

## 琵琶湖からの蒸発量の推定について (I)

光田 寧・花房 龍男・文字 信貴  
塚本 修・林 泰一

## TURBULENT TRANSPORT FROM LAKE BIWA

By Yasushi MITSUTA, Tatsuo HANAFUSA, Nobutaka MONJI  
Osamu TSUKAMOTO and Taiichi HAYASHI

## Synopsis

Turbulent transport of momentum, sensible heat and water vapor from Lake Biwa is discussed. The drag coefficient ( $C_D$ ) and the eddy transfer coefficients of sensible heat ( $C_H$ ) and water vapor ( $C_E$ ) over the water near the lake shore are determined. They decrease with increasing wind speed ( $\bar{U}$ ) up to 5 m/sec, but have approximately constant values ( $C_D=2.6 \times 10^{-3}$ ,  $C_H=2.6 \times 10^{-3}$ , and  $C_E=1.8 \times 10^{-3}$  at the height of 5.7 m) for  $\bar{U} > 5$  m/sec. The turbulent fluxes measured near the lake shore are compared with those obtained offshore. Some systematic differences are seen between those values caused by the water surface temperature distributions.

## 1. 結 言

1965年から1975年の間にわたって進められているIHDの事業の一部として琵琶湖水文観測特別事業が進められているが、本研究もその事業の一環として進められつつあるもので琵琶湖からの蒸発による水損失量を決定する事および琵琶湖面における熱収支を解明する事がその終局的目的である。本論文においては湖面からの熱あるいは水蒸気の輸送量を推定するための方策を確立するための基本的な研究の結果が述べられており、蒸発量の推算は現在進行中の湖面上の気候条件の測定が完了した時点でその結果に本論文で述べられているような方法を適用する事によって可能となる。

大気と地表面との間の運動量、エネルギー、水蒸気等との交換は主に接地気層内の乱流輸送によって行われる。この乱流輸送を測定する方法としては渦相関法によって直接に求めるものとさまざまな仮定のもとに間接的に算定する種々の方法がある。海面や湖面上での直接測定を行う際には船やパイに測器を取り付けて行かうか、観測塔を用いる方法が考えられるが、前者の場合にはプラットフォームそのものが動揺するために測定が技術的に困難である。一方後者の場合には観測塔を建て得るのは浅い水中に限られ測定点が岸に近いために水平方向の一様性に問題があるが、プ

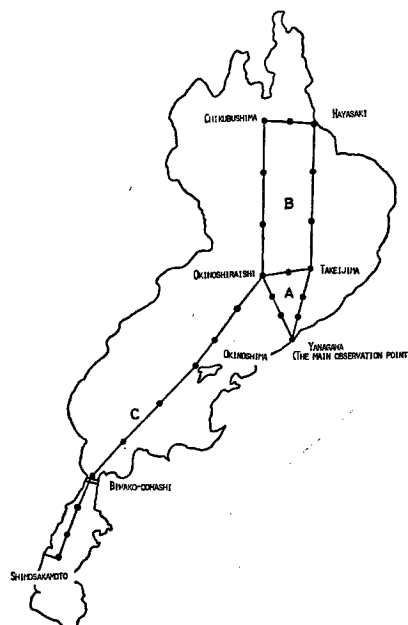


Fig. 1 The observation points and the routes of the boat.

ラットフォームが安定であるため精度の高い結果を期待できる。従って実際には沿岸で直接法によって得た結果によって比較的測定の容易な量(例えば温度差, 湿度差, 平均風速)から輸送量を求める事の出来る間接法に用いるための各種定数を決定しておき, 湖の中央部での輸送量を間接法で推定するという方法が有用である。

従って本研究においても琵琶湖における湖面からの乱流輸送量の推算に当って測定の比較的容易な湖岸において直接法を用いた乱流輸送の精密測定を行い, 同時に間接法との対比を行って間接法の確立を計り, さらに琵琶湖湖面上での気象要素の水平分布についての調査を行って広い湖面全体からの輸送量の推定を可能にするための資料を得るという方法を採用することにした。

本論文ではこのような目的に従って昭和47年11月10日から同月21日にかけて琵琶湖の東岸のほぼ中央にある柳川(Fig. 1参照)で行った乱流輸送の観測と同時期の琵琶湖上での気象要素の分布についての観測の結果について述べる。

## 2. 観測方法

琵琶湖東岸の柳川海水浴場の砂浜からのびている木製の棧橋を足場鋼管で延長してその先端の岸から約40mの所に観測塔を建て(Fig. 2参照)観測を行った。測定用感部としてはその塔の水面上5.7mの高さに設置した3次元の超音波風速計と熱電対乾湿計を用いた。超音波風速計は海上電機製 Model PAT 311型, スパン長20cmのもので, 熱電対乾湿計は銅とコンスタントンの自家製で感部の太さ直径0.12mm, 時定数は風速5m/sec, 気温20°Cで乾球が0.13秒, 湿球が0.20秒(Sano and Mitsuta<sup>1)</sup>1968)である。熱電対の冷点は魔法ビンの水に入れ, その温度はダイオード温度計で別に測定した。風速の3次元成分及び乾湿球温度(5000から10000倍に増幅)の変動の信号は湖岸の小屋に設置したアナログデータ処理装置(HYSAT, Hanafusa<sup>2)</sup>1971)に入れて, 各変動量の平均値, 標準偏差, 積和を計算し, 結果は1分毎にサンプルしてプリンターに打たせ, さらにそれを30分毎に平均して最終の結果を実時間的に求めた。同じ信号を後ほどディジタ

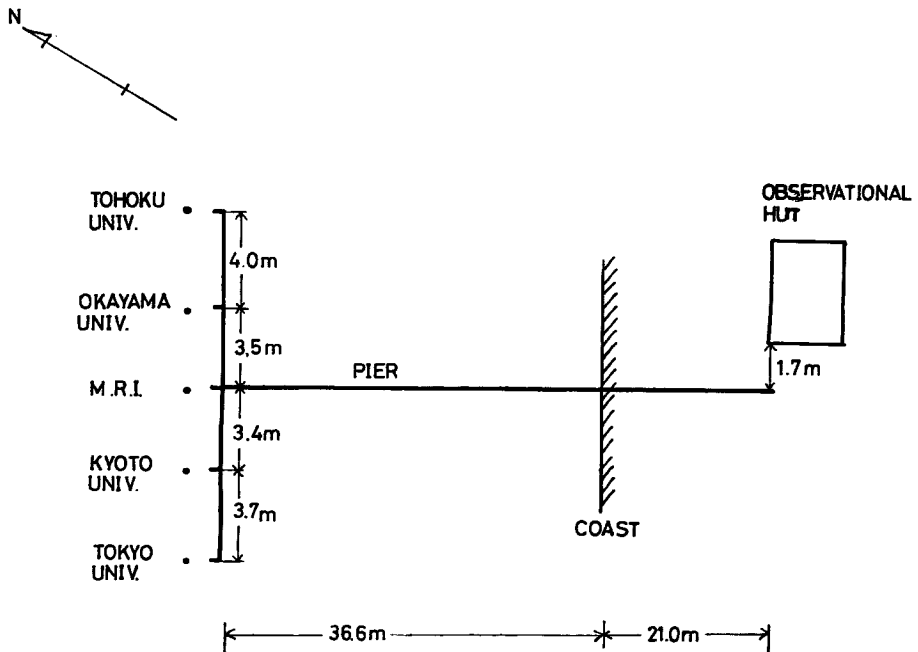


Fig. 2 The observation tower arrangement.

