

報 文

接地境界層における顕熱輸送について

古藤田 一 雄

I ま え が き

地表面の水収支は、これに接する接地境界層での熱輸送や放射収支と密接な依存関係を有している。一方、接地境界層における乱流熱輸送は、地表面を通して交換される熱エネルギーや水分の分布状態によって大きく影響を受ける。自然大気における乱流熱輸送は、通常の場合、強制対流 (forced convection) が支配的とみられるが、低風速時の接地境界層においては、しばしば自由対流 (free convection) が大きな役割をはたすと考えられる (Priestley 1955, Webb 1958)。Townsend (1962) は、接地境界層に生ずる対流を、熱輸送の特性すなわちチャードソン数によって強制対流、自然対流 (natural convection) および両者の中間領域にあたる混合対流 (mixed convection) の3つに区分し、強制対流の領域では、温度傾度 (dT/dZ) が、 Z^{-1} に比例し、混合対流領域では (dT/dZ) $\propto Z^{-3/2}$ 、自然対流領域では (dT/dZ) $\propto Z^{-2}$ の関係を有すると報告し、また最近 Businger ら (1971) は、超音波風速温度計による flux の直接測定と、プロファイル法による観測を同時に行って、両者の関係について論じている。本報告では、プロファイル法による測定が十分でないが、渦相関法による顕熱の直接測定結果と、従来の傾度法による顕熱輸送量の結果の検討を試みた。

II 観測および基礎データの処理方法

場所・観測項目・測器 観測は水理実験センター敷地内の半径80mの熱収支・水収支実験圃場で行われ、地表面はおおむね整地の終わった裸地状態となっていた。

観測は、測器・記録器機の作動テストおよび、データの一般的利用化を計るためのプログラムの開発を兼ねて行なわれた。

顕熱フラックス、風速、風向および気温は圃場の中心に設置した気象観測塔で行なった。塔には地上高1.1, 12.3, 29.5mの各高度に、それぞれ長さ2mのアームが4個(東西南北4方向)ずつ水平についている。測器の配置は北及び南側のアームには超音波風速温度計(海上電機製, PAT-3H型)を、東側のアームには通風式白金抵抗温度計(中浅測器製)を取付けた。超音波風速温度計からは、風速および風向のそれぞれ方向成分と気温の測定値が出力される。超音波風速温度は、塔の頂部(地上高30.5m)にも一台取付けたが、これは南北2方向の水平成分のみとなっている。

地表面温度は地表下2cmの地温の測定値を地表面温度とすることにした。したがってこのための誤差が当然考えられるが、今回はこの程度の誤差は無視することにした。地温は圃場の中心より約20cm東方の圃場内で測定し、測器は気温と同じく白金抵抗温度計(海上電機製)を使用した。測定深度は地表面下2, 10, 50, 100cmの4点で

あるが、本論文で利用したのは地表面下2cmの地温のみである。

記録方式 前述の測器による観測値はすべて電氣的信号に変換し、ケーブルによって研究棟の計器類に接続された。信号の出力は記録装置の規格に合うように、すべて0~±1,000mVの範囲内におさまるように調節された。

超音波風速温度計からの出力は、平均風速(U)、平均風向(UD)および顕熱フラックス($\overline{w'T_a'}$)を求めるためのアナログデータ処理装置(海上電機製、AD-801型、以後AD-801と略称する)に接続し、アナログ方式によって求めた。筑波大に設置されたAD-801は約10分間の移動平均をかけた値に相当する信号が出力されるように設計されている。

AD-801の出力およびAD-801の処理の必要のない地温などの信号は、デジタルデータ集録装置(海上電機製、GP-1100型)に入力される。GP-1100は各測器からのデータを①マルチプレクサ(インプットスキャナ)による設定時間間隔ごとのサンプル ②A-D変換器によるアナログ信号のデジタル信号への変換 ③得られたデジタル信号の磁気テープ(IBM-360)への書込みなどを行う(古藤田・佐倉・林・甲斐1978)。

原データの処理 GP-1100によって作製された磁気テープは、筑波大学計算センターのコンピュータ(TOSBAC-5600)で処理する場合には、磁気テープの規格や文字コード等が異なるため、これをTOSBAC-5600で計算できるように変換する必要がある。水理実験センターでは、これらのプログラムのいくつかについて開発した。具体的事例については、甲斐(1978)、古藤田・佐倉・林・甲斐(1978)の文献を参照されたい。

III 顕熱輸送に関する基本式

この論文で使用した資料は、1977年10月26日0時から29日24時までの96時間(4日間)の観測値で、この期間中の天候は、28日の曇り勝ちの日を除いて晴天の日が続いた。

GP-1100のサンプリングタイムは30secに設定

され、30秒ごとのデジタルデータを白記させた。原データは前述の手続を経てTOSBAC-5600により、1時間平均値として算出した。以下各要素の定義やその記号等について説明する。

(1) 顕熱輸送量(P)

