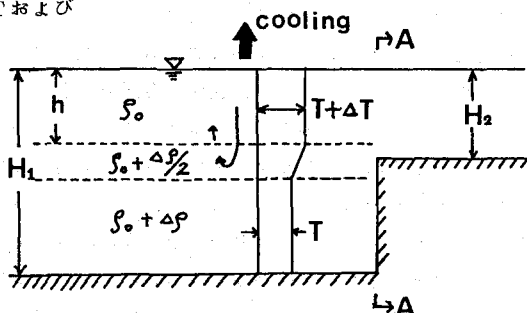


Fig.2 段落ちのある水域モデル

水温低下速度 $dT/dt$ は、式(1)をも考慮に入れると次式により表わされることになる。

$$\frac{dT}{dt} = -\frac{\tilde{H}}{C_p \rho_0 h} - \frac{\Delta T}{h} \frac{dh}{dt} \quad \dots\dots\dots (2)$$

水面で冷却した水粒子が躍層面に達した時の沈降速度を $u_f$ とすると、水の体積膨張係数を $\alpha$ 、重力の加速度を $g$ として、

$$u_f = \left( \frac{\alpha g h \tilde{H}}{C_p \rho_0} \right)^{1/3} \quad \dots\dots\dots (3)$$

で与えられる。<sup>4)</sup>

さらに、 $u_f$ と式(2)中の $dh/dt$ との関係は、エネルギー保存側から次式で表わされる。

$w$ と式(2)中の $dh/dt$ の関係は、一般に次式で与えられる。<sup>5)</sup>

$$(C_T^f u_f^2 + \alpha \Delta T g h) \frac{dh}{dt} = u_f^3 \left( 1 - \frac{2\phi}{u_f^3} \right) = C_k^f \cdot u_f^3 \quad \dots\dots\dots (4)$$

$$\text{ただし、} \quad C_k^f = 1 - 2\phi / u_f^3 \quad \dots\dots\dots (5)$$

上式中 $\phi$ は、冷却された水粒子の位置エネルギーが表層内の乱れを誘起する運動エネルギーに変換される際の損失エネルギーであり、 $C_T^f$ は下層水の連行並に表層内の乱れを加速するために消費される割合を表わす係数である。Fischerによればwellington湖での調査では、 $C_T^f = 0.5$ 、 $C_k^f = 0.13$ と報告されている。

以上にのべた機構により、初め $h < H_2$ の状態にあった水温躍層面が次第に低下して $h \geq H_2$ になると、浅水域は式(1)により、また、深水域は式(2)により冷却して、後者の表層水温が前者よりも重くなり、その結果、A-A断面が密度不連続面となる。その場合、低温・高密度の浅水域の水塊は水底の段落ち部から落下してFig.3に示す様に、浅水域には深水域に向う下層流が誘起され、一方、その補償流れとして深水域から浅水域に向う表層流が生じると考えられる。その結果、浅水域の容積が有限な場合、遂には、浅水域は沖合の水塊により入れかえられることになる。 $h = H_2$ の状態では、式(2)の右辺第2項であらわされる下層冷水の混

合分だけ深水域の方がはやく水温低下をきたし、その結果、深水域の水は塩小楔に似た状態で浅水域下層へ侵入し、浅水域の水塊は表層流としてゆるやかに深水域へ移動する状態がありうる予測される。

次に、水面冷却による水温低下速度を式(1)~(5)により具体的に評価してみる。いま、仮に、前述の wellington湖での  $C_T^f = 0.5$  と  $C_k^f = 0.13$  をそのまま用いることとし、また  $T=20^\circ\text{C}$  ,  $\Delta T=0.5^\circ\text{C}$  ,  $h=20\text{m}$  ,  $\tilde{H}=290\text{W/m}^2$  の場合を想定し、 $\rho_0 = 997\text{kg/m}^3$  ,  $C_p=4179\text{J/kg}^\circ\text{C}$  ,  $\alpha=2.57\times 10^{-4}/^\circ\text{C}$  とすると、式(2)から  $u_f=0.015\text{m/sec}$  をうる。さらに、式(4)から、水面冷却を4時間続けた時の躍層面の低下量  $\Delta h=0.03\text{m}$  をうる。また、はじめに  $h=H_2=20\text{m}$  として水面冷却を4時間継続する