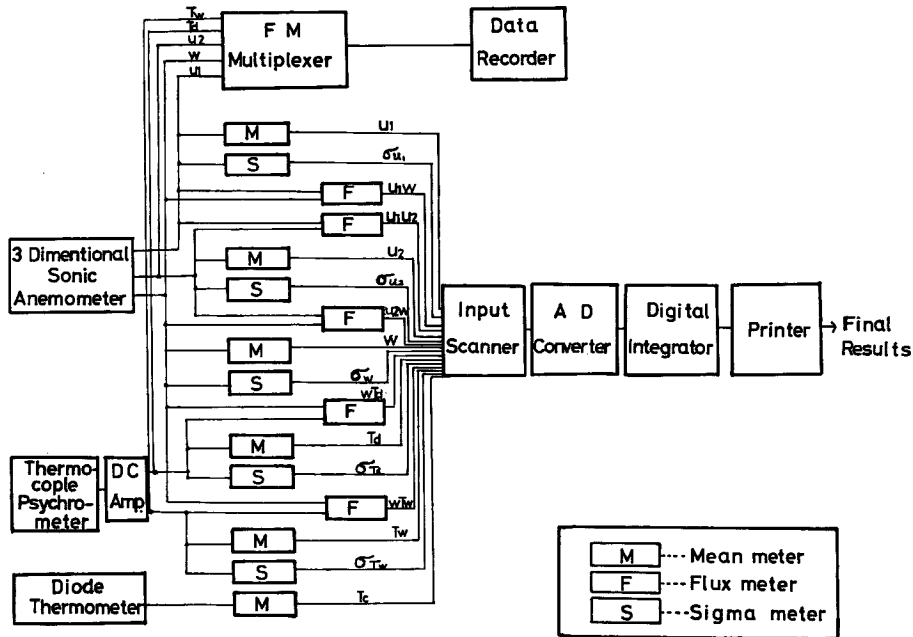


Fig. 3 Block-diagram of the observation system.

ル化してスペクトル計算等の実時間的には行えない計算を行い、またアナログ的な方法との比較を行うためにデータレコーダーで磁気テープに録音した。この観測のブロックダイアグラムを Fig. 3 に示す。

観測期間中の今回解析に用いたデータは 1972 年 11 月 13 日 12 時より 19 日 9 時までの連続観測 (15 日 3 時 30 分～10 時 00 分, 16 時 31 分～16 日 9 時は欠測) の記録である。この間北西季節風が卓越し、東岸の柳川では湖からの風向きを得る事ができた。アナログ処理装置による解析方法は Hanafusa<sup>3)</sup> (1971) 又は光田・他<sup>4)</sup> (1973) に詳述されており、また比湿の変動についてはそれが乾球湿球温度の線形関数で近似できるとして計算した (Hanafusa<sup>5)</sup> 1971)。

### 3. 輸送量の日変化

前節で述べたアナログ処理法を用いて30分毎に算出した測定結果から風向その他の条件の良かった16日9時から19日6時までの平均風速、乾湿球温度、表面水温、および顕熱、水蒸気と運動量の輸送量の時間変化の様子を Fig. 4 に示す。この期間の天候は曇り勝ちであった。17日は顕熱輸送量 ( $H$ ) はほぼ1日中小さな値で下向きであったが18日には正となった。そしてその値は顕熱と運動量輸送量 ( $\tau$ ) とも未明より増大しはじめ日中に最大値に達してまた夜になって小さくなっていく傾向を示している。一方蒸発量は30分間の平均値でも変動が激しく、前の30分間と後の30分で値が4～5倍も変化する事も見られる。気温は曇天のため目立った日変化は認められなかったが、観測期間中の最高温度は 20.6°C、最低気温が 3.5°C と 17.1°C との大きな変動があった。これに対して表面水温の変化は気温ほど激しくはない事が図からも明らかである。光田・他<sup>6)</sup> (1972) は陸地面上での晴天時の典型的な顕熱と運動量の輸送の日変化 (すなわち夜間は  $H$  は負で昼間は正、その最大値は  $\tau$  の最大値の少し前に現れる。) の形を得ているが、今回の湖面上の観測ではそのように顕著な輸送量の日変化の形は認められず、むしろシノプティックな気象条件の変動に伴う変化がはっきりとしている。このことは水面上における輸送量の1つの特色であると言えようが、天気が曇りであったため定量的な差を議論する事は無理である。なお顕熱輸送が上向きの時のボーエン比は0.44であった。

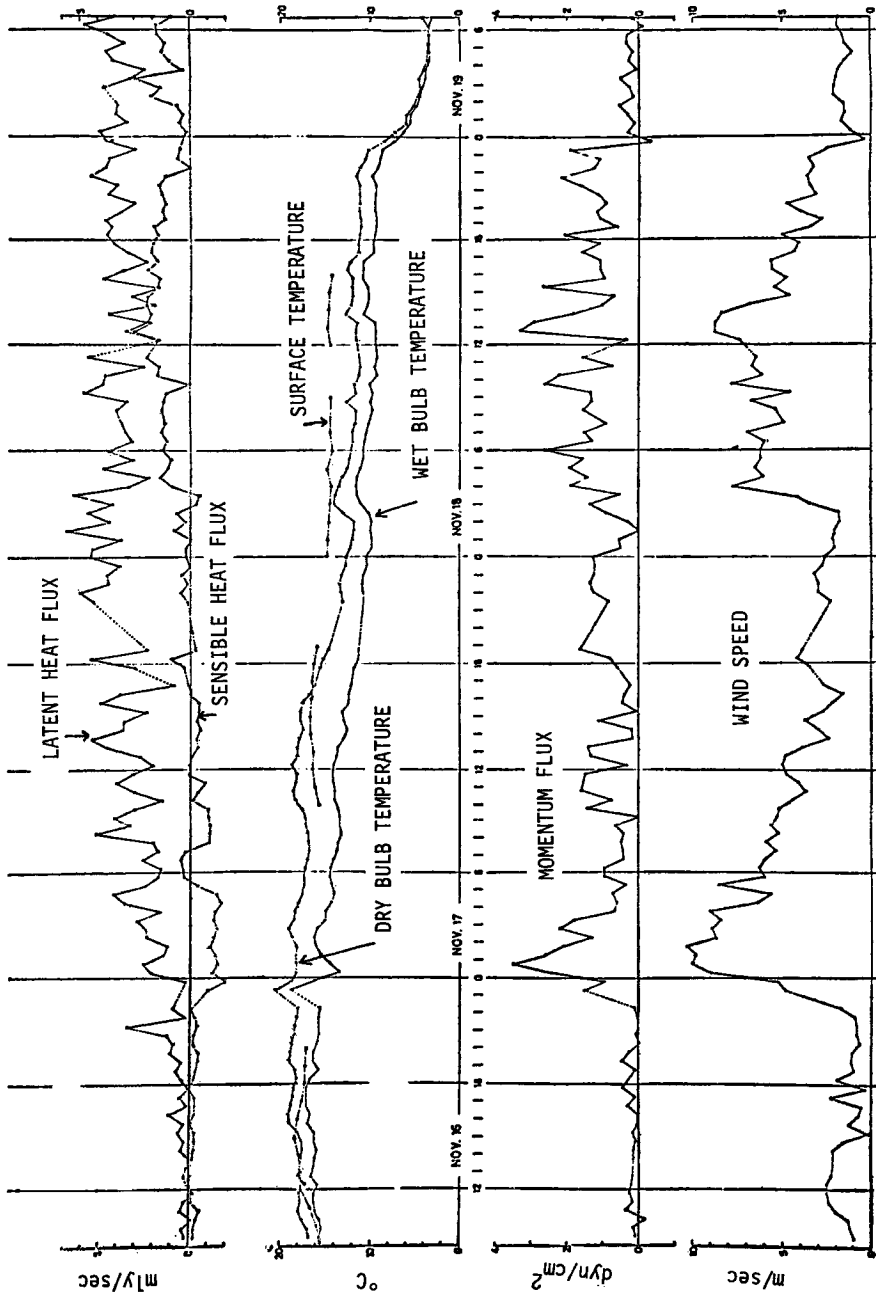


Fig. 4 Continuous record of Nov. 16, 17, 18 and 19.

