

# 日々の日射によって形成される弱い温度躍層と吹送流の相互干渉

The Diurnal Mixed Layer and Its Influence on the Velocity Field (at Lake Kasumigaura)

東京工業大学工学部 石川忠晴 T. Ishikawa

東京工業大学工学部 田中昌宏 M. Tanaka

東京工業大学大学院 小関昌信 M. Koseki

## 1. はじめに

霞ヶ浦のように浅い湖では季節的な温度成層は発達しない。それゆえ、湖内の流れを解析する場合には温度躍層はないものとして取り扱われることが多い。しかしながら、日々の日射による躍層(日成層)は形成されており、特に水質の悪化が問題となる夏期には、流速場や水質に影響を及ぼしていると考えられる。また、日成層の発達、消滅過程は深い湖における季節成層の変化の素過程でもある。したがって、浅い湖のみならず、一般的に湖内の流動特性を考える場合、日成層の状況を把握することは重要である。

ところで、吹送流による混合現象の研究は、主に実験室の風洞水槽で行われているが、風洞水槽と現地では状況が大部異なっている。例えば、風洞水槽は長さが有限であるため、反流や中間層の存在がすぐに形成され、これらの影響で現象が規定されてしまう恐れがある。また、現地では風洞水槽とはスケールの異なる大きな波が存在し、軌道流速が吹送流速を大きく上回っている。このため、現地と風洞水槽とは現象が大きく異なっている可能性がある<sup>1)</sup>。もちろん、実験室で得られた研究成果は重要であるけれども、上に述べた理由によって、著者らは現地における日成層と吹送流の観測が非常に重要であると考えている。しかし、これまでの現地観測では物理機構を考える上で不可欠な温度、流速、波を同時に測定した例は無く、現地での実態の把握は十分とは言えない。

そこで、本研究では、まず、霞ヶ浦において現地観測を行い、流速・温度・波動場の詳細な測定によって、日単位で生じる弱い温度成層の変化とそれが流速場に及ぼす影響について検討した。つぎに、その結果をもとに簡単な混合モデルを作成し、吹送流による連行現象に関して検討を加えた。

## 2. 現地観測

### 2-1. 観測方法

観測地点は茨城県霞ヶ浦建設省湖心観測所、期間は昭和62年7月28-30日、8月3-5日及び8月24-28日である。測定項目は電磁流速計による流速三成分、容量式波高計による水位変動及びサーミスタ2本による水温測定である。風のデータは観測所に設置されている風向・風速計のデータを用いた。図1に示すようにトラバース用の柱を湖底に固定し、電磁流速計とサーミスタを取り付けたトラバース装置を上下させて各量の鉛直分布を測定した。測定時間は一点30秒、一鉛直15層前後、測定時間間隔は30分(状況により1時間)とした。

観測期間・場所を上記のように設定した理由は、第一に、霞ヶ浦周辺は年間を通して海風の発生頻度が高いため<sup>2)</sup>吹送流の外力である風が比較的規則的であること、第二に、夏期において日成層が頻繁に形成されること、である。

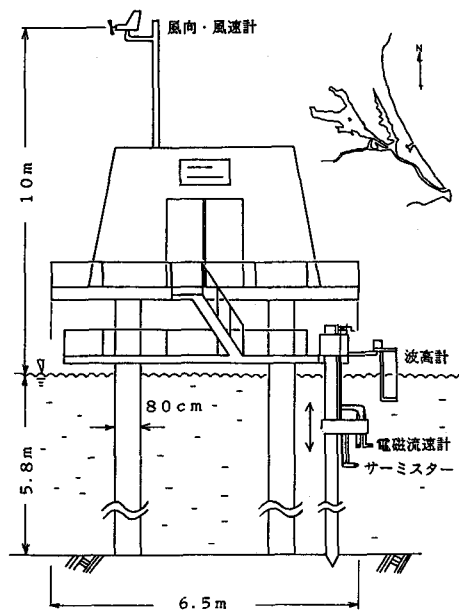


図1 霞ヶ浦湖心観測所の側面図

## 2-2. 日成層の形成・混合過程

図2は8月27日の流速・温度の代表的な分布を示している。この日、前日の深夜から水温は鉛直一様であったが、日射とともに水温が上昇し始め午後2時には図の左端の様な分布となり、下層と水面近くの温度差は3度程度でとなった。この直後東から海風フロントが到来し（風速7~8m/s）、表層付近の流速ベクトルは風からの運動量の供給によって徐々に風向方向に向けられ、それと同時にシャープな躍層が形成されている。それ以後温度界面の位置は時間とともに深くなっていき、5時頃には完全に混合している。ここで、流速分布の特徴をみると、水面から躍層近く迄ほぼ一様で躍層の近傍で流速勾配が大きくなる傾向があり、また、流向の変化点は温度界面の下降とともに移動している。