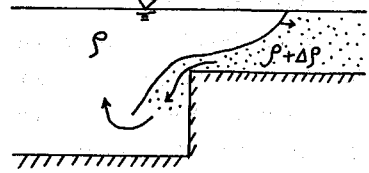


Fig.3 段落ち部での流動

と、式(1)から浅水域の水温低下量は  $\Delta T=-0.05^\circ\text{C}$  となる。一方、深水域の水温変化は式(2)から  $\Delta T=-0.058^\circ\text{C}$  となり、僅かではあるが、深水域の平均温度が低くなる。しかし、その差は僅少なために、深水域から浅水域の遡上流はきわめておそいものとなると考えられる。

### 3. 琵琶湖における現地調査

photo.1 の沖島周辺の流れの発生機構解明のため、1981年5月31日に得られた photo.1 とほぼ同一季節の1982年5月17日に、琵琶湖の南湖寄り水域で水温分布を船上から測定した。測定はFig.4に示す測線1ないし4上の計26点において行なった。

測定項目は、水温の水深方向の分布状態、風向、風速、気温、湿度であり、測定は測点1からAM8時36分に開始し、測点10がAM11時4分、測点17がPM12時57分、測点20がPM2時21分、測点26がPM3時42分で終了した。Fig.4はその現地観測で得られた各測線ぞいの鉛直面での等温線の分布状態を示す。ただし、この図では、各測点での観測時間のズレの調整はしていない。Fig.5から、沖合の深水域の水深約12mの所に顕著な躍層面があることがわかる。特に、北湖を横断する測線2ぞいの水温分布に注目すると、湖底が急傾斜しはじめる断面の沖合では、浅水域水深とほぼ同一深さの所に水温躍層面が分布し、一方、浅水域では躍層面はなく近似的には鉛直方向の水温は一樣と考えてもよい程である。このFig.5(a)の様に、段落ち部の左右水域の水底(もしくは水温躍層面)上部の水温分布が同等な状態で、水面冷却がなされる時の両水域間の水温低下速度は、式(2)の左辺第2項の寄与度に支配されるものの、その寄与度は前節の試算から明らかな様に僅少であり、したがって深・浅水域間には顕著な質量交換は生じえない。見方を変えていえば、Fig.5の水温分布は、浅・深水域間のエネルギーが平衡を保つ様に調整されたのちの安定した状態を示すものとも考えることができよう。しかし、季節によっては、例えば冬期において水温躍層面が消滅した状態で、寒気等により水面冷却がはじまると、水深の浅い水域の方が早く冷えて、両水域間での質量交換現象が生じることになる。

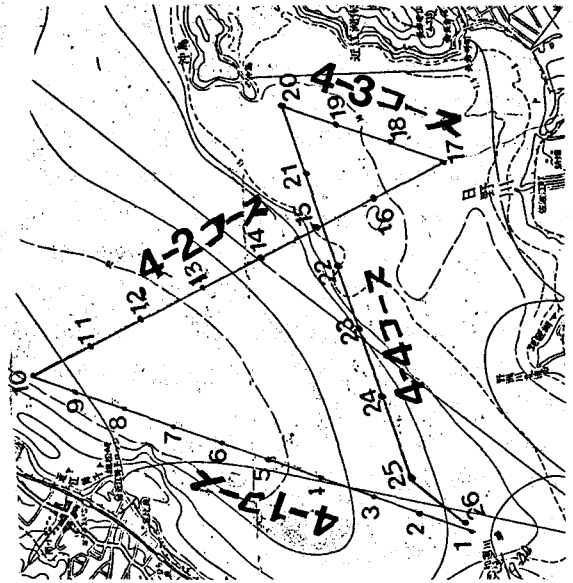


Fig.4 現地調査(1982年5月)の測点

### 4. 水理模型実験

以上の現地調査結果および理論的考察により導いた結果もしくは予測の妥当性を確める目的で水理模型実験を行なった。

### 1) 実験装置および方法

模型水槽は、Fig.6に示す様な水面積が $79\text{cm} \times 58\text{cm}$ 、深水域深さ $30\text{cm}$ 、浅水域深さ $10\text{cm}$ の厚さ $1\text{cm}$ の透明アクリル板製の水槽である。実験用の流体としては温水を用い、また、外気の条件を一定に保つために恒温・恒湿室内で実験を行なった。実験に際しては、水槽内に外気温よりも高温の温水を入れ、サーミスター（精度 $0.1^\circ\text{C}$ ）により水温の経時変化を測定すると同時にウオタブルーまたは水素気泡による可視化法を用いて、水面冷却に伴う流れを観察した。サーミスターとしては精度 $0.1^\circ\text{C}$ のもの49個を用い、それぞれ、Fig.7の位置に設置し、水温データ処理装置（大倉電気株式会社YXP15143C0100A型）により各点での水温も同時に観測した。なお、Fig.7に示すNo.49のサーミスターは、外気温を記録するために、模型水槽の外部に置いた。水温測定の時間間隔は水槽内の温水が静止したのちは1分間隔で10分間行ない、それ以後は30分間隔行うのを標準とした。