### 4. 輸 送 係 数

乱流輸送量の精度の高い測定は渦相関法による直接測定であるが、高度の測定技術を要し、解析方法も複雑であるためにその適用が限られている。特に広域にわたって観測網をしく場合などは簡単な間接測定法の開発が望まれる。現在のところ最も単純な方法は大気中の一点での風速、乾球湿球温度と水面温度のみの測定値から運動量、顕熱および水蒸気あるいは潜熱の乱流輸送を決定しようとするバルク法である。運動量、顕熱、潜熱の鉛直方向の乱流輸送量はそれぞれ次の様に表わす事ができる。

$$\tau = -\rho \overline{u'w'} = \rho C_D \cdot \bar{U}^2 \dots\dots\dots (1)$$

$$H = \rho \cdot c_p \overline{w'\theta'} = \rho c_p \cdot C_H \cdot \Delta\bar{\theta} \cdot \bar{U} \dots\dots\dots (2)$$

$$E = \rho \cdot L \cdot \overline{w'q'} = \rho \cdot L \cdot C_E \cdot \Delta\bar{q} \cdot \bar{U} \dots\dots\dots (3)$$

ここに  $C_D$  は抵抗係数、 $C_H$  及び  $C_E$  はそれぞれ顕熱、潜熱の輸送係数、 $\Delta\bar{\theta} = \bar{\theta}_s - \bar{\theta}_a$ 、 $\Delta\bar{q} = \bar{q}_s - \bar{q}_a$  である。サフィックス s は水面での値を a は大気中での値を表わす。

#### a) 抵抗係数

(1)式を用いて今回の観測結果から抵抗係数  $C_D$  を計算し、それを風速に対してプロットしたのが Fig. 5 である。この図に於ては 1 m/sec さまみ毎に  $C_D$  の値を平均し標準偏差と共に示してある。ただし 0~1 m/sec の間には変化が激しいため 0.5 m/sec 毎に計算した。風速が 3 m/sec 以下になると標準偏差が非常に大きくなり 1 m/sec 以下ではこの図の範囲を大きく出るので示していないが、0~0.5 m/sec で  $4.88 \pm 0.042$ 、0.5~1.0 m/sec で  $0.024 \pm 0.029$  であった。図から明らかな様に  $C_D$  は風速が 5 m/sec 以下の所では風速の増加とともに急激に減少し、5 m/sec 以上ではほぼ一定の値を取っている事がわかる。風速が小さい領域で  $C_D$

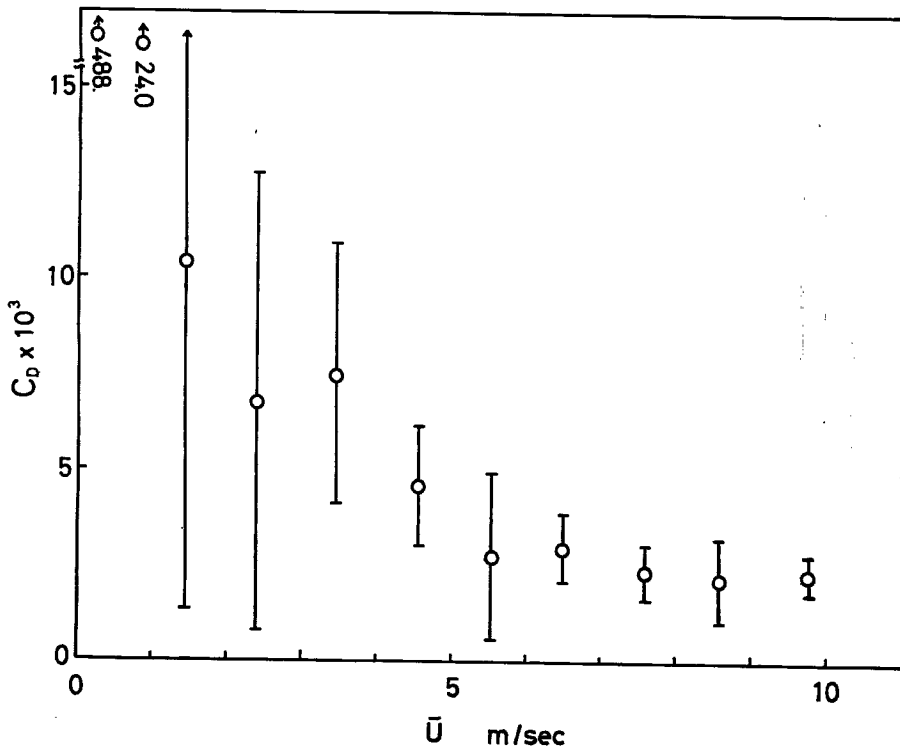


Fig. 5 Drag coefficient versus mean wind speed.

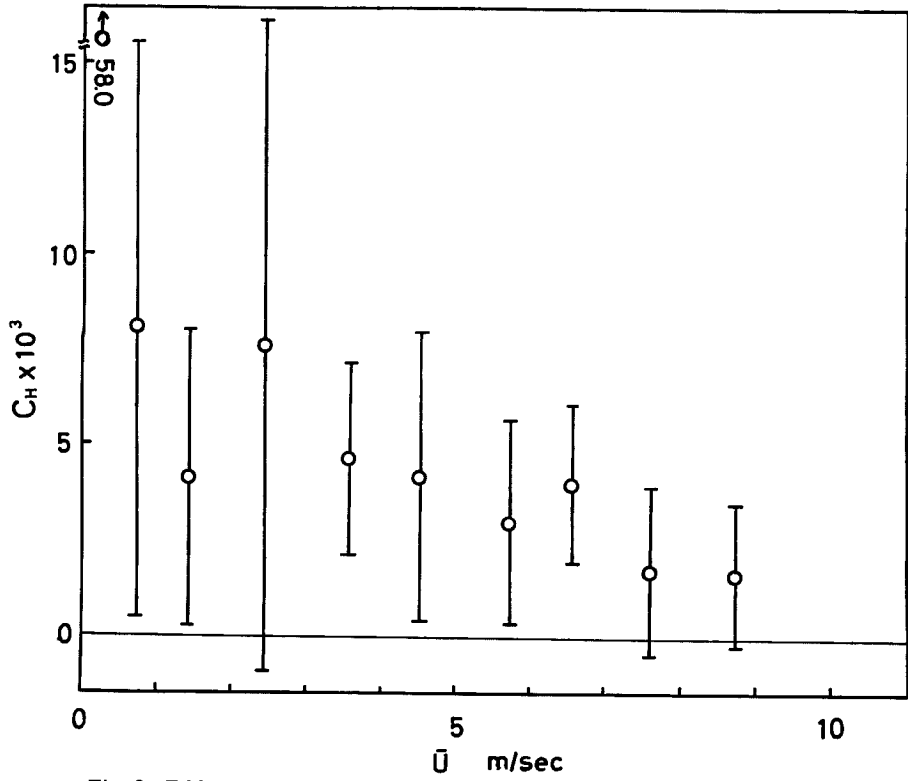


Fig. 6 Eddy transfer coefficient of sensible heat flux versus mean wind speed.