観測期間11日の内、この様なパターンが6日観測された。さらに明確な躍層がない場合でも0.5度程度の温度差がある場合には、流速分布が温度分布の影響を強く受けることが確認された<sup>1)</sup>。

このように、日々の日射によって形成される温度成層は温度差が最大でも3度程度であり、数m/sの風がある場合には数時間で混合してしまうような弱いものである。しかし、温度差は小さくとも流速場に与える影響は大きく、湖の流動現象を考える上で日成層と吹送流の相互干渉の機構を解明することが非常に重要であると言える。

## 2-3. 連行則の検討

通常、連行則は連行係数Eとリチャードソン数Riによって次のように表される。

$$E = A \cdot Ri^{-n}$$

$$E = Ue/V, Ue = dh/dt, Ri = \varepsilon gh/V^2$$

ここに、 $Ue$ :連行速度、 $h$ :混合層厚さ、 $V$ :速度スケール、 $\varepsilon$ :相対密度差、 $g$ :重力加速度、 $A, n$ :定数、である。

吹送流での連行現象を考える場合、連行則の速度スケールには水面での摩擦速度 $U^*$ を用いることが多い。これは混合現象が上方からの乱れによって支配されるという考えに基づいている。図3に風速が定常な条件下でのデータについて $U^*$ で整理した結果を、浦ら<sup>3)</sup>がまとめた従来の風洞水槽での結果と共に示す。本観測結果は従来の結果と異なり、リチャードソン数に対して連行係数はほぼ一定となっている。そこで、混合モデルの連行則に $U^*$ を用いているBloss & Barleman<sup>6)</sup>のモデルで、本観測結果のシミュレーションを行ってみた。このモデルは、水面で生成された乱れエネルギーが混合層底面に輸送され、その一部がポテンシャルエネルギーに変換されるというものである。図4にその結果の例を示す。(a)は3-4m/s、(b)は7.5-8m/s

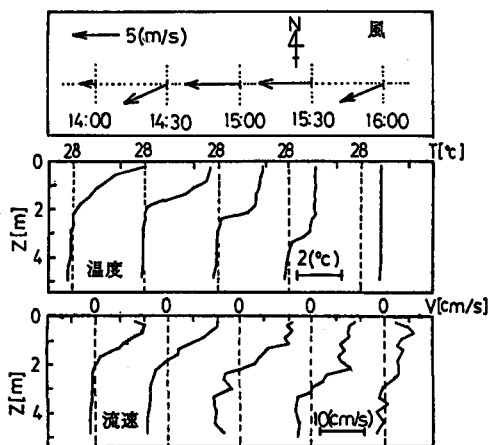


図2 水温・流速分布(昭和62年8月27日)