流れの可視化のための水素発生装置の白金線は、Fig.7に示す断面4と段落ち部の中間および断面5と断面6の中間のそれぞれに置き、発生した水素気泡の動きをオートドライブカメラによって同時に撮影し、観察した。また、水泡気泡法とは別途に、浅水域と深水域の水塊の移動状態を、浅水域側にウオタブルーを入れることにより観察した。

以上の実験において、水深、初期水温、外気温を、Table1の様に变化させた。

次に、水温躍層面を通しての熱移行が浅・深両水域間に誘起する流れを観察するために、低温水を浅水域底まで入れたのち、外気温と等しい温度の温水を入れた。その際、水温躍層面を乱さない様に注意しながら温水を注入した。また、水槽の上部および3つの側面は厚さ $5\text{cm}$ の発泡スチロール板で保護して、水槽から外部へ移行する熱量を最小限に止める様に注意した。ただし、一方の側面は流れの状態を目視観察するため

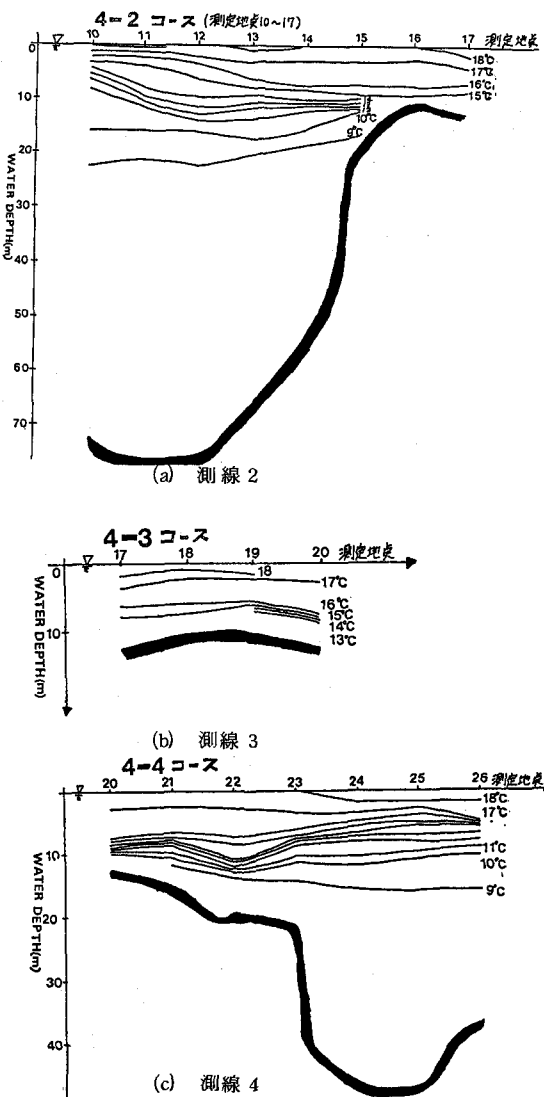


Fig.5 水温分布 (1982.5.17)

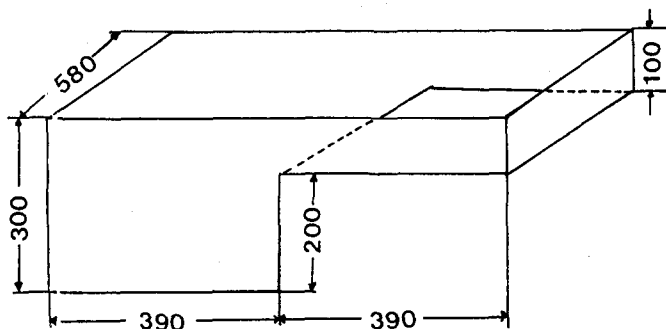


Fig.6 実験水槽

に透明なアクリル板のままとした。Table 1 中の case 1 はこの場合の実験条件を示す。

以上の実験はいずれもコリオリ効果が働かない場合に相当するが、水面冷却により誘起される浅・深水域間の流れに及ぼすコリオリ力の影響を観察するために、Fig.6 に示す実験水槽を直径 2 m の回転盤の上のせて、Table 1 中の case 1 ～ 3 と同様の条件下で回転を加えて、実験を行なった。