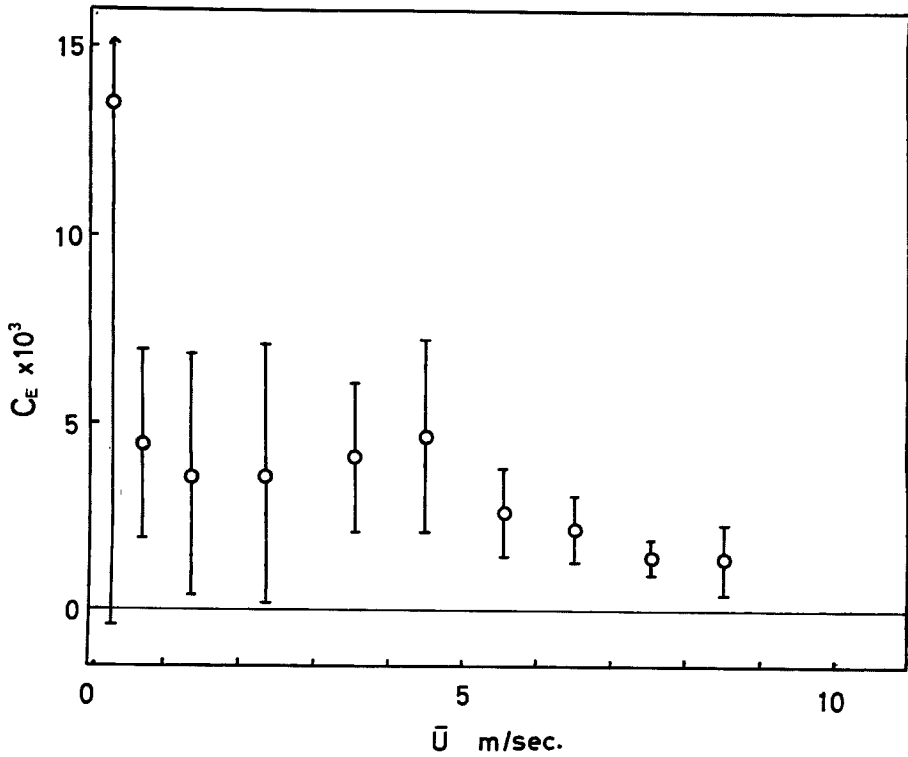


Fig. 7 Eddy transfer coefficient of latent heat flux versus mean wind speed.

が風速とともに減少する事は以前にも観測例が報告されている。(Hanafusa<sup>7)</sup> 1971, Fujitani et al.<sup>8)</sup> 1970, Hicks<sup>9)</sup> 1972.)

空気力学的にスムーズな面上を吹く風のプロフィールは

$$\frac{\bar{U}}{u_*} = \frac{1}{k} \ln \frac{z u_*}{\nu} + \text{constant} \dots\dots\dots (4)$$

で表わされるが、これを書きかえれば

$$C_D^{-\frac{1}{2}} = \frac{1}{k} \ln \left( \frac{z \bar{U}}{\nu} \cdot C_D^{\frac{1}{2}} \right) + \text{constant} \dots\dots\dots (5)$$

と書き得る。この式から  $C_D$  は風速とともに減少する事がわかる。風速が小さい所では水の表面は十分にスムーズになり得る事が考えられるが、これだけでは急激な変化を説明する事はできない。 $C_D$  は平面上の層流では  $\bar{U}^{-\frac{1}{2}}$  に比例して減少する。安定成層中で風が極端に弱くレイノルズ数が小さい時には層流になる事も可能であろうが、風速が毎秒数メートルも吹いている時には層流をなしているとは考えられない。一方  $C_D$  は安定度によって変化すると考えられる。風速のプロフィールは一般に

$$\frac{\bar{U}}{u_*} = \frac{1}{k} \ln \frac{z}{z_0} + \psi \left( \frac{z}{L} \right) \dots\dots\dots (6)$$

で表わし得ると考えられる。(6)式は  $C_D$  が与えられた  $z, z_0$  に対しては安定度によって一意的に決まる事を示している。 $\psi$  は安定度の増加とともに増加するので  $C_D$  は安定度とともに減少する。その傾向は光田・他<sup>4)</sup> (1973) による観測からも明らかなおり陸地上における比較的高い場所では良く現れている。安定度を表わすパラメータ  $z/L$  は

$$\frac{z}{L} = \frac{-g \cdot \overline{w' \theta'} \cdot kz}{T \cdot u_*^3} = \frac{-g \cdot \overline{w' \theta'} \cdot kz}{T \cdot C_D^{\frac{3}{2}} \cdot \bar{U}^3} \dots\dots\dots (7)$$

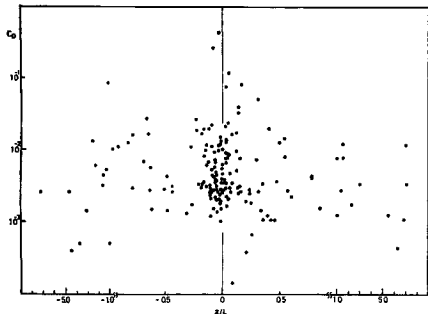


Fig. 8 Drag coefficient versus stability  $z/L$ .

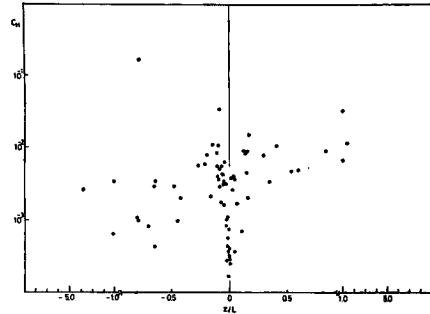


Fig. 9 Eddy transfer coefficient of sensible heat flux versus stability  $z/L$ .

と書けるが、(6)式と合わせて考えると  $C_D$  は風速の一意的な関数として書き表わす事はできず、 $\overline{w' \theta'} > 0$  の時は風速の減少とともに急増し、 $\overline{w' \theta'} < 0$  の時は  $-\overline{w' \theta'}$  が大きくなるほど風速の減少とともに減少すると考えられる。ここでは  $z_0$  が定数であると仮定したが、特に海上では  $z_0$  が風速や安定度によって変化すると考えられ、さらに関係を複雑にしている。Figs. 8, 9 及び 10 はそれぞれ  $C_D, C_H, C_E$  の安定度に対する変化を示したものであるが、顕著な傾向は認められなかった。

風速の大きいところでは現在まで  $C_D$  が風速とともに増加する事も報告されている(例えば Roll<sup>10)</sup> 1965)この実験

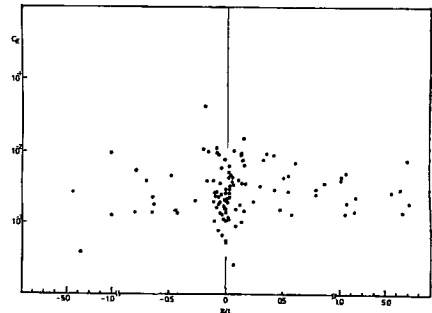


Fig. 10 Eddy transfer coefficient of latent heat flux versus stability  $z/L$ .

では顕著な変化は見られなかった。なお風速が 5 m/sec 以上の時の  $C_D$  の値は 5.7 m の高さで  $2.60 \times 10^{-3}$  であった。これを高さ 10 m での風速に換算すると  $2.27 \times 10^{-3}$  となる。この値は今まで海上で他の研究者によって得られたものに比較して幾分大きい。海洋ではなく内水であるところから周囲の陸地の影響が入って来る可能性もあり、しかも湖岸近くで観測を行っているため水面から吹く風について観測を行っても風下側の陸地の影響を受けることも考えられる。

**b) 顕熱及び潜熱の輸送係数**

(2)及び(3)式によって定義される顕熱及び潜熱の輸送係数 ( $C_H$  及び  $C_E$ ) を、渦相関法によって求めた輸送量と水面と大気との温度差および輸送量を測定したのと同じ高さの風速を用いて算出した。この際水面温度は気象研究所の観測結果を利用させていただいた。その結果を風速に対して目盛ったものが Fig. 6 及び 7 である。 $C_E$  に比較して  $C_H$  のばらつきの大きいのは潜熱に比べて顕熱の輸送量が数倍小さいために不確定な値が出て来るためであろう。

温度のプロファイルがスムーズな表面上で風速と相似な形で表わす事が出来るとすれば次の様に書く事ができる。

$$\frac{\Delta \bar{\theta}}{-\theta_*} = \frac{1}{k} \ln \frac{z u_*}{\nu'} + \text{constant} \dots\dots\dots (8)$$