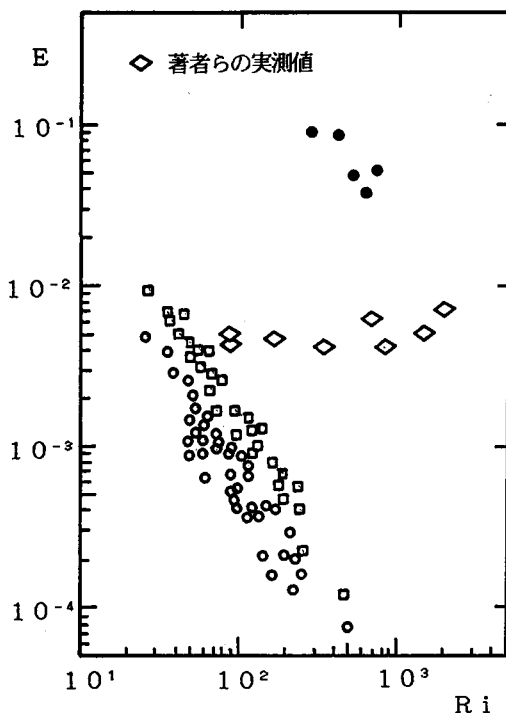


図3  $U^*$ で整理したE-Riの関係

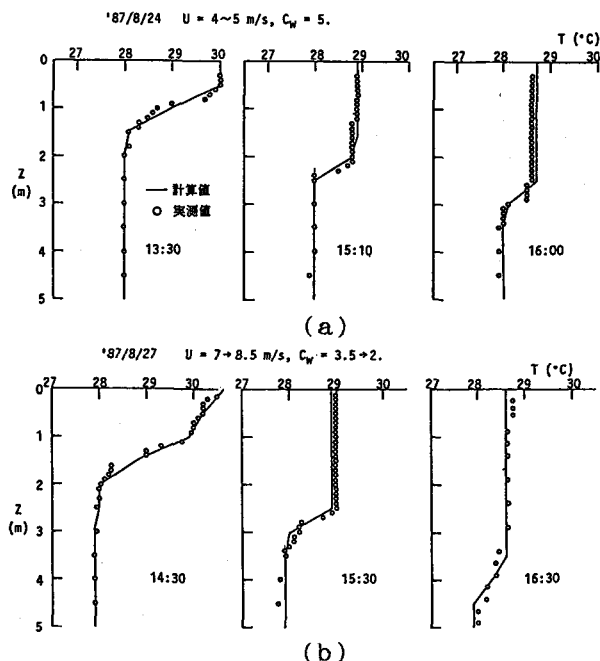


図4 Bloss-Halemanモデルによる計算結果の例

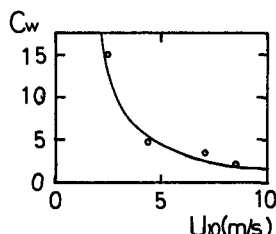


図5  $C_w$ と風速の関係

の場合であり、混合効率に関する係数 $C_w$ を調節することにより混合過程をある程度シミュレートできる。しかし、図5に示す様に最適な $C_w$ の値は風速によって変化させなければならない。このことは図3において通常受け入れられているベキ乗則では、 $Ri$ が大きいところで連行速度を小さ目に評価してしまうことに対応している。以上から、吹送流の連行則を $U^*$ のみで表現する考え方には無理があると考えられる。

一方、塩水くさびに代表される二層流の現象では、連行則に上層と下層の流速差 $U_m$ が用いられる。図6は観測結果を上下層の流速差で整理した結果である。この場合は通常受け入れられているベキ乗則に概ね依っており、指数は約 $-1$ である。同時に示している他のデータはすべて塩水を用いた実験結果であるため、勾配は $-3/2$ となっているがこの違いは $Pe$ 数の違いによるものである<sup>5)</sup>。最近、浦ら<sup>3)</sup>はいろいろなタイプの混合現象について連行速度とリチャードソン数の関係を統一的に整理することを試みている。それによれば、速度スケールに乱れ強度を、長さスケールに乱れの積分スケールをとるのが適当とされている。しかし、これらの量を「予測」する方法は確立されていない。もし乱流特性量が流れのタイプ毎に $U^*$ あるいは $U_m$ といったマクロな量に相関を持っているとすれば現象毎に適切な代表量を選定することが実用的であろう。

物理機構の解明という観点からすれば、やや後退することになるが、吹送流と日成層の干渉のモデル化には図6の関係は実用的である。そこで、以下ではこの関係を用いる。

### 3. 混合モデル

#### 3-1. 基礎方程式

観測結果から日成層と吹送流は強く相互干渉していることがわかった。従って、混合現象をモデル化するためには、混合層の発達にともなう運動量の変化も考慮する必要がある。現実の現象は複雑であるが、ここではまず、