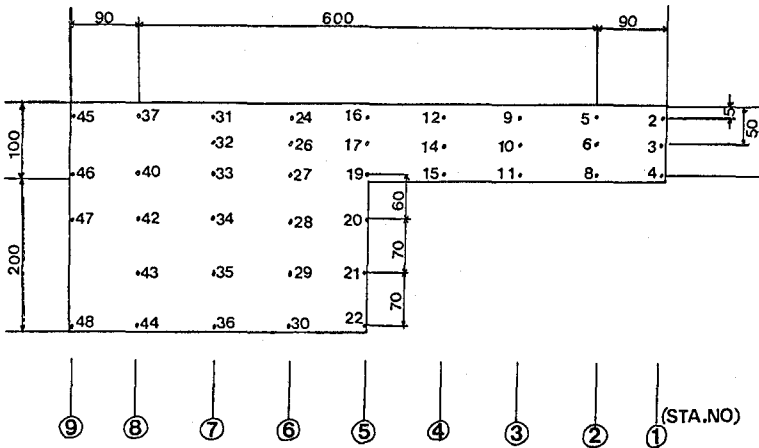


Fig. 7 サーミスター配置位置

Table 1 水面冷却に伴う浅・深水域間の流れに関する実験条件

| 実験番号   | 深水域              |          | 浅水域   |      | 気温<br>(℃) | 備考   |
|--------|------------------|----------|-------|------|-----------|------|
|        | 初期水温℃            | 水深cm     | 初期水温℃ | 水深cm |           |      |
| case 1 | 37               | 29       | 37.1  | 9    | 23.1      | 回転なし |
| case 2 | "                | 27       | "     | 7    | 23.1      |      |
| case 3 | "                | 25       | "     | 5    | 23.1      |      |
| case 4 | 表層 30℃<br>下層 20℃ | 17<br>10 | 30℃   | 7    | 20.0      |      |

2) 実験結果と考察

(a) 水面冷却により誘起される浅・深水域間の流れ

水面冷却により、浅水域と深水域との冷却速度差をみるために、case 1～3の実験によりえられた水温の経時変化測定値から、Fig.7 の sect 1～4における水温変化の状況と sect 5～9のものとの比較を行なった。一例として case 2 の sect 4 (浅水域) と sect 6 (深水域) とを比較結果を Fig.8 に示す。この図では浅水域の水深 24 cm の位置 (上から 2 層目のサーミスター位置) において、時刻 t に無関係に最高水温があり、測定開始から 10 分以後になると深水域断面の同一水深の水温値とほとんど等しくなっている。また、浅水域底から 10 cm の所に設置したサーミスターの位置に相当する水温は、浅水域では常に上層よりも低温となっている。なお、この図中に記した t = 0 は観測開始時刻を意味しており、水槽内に温水を入れ終えたのち数分間経過しており、そのために、その時点ですでに、両水域間表層部で水温差が存在している。つぎに、sect 4 の水温変化を浅水域奥部断面の sect 1 のものと比較したのが Fig.9 である。この図にみられる様に、sect 1 では全水深に亘って水温は一樣に変化し、その水温は sect 4 の底近傍の水温とほぼ等しい値となっている。同様の現象は case 1, 3 の場にも認められる。さらに、photo.2 は、段落ち部の流れの状態を水素気泡によって可視化したものであるが、これにより、浅水域下層には Fig.3 に示した様な深水域に向う流れが存在し、段落ち部で深水域内へ落下し、一方、段落ち近傍の深水域では浅水域へ向って流れていることがわかる。その結果、初めにウォーターブルーで着色された浅水域の水塊は photo.3 の様に段落ち部を流下して深水域へ移り、遂には、浅水域の水は深水域表層部の水により入れ替えられることになる。なお、photo.3 から明らかなように、段落ち部から浅水域側に向う表層流の最大流速は、水面からかなり下方に生じている。このことは、Fig.8 では、水深 24 cm 付近に低温層が分布していることに対応しているものと考えられる。