ここに  $\theta_* = -w' \theta' / u_*$  である。従ってもし  $\nu' = \nu$  であり、constant が風速のプロファイルの時と同じであれば(4), (2), (8)より  $C_H = C_D$  である。もしもそれらの定数が異るとしても  $C_D$  と同様にスムーズな表面上の輸送係数  $C_H$  は風速が減少するにもなって増加する事がわかる。これは  $C_E$  についても同様に考える事ができるであろう。Fig. 6 と 7 に見られる低風速域での  $C_H, C_E$  の急激な変化は  $C_D$  の場合と同様このスムーズ表面の説明ではその勾配を説明するのに十分ではなく、さらに安定度の影響も考慮に入れる必要があるが、ここでは Fig. 9 及び 10 に示す様に安定度の輸送係数に与える影響は明確ではない。

輸送係数と抵抗係数の比は次の様に渦動拡散係数 ( $K_H$  又は  $K_E$ ) と渦動粘性係数 ( $K_M$ ) の比と近似的に等しいと考える事も出来る。すなわち

$$\frac{K_H}{K_M} = \frac{\frac{H}{c_p \rho_* \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial z}}}{\frac{\tau}{\rho \frac{\partial \bar{u}}{\partial z}}} \approx \frac{H}{c_p \tau} \cdot \frac{\Delta \bar{U}}{\Delta \bar{\theta}} = \frac{C_H}{C_D}$$

同様に

$$\frac{K_E}{K_M} \approx \frac{C_E}{C_M}$$

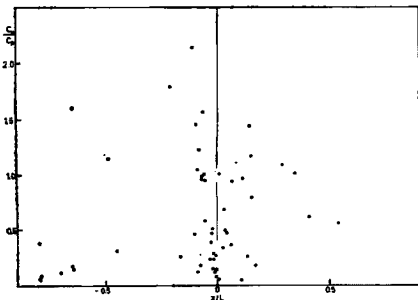


Fig. 11 The ratio of the eddy transfer coefficient of sensible heat flux to the drag coefficient versus stability.

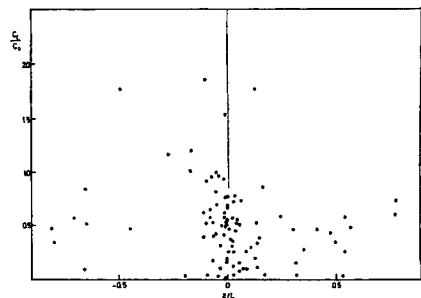


Fig. 12 The ratio of the eddy transfer coefficient of latent heat flux to the drag coefficient versus stability.



$K_H/K_M$  の値の安定度変化には今までいくつかの研究例があり、Businger et al.<sup>(11)</sup> (1971) によれば中立条件下で1.35で不安定になるにつれて増加し、安定側ではほとんど変化がない。Dyer<sup>(12)</sup> (1967) の結果に基づけば温度と湿度のプロファイルは相似であり、 $K_E/K_M$  と  $K_H/K_M$  の値はほぼ等しく中立条件下ではその値はほぼ1となり、不安定側で増加する。Fig. 11 と 12 はそれぞれ今回得られた観測結果より求めた  $C_H/C_D$  及び  $C_E/C_D$  の安定度に対するプロットであるがばらつきが大ききはっきりした傾向は認められなかった。5m/sec 以上の風速に関しては  $C_H/C_D=1.0$  及び  $C_E/C_D=0.7$  となっている。 $C_H/C_D$  の値は Businger 等の値よりも小さく Dyer の結果と同様1となるが  $C_E/C_D$  は Dyer の結果とは異ってさらに小さい値を示している。これらの点についてはさらに観測結果の集積を待って議論を進めたい。

## 5. 湖岸近くと沖合の条件との比較観測

湖岸近くで測定を行う場合、境界面の粗度が湖岸線に変化し、さらに水面温度分布にも陸の影響が考えられるため状態は必ずしも水平方向に一様ではない。さらに一点の観測ではその測定結果がどの程度の範囲の領域を代表しているかという事ははっきりせず、例えば湖全体からの蒸発量を算定する場合などにはその代表性を確認しておかねばならない。このような点を調べるために湖岸近くで観測を行っている間に沖合の状態を京都大学防災研究所の小型モーターボート上で風速、乾湿球温度、及び水面温度の測定を行った。ボートの経路及び測定点は Fig. 1 に示す通りで、柳川→多景島→沖の白石→柳川のコース (コース A) を4回、柳川→沖の白石→竹生島→早崎→多景島→柳川 (コース B) と柳川→沖の白石→沖の島→下阪本 (コース C) をそれぞれ1回ずつまわった。コース A には1回約1時間を、B と C にはそれぞれ2時間及び1時間半を要した。観測は各地点に数分間停止して行い、風速はギル形風速計の胴体に小型風杯を取り付けた手持の風速計を頭上 (水面から 2.1 m) にかけて直流電圧計で読み取り、乾球湿球温度はアスマン通風乾湿計を棒の先に取り付けて風速と同高度で、水面温度は同種の棒状温度計を水面下約 5 cm のところに浸して日射の影響を受けない様にながら読み取った。風速は各地点で約 2 分間の平均をとった。

### a) 水面温度

水面温度の分布は Figs. 13 及び 14 に示す通り湖岸に近い所ほど温度が一般に低い。これは観測時期が晩秋であり、すでに平均気温は水面温度より低くなっており、比熱の小さな陸地の温度は水温に比べて低温になっているため湖岸での水温が低下するという結果になっているものと考えられる。Fig. 14 において早崎では特に水温が低く、その影響を受けてか気温もその地点では大幅に低くなっている。そして全体としては水温と気温はこの場合平行に変化している。従って湖岸で行う観測結果は湖面の中央付近のものとは違ったものになる可能性がある。

### b) 風速、乾湿球温度の比較

湖岸 (柳川) 近くにおいて超音波風速計によって得られた一点での平均風速と湖面上で得られた各コースの平均風速との比較を Fig. 15 に、また湖岸の熱電対温度計による乾湿球温度と各コースの平均乾湿球温度の比較を Fig. 16 に示す。これらの図によれば平均風速は 20% 程度沖合の方が大きい。

### c) 顕熱及び潜熱輸送量の比較

前節で述べた様に今回の湖岸での観測によって得られた抵抗係数や輸送係数の値は他の研究者によって得られた値よりも多少大きな値であり、陸の影響も考えられるため湖岸と沖合とは異った値を取るべきであるということも考えられるが、ここでは仮に  $C_D=C_H=C_E=1.05 \times 10^{-8}$  (但し高さ 10 m の風速に対して) という広い海洋上で得られた値を用いてバルク法による輸送量の計算を行って見た。Fig. 17 と Fig. 18 に顕熱及び潜熱の輸送量を湖岸と沖合の各々について同時にバルク法によって求めたものを対比してある。当然のことながら、 $C_D$  の値を多少小さく取った事になるのでバルク法による輸送量は直接測定の結果より多少小さくなるが、場所の差を対比するに際しては同じ方法を用いれば問題はない。これらの図からもわかる様にこの解析範囲内では湖岸と沖合で輸送量に著しい差異は認められないが、詳しく見ると全ての点が実績よりわずかに上に位置している事がわかる。これは湖面温度が岸よりも沖合で高いため不安定条件下では沖