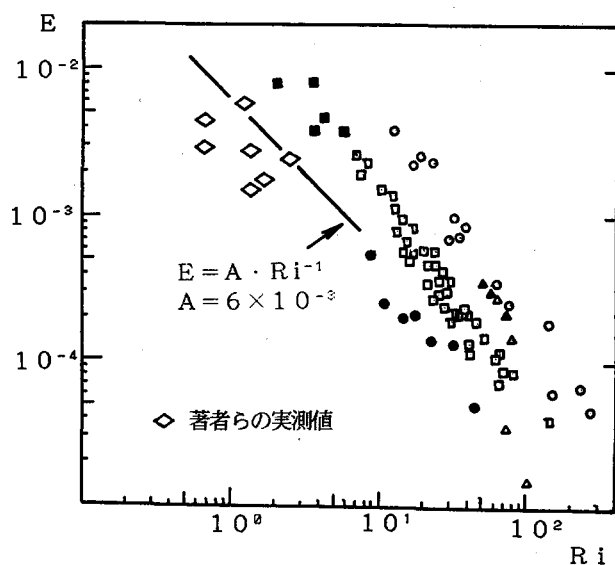


図6  $U_m$ で整理した $E-Ri$ の関係

上記の条件を最低限考慮できる、できるだけ簡単な混合モデルを考え、どの程度実際の現象を表現できるかを調べてみる。

計算の対象は図7に示すように半径3 km、水深5.8 mの円形の湖とする。これは霞ヶ浦湖心域のスケールと大体同じである。水面及び界面の傾き $\beta$ 、 $\gamma$ は十分小さいとし、温度分布、流速分布は湖心の分布計で代表できるものとする。従って、上層、下層それぞれの鉛直に積分した運動量、連続方程式は次のようになる。

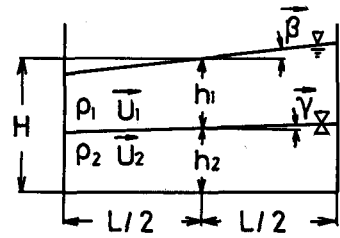


図7 混合モデル

$$\frac{d}{dt} (h_1 \vec{U}_1) = -g \beta h_1 + \frac{\vec{\tau}_s}{\rho_1} + \vec{U}_2 \frac{dh_1}{dt} \quad \text{----- (1)}$$

$$\frac{d}{dt} (h_2 \vec{U}_2) = -g \beta H - \epsilon g \gamma h_2 - \vec{U}_2 \frac{dh_1}{dt} - f \vec{U}_2 |\vec{U}_2| \quad \text{----- (2)}$$

$$\vec{U}_1 h_1 + \vec{U}_2 h_2 = K L^2 \frac{d\beta}{dt} \quad \text{----- (3)}$$

$$\vec{U}_2 h_2 = K L^2 \frac{d\gamma}{dt} \quad \text{----- (4)}$$

ここに、 $h_1$ 、 $h_2$ ：上下層厚さ、 $H$ ：水深、 $\vec{U}_1$ 、 $\vec{U}_2$ ：上下層の平均流速ベクトル、 $\vec{\tau}_s$ ：水面応力、 $\beta$ 、 $\gamma$ ：それぞれ水面、界面勾配、 $\rho_1$ ：上層密度、 $\epsilon$ ：相対密度差、 $g$ ：重力加速度、 $f$ ：底面の摩擦係数（ここでは滑面として与えた。）、 $K$ ：湖の形によって決まる定数（円形の場合、 $1/3$ ）、 $L$ ：湖の直径で、ある。

連行則は2-3.の結果から次式を用いる。

$$\frac{dh_1}{dt} = A \frac{|\vec{U}_1 - \vec{U}_2|^3}{\epsilon g h_1} \quad \text{----- (5)}$$

ここに、 $A$ の値は $6 \times 10^{-3}$ とした。

熱量の保存は初期に与えた熱量が保存されるとすると次式で表される。

$$\epsilon_0 g h_1 = \text{const.} \quad \text{----- (6)}$$

以上の式は一階の連立常微分方程式であるので、初期条件として上層、下層の平均温度、流速値を与え、ルンゲクッタ法で積分する。なお、風速・風向は十分毎に与え、 $\tau_s$ は次式から与えた。