(b) 躍層面での冷却による両  
水域間の質量交換

水面において大気と水域間で  
の熱交換が平衡状態にあり、か  
つ、躍層面深さが浅水域底と一  
致している場合を想定すると、  
式(8)によれば、躍層面を通して  
の冷水混入の分だけ深水域表層  
の平均温度は浅水域に比べて低  
くなると予測される。Table  
1 の case 4 は、その様な場合  
に対する実験であるが、photo  
4 に実験開始後  $t = 30$  分後の  
状態を示す。この場合、時間と  
共に躍層面は冷却によって除々  
に厚さを増加し、それに伴って  
浅水域底ぞいに小水深の重力流  
となってゆっくりと侵入してい  
くのが観察される。

(c) コリオリ・効果が浅・深  
水域間の流れに及ぼす影響

Fig.6 に示す様な実験水槽  
をターンテーブル（直径 2 m）  
上に置き、水面冷却に伴って発  
生する上記の流れに及ぼすコリ

オリ・効果の影響を調べた。実験条件の設定に  
際しては、一応琵琶湖を念頭に置き、ロスビー  
数  $Ro = A^{1/3} L^{-4/3} f^{-1}$ （ただし、 $A$ ：水面  
での熱フラックス， $L$ ：水平距離， $f$ ：コリオリ  
パラメータ）およびエクマン数  $E_v = \nu / f H^2$   
（ただし、 $\nu$ ：鉛直渦動粘性係数）を定義し、  
模型と現地で一致させることで相似性を保たせ  
ることを試みた。実験に際しては、水槽中に 40  
℃の温水を入れたが、外部に放熱しないよう  
に発泡スチロールで水槽を囲んだ。また、回転始  
動時の流れの乱れ発生を防ぐために、浅・深水  
域間の段落ち部に仕切り板を置き、回転周期  $T$   
 $= 400$  秒で 30 分間 spin up したのちに仕  
切り板および発泡スチロールをはずして、ウオ  
ータブルーを適宜に入れ、上部に置いたモータ  
ードライブカメラにより流れの変化を記録した。photo.5 は放熱開始後  $t = 60$  秒後の流れの状態であり  
浅水域に投入したウオータブルーにより、冷却された浅水域底層水がコリオリ・効果により右に偏向され、

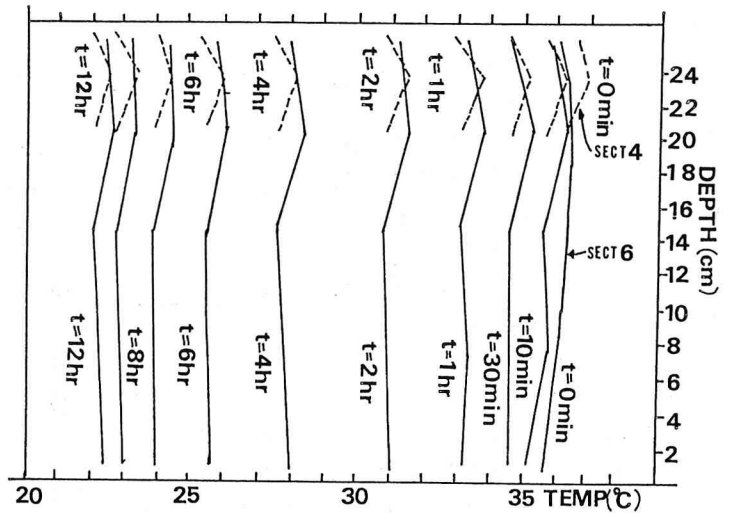


Fig.8 sect 4 と sect 6 との間の水温低下速度の比較  
(case 2)

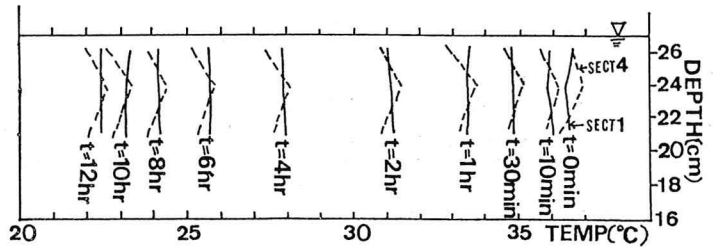


Fig.9 sect 1 と sect 4 の水温低下の比較 (case 2)