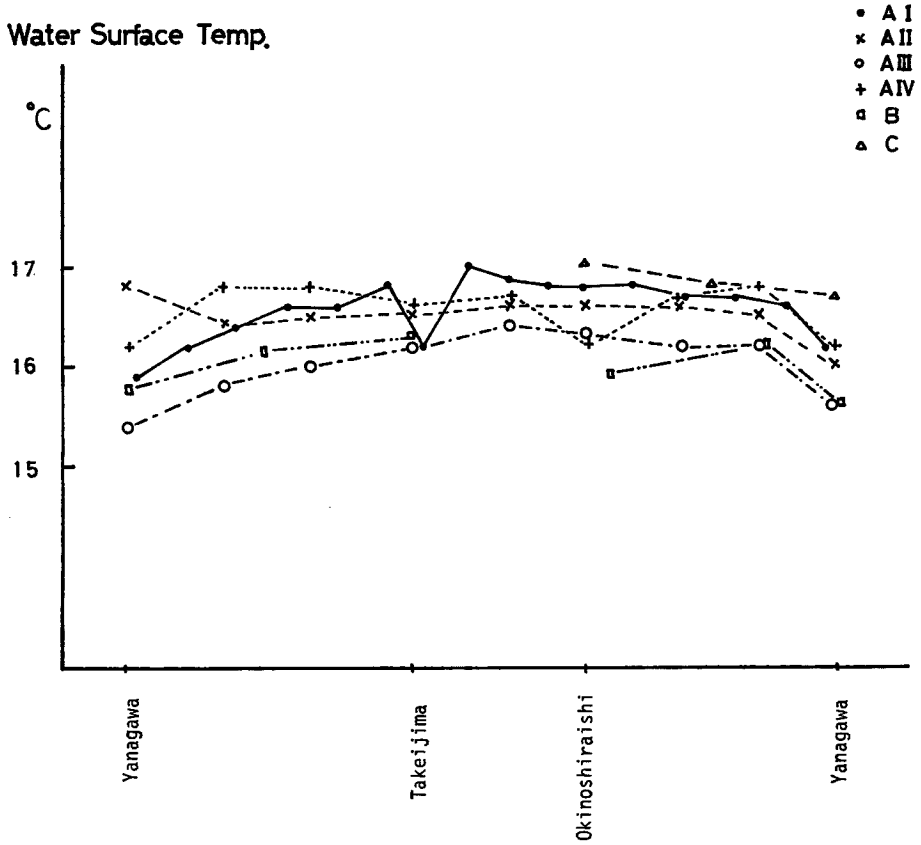


Fig. 13 The water surface temperature distribution near Yanagawa.

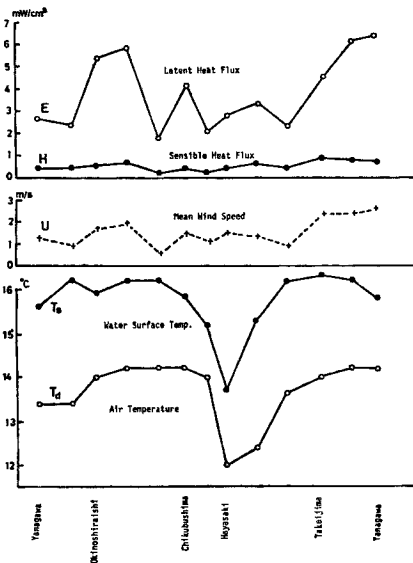


Fig. 14 Distribution of the water surface temperature, the air temperature and other meteorological quantities over the northern part of the lake.

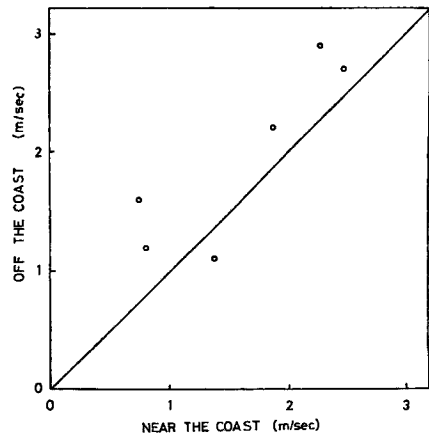


Fig. 15 The comparison of the mean wind speed between Yanagawa and the off-shore measurements.

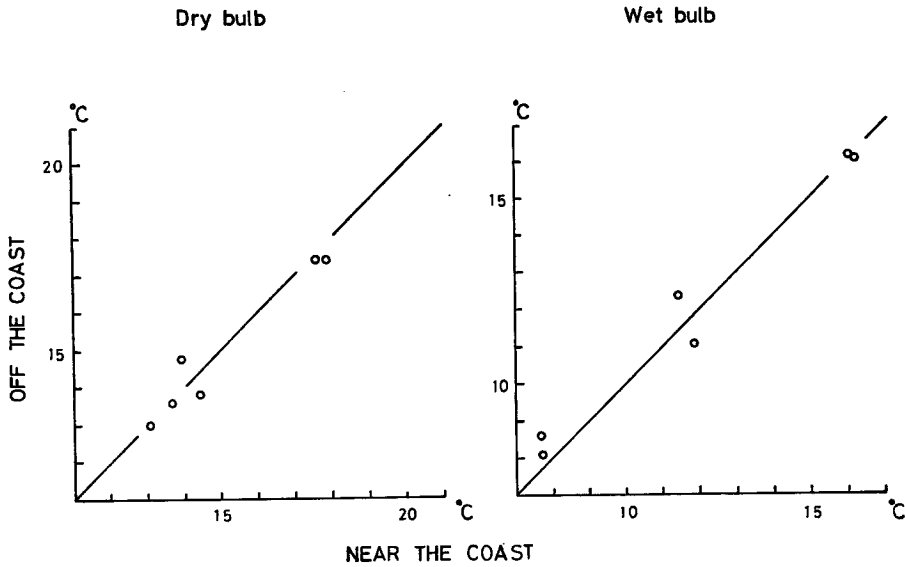


Fig. 16 The comparison of the dry and the wet bulb temperature between Yanagawa and the offshore measurements.

合で気温との差が大きく、従って沖合で顕熱輸送量（上向き）は大きく、又逆に安定条件下では温度差が小さくなるために輸送量の絶対値は沖合で小さくなっているために生じたものと考えられる。水温が沖に比べて極端に低かった早崎においては気温も同様にこの付近で低くなっているため顕熱、潜熱の輸送量には目立った影響を与えていない。この付近の気温は風速が1~2m/sec程度の弱いものであるため水温の影響を受けているものと考えられる。強風時には温度差にも変化が現れ、輸送量に影響するかも知れない。

バルク法は最も簡単な輸送量観測法であるがそれだけに問題点も多い。先ず第一に抵抗係数や輸送係数が定数でなく安定度や風速の関数である事、抵抗係数は他の輸送係数と等しくない事が最も大きな問題点であ

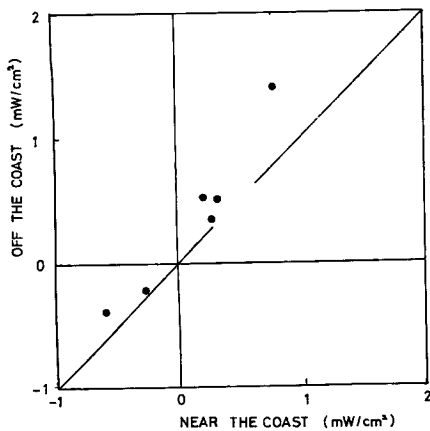


Fig. 17 The comparison of the sensible heat fluxes between Yanagawa and the offshore measurements.

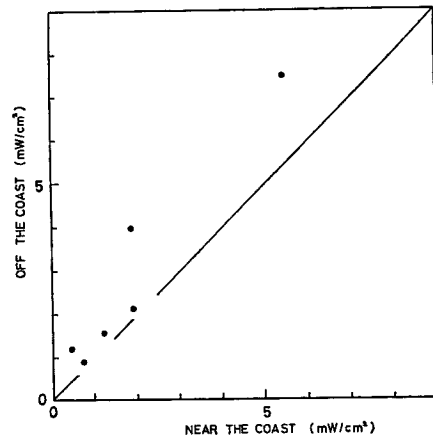


Fig. 18 The comparison of the latent heat fluxes between Yanagawa and the offshore measurements.