鉛直方向への顕熱輸送量は直接法である渦相関 $\overline{w'T_a'}$ の測定値から次式によって算出した。

$$P = C_p \cdot \rho \cdot \overline{w'T'} \dots\dots\dots(1)$$

ここに C_p 、 ρ はそれぞれ空気比熱および密度である。一般に C_p および ρ は一定値ではないが、その変化は他に比較して微小であるので、ここでは $C_p=0.24$ (cal/g°C)、 $\rho=0.00129$ (g/cm³)の一定値をとるものとして計算した。熱フラックスは上向きに輸送された場合を正としている。また、Pの単位はly/hrで示した。Pは観測した位置によって、次のような記号を用いている。

P1: 地上1.1m 観測塔南側アーム

P4: " " 北側 "

(2) 平均風速(\bar{U})

風速の東西成分をu、東北成分をvとすると、平均風速 \bar{U} は、次式で示すベクトル平均によって求めることができる。

$$\bar{U} = \sqrt{\bar{u}^2 + \bar{v}^2} \dots\dots\dots(2)$$

本論文では次のような記号によって、各風速を区別している。u1, u2, u3, u4, u5, uにおいて、それぞれ数字の1, 2, 3は観測塔南側アームの地上高1.1, 12.3, 29.5mの風速。同様に数字4, 5は観測塔北側アームの地上高1.1, 12.3mの風速。uは塔頂部(地上高31.5m)の風速を示す。

(3) 顕熱輸送係数(CH)

CHは次式によって算出できる。

$$CH = \frac{\overline{w'T'}}{\bar{u}(T_s - T_a)} \dots\dots\dots(3)$$

ここに、 \bar{u} および T_a は、それぞれ地上高Zの位置の平均風速および気温で、 T_s は地表面温度である。 \bar{u} は超音波計の風速、 T_s 、 T_a はそれぞれ前述の白金抵抗温度計で測定された地温、気温のデータを使用した。本論文では次のような記号を用いて各高度のCHを区別している。CHS1,

CHS2, CHS3, CHN1, CHN2, ここに記号 CH は顕熱伝達係数を意味し, 記号 S は南側アーム, 数字の 1, 2, 3 は地上高が, それぞれ 1.1, 12.3, 29.5m の位置のものであることを示している。同様に記号 N は北側アームを意味している。

(4) 顕熱拡散速度 (D)

定常 1 次元熱輸送方程式

$$P = -C_p \cdot \rho \cdot K_H \frac{dT}{dZ} \dots \dots \dots (4)$$

を, Z について積分し, 積分定数 D を次式

$$D = 1 / \int_{Z_1}^{Z_2} K_H^{-1} dZ \dots \dots \dots (5)$$

で定義すると, (4)式は

$$P = C_p \cdot \rho \cdot D \cdot (T_1 - T_2) \dots \dots \dots (6)$$

で表わすことができる (Budyko, 1971)。ここに, T_1, T_2 はそれぞれ高さ Z_1, Z_2 における温度で, Z_1 を地表面にとると, T_1 は地表面の温度になる。D は拡散速度と呼ばれ, 速度の次元をもつ。D は, 拡散抵抗 r_H との間に $D = 1/r_H$ の関係があり, (6)式と, (1), (3)式によって CH と次式の関係で結ばれる。

$$D = CH \cdot u = \frac{u}{r_H} \dots \dots \dots (7)$$

IV 顕熱輸送量・輸送係数の日変化

地上高 1m のそれぞれ南・北アームで観測した顕熱輸送量 ($P1, P4$), 顕熱輸送係数 ($CHS1, CHN1$) と, 地上高 1m の気温 ($T1$) および地表面下 2cm および 10cm の地温 ($ST1, ST2$) の日変化の様子を図 1(a)~(c)に示す。

$P1$ と $P4$ は, 28日午前中の値と, 偶発的に発生したと思われるノイズによる異常を除くと, 両者はかなり良い一致をみせながら時間変化をしている。輸送量は正午頃最高を示し, その値はおおよそ 8~9 ly/hr となっている。

夜間の顕熱輸送量はきわめて小さく, 10^{-2} ~ 10^{-1} のオーダーである。地温・気温の図をみてわかる様に, 観測期間中は, 28日の午前中の数時間を除いて, 昼夜地温の方が高く, 熱は地表面から上向きに流れていたはずであるが, $P1$ の値は負