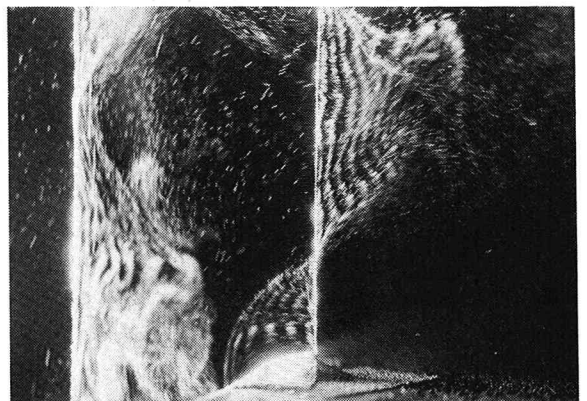


photo.2 水素気泡による段落ち部も横断する流れの可視化

photo.5 は放熱開始後  $t = 60$  秒後の流れの状態であり  
浅水域に投入したウオータブルーにより、冷却された浅水域底層水がコリオリ・効果により右に偏向され、

深水域に侵入していく様子がわかる。その後は深水域では反時計回りの渦が形成される。表層水の流向としては、補償流として岸の方に向うか、浅水域において左岸部（沖に向って）に1個の渦が形成されるのが観察されている。現の現象については、今後さらに検討し、別の機会に報告する。

## 5. 結 語

琵琶湖北湖の南湖寄り東岸水域で観察される水平面のあるいは鉛直面内での浅・深両水域間の流動現象を、水面での熱移行との関連で説明することを試みた。その過程で見出された興味ある現象として、浅・深両水域の水温が一樣な状態で水面冷却をはじめると、浅水域が底ぞいに流動して段落ち部を落下しやがて、その水域は深水域表層水により入れ代る現象である。模型実験でみられるこれらの現象と現地での現象との関連についてはさらに検討を続ける必要がある。

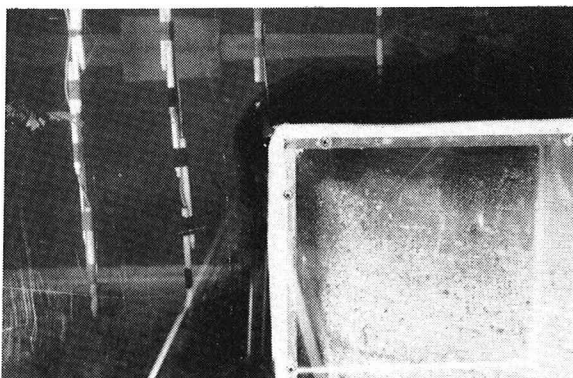


photo.3 段落ち部付近での流れのウォータブルーによる可視化

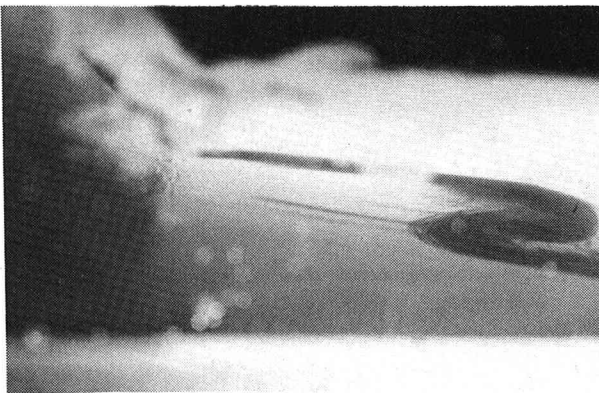


photo.4 躍層のある深水域から浅水域に向う底層流れ

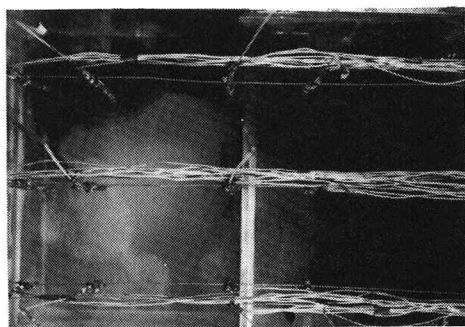


photo.5 段落ち水域での流れに及ぼすコリオリー力の影響

## 参 考 文 献

- 1) 大西, 田中: 琵琶湖北湖の環流の航空機による観察と解析的考察, 第25回水講演文集(1981)
- 2) 大西, 相谷, 北島: 閉塞水域における表層水平環流に関する実験的研究, 28回海講演文集(1981)
- 3) 大西, 他: 琵琶湖北湖の流動形態の熱映像観測と水理学的考察, 第26回水講演文集(1982)
- 4) H・B・Fischer et al: Mixing in Irland and Coastal water (Acad.Pr.)P.172.
- 5) 同上, P.174.