ろう。 $C_H$  や  $C_E$  についてはこれまでの観測例が少ないためそれらの  $C_D$  との関係については十分に理解されていないが今後次第にデータの集まる事が期待できる。

輸送係数は安定度によって変化するとすれば  $C_D, C_H, C_E$  の決定には安定度のパラメータの決定が先決である。そのためには簡単に求める事のできるバルク的なリチャードソン数すなわち

$$R_B = \frac{g}{T} \cdot \frac{\theta_a - \theta_s}{\bar{U}^2} \cdot z$$

と輸送係数との間の関数がわかっている事が望ましい。さらに表面近傍の気温と湿度としては水面の温度とそこでの飽和水蒸気圧を用いるが、そのために水面まで同じ様に十分乱れた状態で輸送が行われていると仮定している点や、輻射による熱交換による表面水温と気温のギャップの存在を無視している事、蒸発における水面でのスプレアの効果を考えていないこと等の問題点が残されている。

## 6. スペクトル解析

これまで述べてきたアナログデータ処理装置を用いての実時間的な乱流輸送量の算定に加えて、さらに詳細な乱流輸送機構を調べるためのスペクトル解析、およびアナログ処理の結果を確認する目的をもって同じ測定結果のデジタル解析を行ってみた。

磁気テープに記録された 3 次元超音波風速計の 3 成分の信号と乾湿球温度計の 2 成分の信号を再生し、A-D 変換器 (TEAC. DP-300) によって 0.2 秒毎にデジタル化し、これから風速、温度、比湿の平均値、標準偏差、パワースペクトル、及び運動量、顕熱、水蒸気の各輸送量とそれらのコスペクトル、及びコスペクトル相関係数を求めた。その際、1 回の解析時間は 30 分としてスペクトルの計算法については Tukey の方法によった。計算には長い時間を必要とするためまだ進行中であるが、ここでは今迄に得られた結果の一部を用いて対比してみた。Run 9 についての測定結果を解析し、アナログ法とデジタル法の対比を行ってみたものが Table 1 である。結果のうち平均値及び標準偏差については両者共比較的よく一致しているが、

Table 1 The result of comparison between analog method and digital method. (Run 9: 07<sup>h</sup>05<sup>m</sup> ~ 07<sup>h</sup>35<sup>m</sup> 14th. Nov. 1972)

	Analog Method	Digital Method
Wind Direction (degree)	29	29
Mean Wind Speed (m/s)	6.86	6.96
Vertical Velocity (m/s)	0.47	0.46
Dry Bulb Temperature (°C)	11.6	11.6
Specific Humidity (g/kg)	4.57	4.59
$\sigma_u$ (m/s)	0.72	0.78
$\sigma_v$ (m/s)	0.81	0.64
$\sigma_w$ (m/s)	0.30	0.35
$\sigma_\theta$ (°C)	0.188	0.245
$\sigma_q$ (g/kg)	0.358	0.405
$\tau$ (dynes/cm <sup>2</sup> )	1.65	0.59
$H$ (mW/cm <sup>2</sup> )	1.80	4.00
$E$ (mW/cm <sup>2</sup> )	57.1	11.2
Averaging Time	L.P.F. ( $f_c = 10$ c.p.s)	0.2 sec
Sampling Duration	30.0 min	

輸送量、特に潜熱輸送量の差は大きく無視することはできない。このことはアナログ解析に用いた手法、及び水蒸気圧の簡便計算法などの問題とも関連するので更に多くの例について調べた上で結論をだすことにしたい。

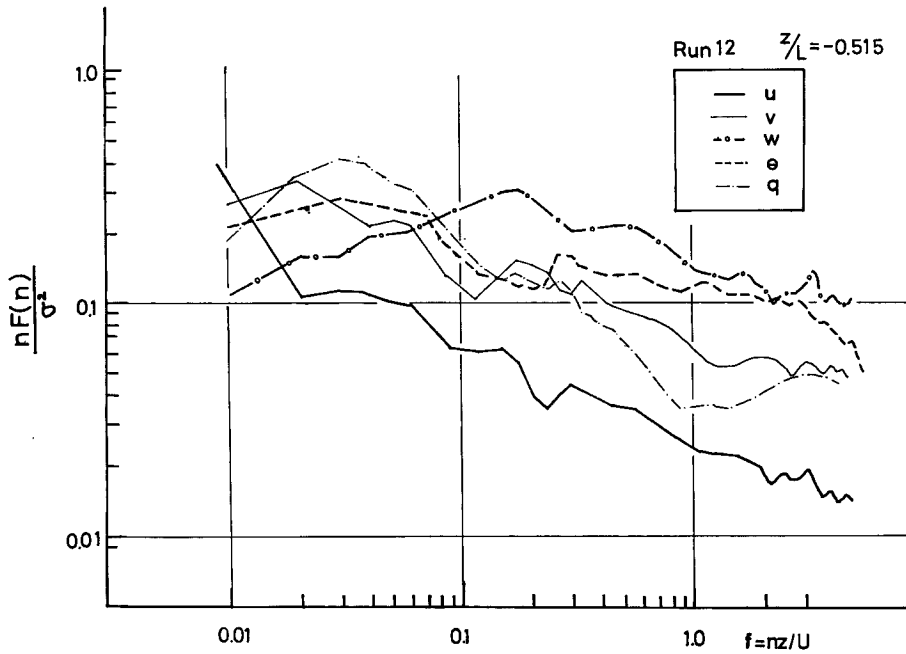


Fig. 19 The normalized power spectra of longitudinal velocity, lateral velocity, vertical velocity, temperature and specific humidity fluctuations versus non-dimensional frequency.

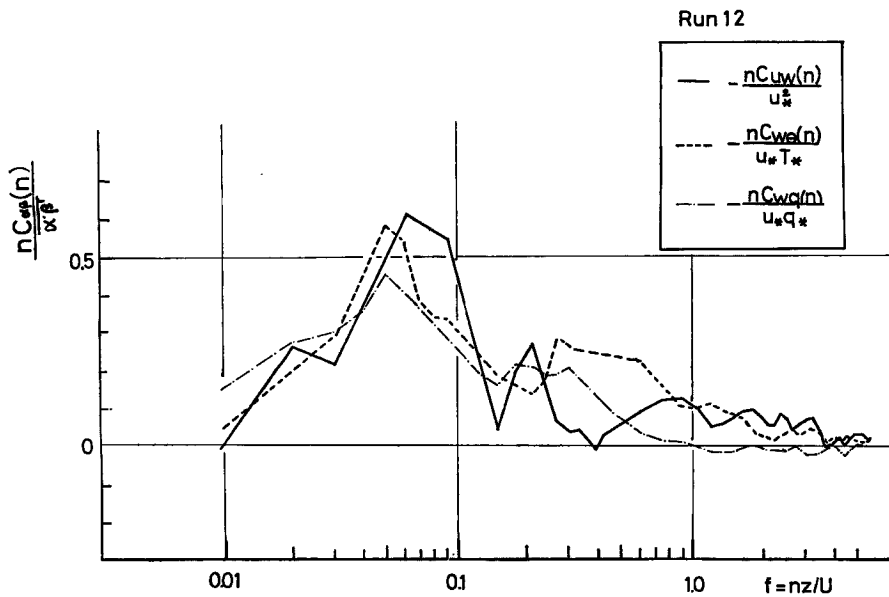


Fig. 20 The normalized cospectra of momentum flux, sensible heat flux and water vapor flux versus non-dimensional frequency.