$$\tau_s = \frac{\rho}{2} C_{10} U_{10}^2 \quad \text{---- (7)}$$

$$C_{10} = 0.5 (U_{10})^{1/2} \times 10^{-3}$$

ここに、 $C_{10}$ ：風応力係数、 $U_{10}$ ：10m高さの風速(m/s)である。

### 3-2. 結果及び考察

計算結果の一例を図9に実測値と共に示す。実測値の定義

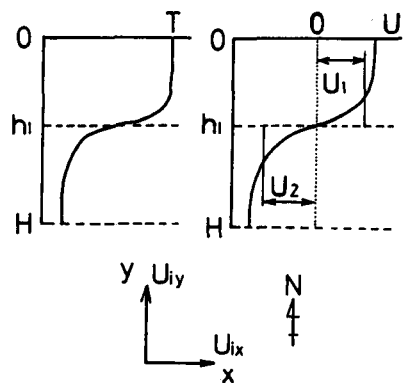


図8 混合層厚、平均流速の定義

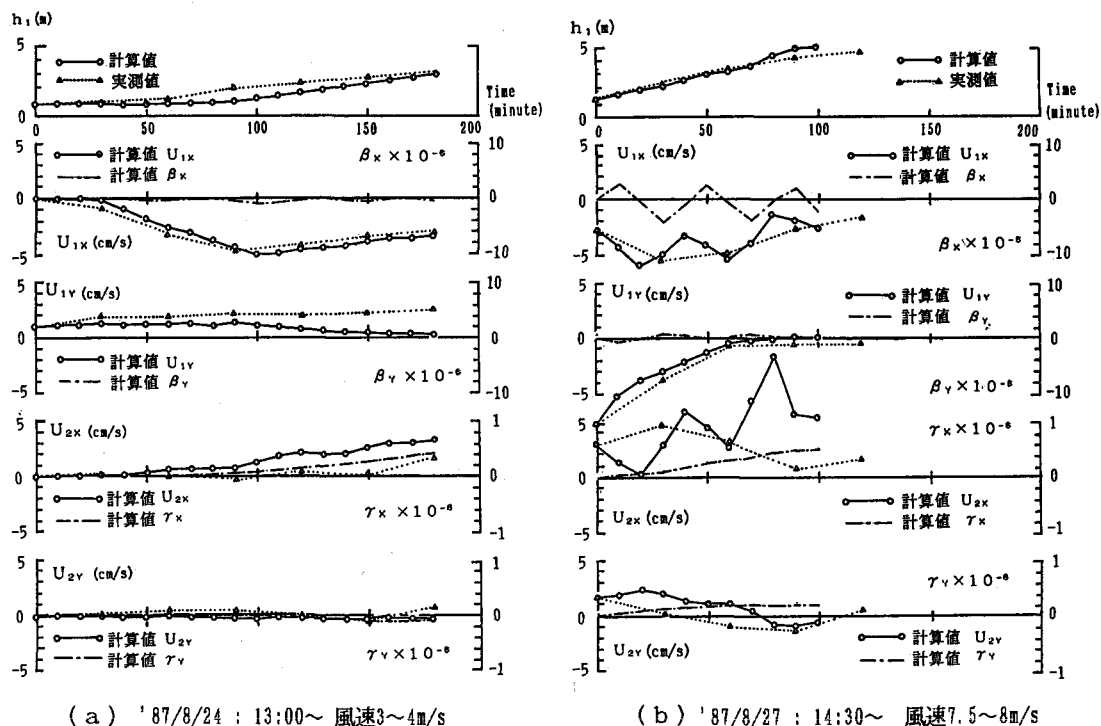


図9 計算結果の例

は図8に示す通りである。(a)は風速が3~4m/sの場合であり、(b)は7.5~8m/sの場合である。湖の形を円形とし、かなりの簡単化を行っているが、風速が変化しても混合層厚さや上層流速の変化はよく表現されている。両者とも下層の流速は計算値が大きめにでているが、この原因は底面のせん断力の見積り、あるいは湖の形状の簡単化などによって界面のセットアップの評価に問題があるためと考えられる。

## 5. おわりに

霞ヶ浦において現地観測を行い、吹送流による混合現象について検討した。その結果次のようなことが明らかとなった。

- (1) 日成層の温度差は最大で3度程度であるが、0.5度程度の温度差でも流速場に大きく影響する。
- (2) 上下層の流速差で表した連行則を用い、運動量の変化も考慮した混合モデルによって日成層の混合過程がよく表現できた。

## 謝 辞

現地観測を実施するにあたり、建設省関東地方建設局霞ヶ浦工事事務所及び出島村教育委員会に種々のご配慮を頂いた。記して謝意を表する。

## 参考文献

- 1) 石川忠晴ら(1988): 湖面に働く風応力の現地観測、第32回水理講演会論文集

- 2) 石川忠晴ら(1986) ; 茨城県霞ヶ浦地域の海風について、日本風工学会誌、第30号、pp. 5-12.
- 3) 浦 勝ら(1987) ; 二成層場の吹送流の乱れ構造と連行係数、第34回海岸工学講演会論文集、pp. 641-645.
- 4) Bloss & Harleman (1979) ; Effect of Wind-Mixing on the Thermocline Formation in Lakes and Reservoirs, Report No. 249, Dept. Civil Engng., M. I. T.
- 5) 道奥康治ら(1987) ; 振動格子擾乱により誘起される鉛直混合過程の数値計算 ; 土木学会第42回年次学術講演会概要集、pp. 12-13.