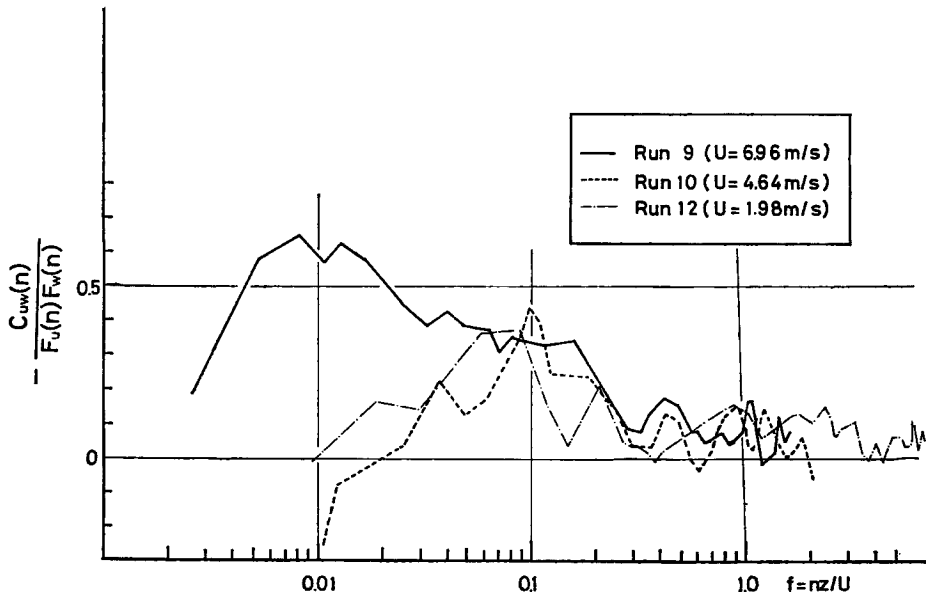


Fig. 21 The cospectral correlation coefficients of momentum fluxes versus non-dimensional frequency. (Run 9; 07.05-07.35, Run 10; 09.00-09.30, Run 12; 15.00-15.30, Nov. 14, 1972)

Fig. 19 は Run 12 のパワースペクトルで、スペクトル密度は各々の分散値で規格化してある。今迄の多くの結果(例えば Kaimal et al.<sup>18)</sup> (1972)) からも言われているように  $w$  については比較的高周波側にピークを示すが、 $u$  及び  $v$  については低周波側においてもまだかなりのエネルギーをもってあり、更に長周期変動成分のスペクトル解析を行って見ないとそのエネルギーピークの位置は明らかでない。温度と比湿については低周波側ではかなり良く似たふるまいを見せているが、高周波側では比湿の方の密度が小さくなっている。これは Sano and Mitsuta<sup>1)</sup> (1968) で示されているように乾湿球温度計の湿度計としての時定数は風速の函数であり、この場合風速は 1.98 m/s と弱いため時定数は比較的大きく比湿変動のスペクトル密度は高周波側で実際より小さくしか現れないと考えられる事を考えれば  $\theta$  と  $q$  については全体としてほぼ似たふるまいをしているといってもよいだろう。運動量、顕熱、水蒸気の鉛直成分に対するコスベクトルを示したものが Fig. 20 である。この図からも明らかのように三者のピークはほぼ同じ周波数帯にあり、輸送に作用する乱れの周波数帯がいずれも共通していることを示している。更に周波数別の乱れの輸送量の貢献度を明らかにするためにコスベクトル相関係数を計算してみたのが Fig. 21 である。この図は運動量についてのみ示してあるが、対比のため風の強い2つの例の場合も加えてある。これからみると風の強い Run 9 の場合は低い周波数  $f=0.01$  付近に山があり 0.5 以上の値を示している。これに反して風の弱い2つの場合ではこの山は  $f=0.1$  に近くしかも相関係数の値は小さくなっている。これらの点に関する議論はさらに多くの観測例の解析を行ってみたいあとで進めることにする。またこの間、東大海洋研のグループによって波のスペクトルが求められているが Run 10 の場合風波の周波数が 0.6 c.p.s で  $f=0.8$  に相当する。しかしそこの相関係数の値は有意義な山を示しているとは言えない。もっともこの場合にも波高が低いので波に対応する変動が輸送にどのように貢献しているかを明らかにすることはできない。

## 7. 結 語

琵琶湖は周囲の気候に強く影響を与え風は一般流が琵琶湖によって大きく変形を受けている事が考えられ、

観測結果の正確な理解には琵琶湖周辺の気象の吟味も必要であり、今後の測定を待たねば今回の研究の結果のみで結論を出すのは早計であろう。琵琶湖の広がりには今回の測定の高さに比較すれば一様性を論じるに十分大きなものであると考えられるが、観測地点が湖岸であった事のため風は湖から吹いて来た場合のみが選ばれてはいても陸の影響を無視することは出来ないのではないかと思われる。たとえば水温分布の不均一にともなう非一様性、その影響を受けた顕熱輸送量の湖岸と沖合における値にわずかながら系統的な偏差の見られる事などからこの事がうかがえる。従って、ここで得られた抵抗係数 ( $C_D$ ) や輸送係数 ( $C_H$  及び  $C_E$ ) にも陸の影響が入って来ている事も考えられる。しかし内水での条件がこれによって知られることになったことも事実である。この結果は先に著者等が霞ヶ浦で行った観測の結果とほぼ近い値を示している。

$C_D$  は風速が 5 m/sec 以下の弱い所では風速とともに減少し、5 m/sec 以上ではほぼ一定値に近づく事がわかった。このことは以前の他の場所での観測にもその傾向が認められている。 $C_H$  及び  $C_E$  にも類似の傾向が認められる。 $C_D, C_H, C_E$  の値の間には系統的な差が認められ風速及び安定度の影響を受ける。輸送係数を支配している因子、風速、安定度、周囲条件等との正確な関係の把握が必要である。この様な輸送係数の研究の進行とともに、現在平行して進めている琵琶湖上の気候条件の分布の観測の結果がまとまれば、琵琶湖からの蒸発量のより正確な評価が可能となる。

## 謝 辞

柳川における観測期間中の水面温度を提供していただいた気象研究所観測班に感謝する。観測の準備および実行に御尽力をいただいた京都大学理学部技官田中耕三郎、森二郎、学生の菊地時夫及び防災研究所技官の羽野淳介の諸氏に謝意を表したい。

## 参 考 文 献

- 1) Sano, Y. and Y. Mitsuta: Dynamic Response of the Hygrometer using Fine Thermocouple Psychrometer. Special Contributions of the Geophysical Inst., Kyoto Univ., No. 8, 1968, pp. 61-70.
- 2) Hanafusa, T.: New Hybrid Analog Data Acquisition System for Atmospheric Turbulence (HY-SAT), Contribution of the Geophysical Inst., Kyoto Univ., No. 11, 1971, pp. 47-56.
- 3) Hanafusa, T.: A new Method of On-site Data Analysis of Turbulent Transport near the Ground, Contribution of the Geophysical Inst., Kyoto Univ., No. 11, 1971, pp. 35-45.
- 4) 光田 寧・花房龍男・藤谷徳之助・乱流輸送量の実時間測定法について、京都大学防災研究所年報、第16号、昭48. 4, pp. 305-317.
- 5) Hanafusa, T.: A Simple Method for the Measurement of Water Vapor Flux, J. Met. Soc. Japan, Vol. 48, 1970, pp. 259-261.
- 6) 光田 寧・花房龍男・藤谷徳之助: Planetary Boundary Layer における乱流輸送量の研究、日本気象学会、1972年度春季大会講演予稿集、昭47. 5, p. 209.
- 7) Hanafusa, T.: Some Aspects of Turbulent Fluxes near the Ground, Contributions of the Geophysical Inst., Kyoto Univ., No. 11, 1971, pp. 57-70.
- 8) Fujitani, T., T. Hanafusa and Y. Mitsuta: Measurement of Eddy Momentum Flux near the Ground, Special Contributions of the Geophysical Inst., Kyoto Univ., No. 10, 1970, pp. 85-91.
- 9) Hicks, B.B.: Some Evaluation of Drag and Bulk Transfer Coefficients over Water Bodies of Different Sizes, Boundary-Layer Meteor., 3, 1972, pp. 201-213.
- 10) Roll, H. U.: Physics of the Marine Atmosphere, Now York and London, Academic Press, 1965, 426pp.
- 11) Businger, J. A., J. C. Wyngaard, Y. Izumi and E. F. Bradley: Flux-profile Relationships in the Atmospheric Surface Layer, J. Atmos. Sci., 28, 1971, pp. 181-189.
- 12) Dyer, A. J.: The Turbulent of Heat and Water Vapor in an Unstable Atmosphere, Quart. J. Roy. Met. Soc., Vol 93, 1967, pp. 501-508.

- 13) Kaimal, J. C., J. C. Wyngaard, Y. Izumi and O. R. Cote: Spectral Characteristics of Surface-layer Turbulence, Quart. J. Roy. Met. Soc., Vol. 98, 1972, pp. 563-589.