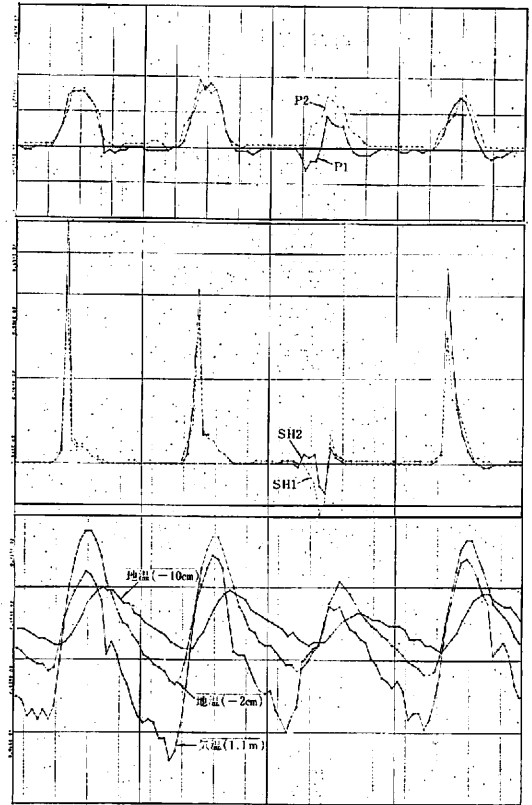


図 1 顕熱輸送量 (a: 上段), 顕熱輸送係数 (b: 中段) および気温・地温 (c: 下段) の日変化。

1977年10月26~29日。P1, P2の単位は ly/hr.

になっているところも見られる。これは $P1$ の 0 点調整が若干ずれていたとの疑いもあるが, 温度の鉛直プロファイルを見ると, 地表面付近 (少くとも 1m 以下の気層) は, 昼夜を通して温度成層は不安定であった。しかしながら気層の上層部は, 16時頃から逆転して安定成層になり, これが日の出直前の 5 時頃まで続いていた。今回の観測では温度プロファイルの観測点が少なかったため, 下部の不安定成層から, 上部の安定成層へと遷移する変曲点の高度が正確に決められなかったが, $P1$ の負の値は, 安定成層の領域に入った後に生じたとも考えられる。これらについては今後さらに観測を続けて確かめてみたい。

期間中の顕熱輸送量は、4日間の平均値で $P1$ は81.1ly/day, $P4$ は92.4ly/day となり、約10%ほどの誤差が生じている。

図1(b)に示されているように、顕熱輸送係数は、 $CHS1$ (図の記号 $SH2$) および $CHN1$ (同 $SH1$) の両者とも、晴天日の3日は、いずれも同じようなパターンで日変化をくりかえしている、1日のうちでも日中が大きく、夜間が小さな

値となっているが、晴天日の10時頃に、輸送係数の値がいずれも異常に大きな値を示している。

V 輸送係数の相互比較

解析の対象となったデータは、地上高12.3mにおける風速が、5~6 m/sec までの低風速の領域に属するものに限られている。接地気層における乱流輸送現象を正しく把握するためには、さらに

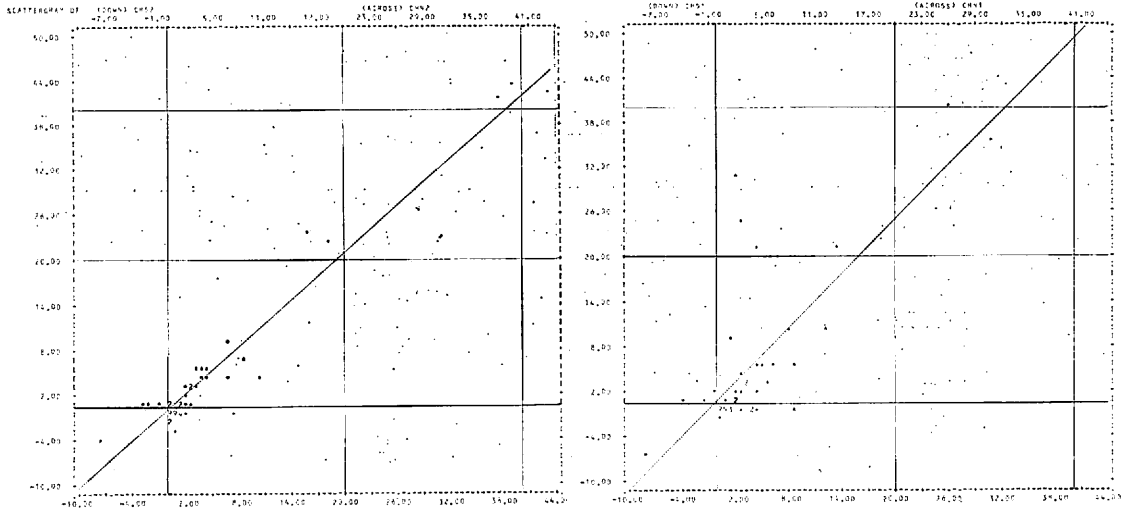


図2 同一高度における輸送係数の比較

左:(a) 地上高12.3mの $CHS2$ と $CHN2$ の比較
 右:(b) 地上高1.1mの $CHS1$ と $CHN1$ の比較

単位: cm/m。プロットが重なった場合はその数だけ数字で示されている。但し、9点以上重なった場合は、すべて9で示されている(以下の図も同様)。

表1 顕熱輸送係数の相関係数(単位 cm/m)

VAR.	No. OF CASES	MEAN	ST. DEV.	ST. ERR.	(DIF) MEAN	ST. DEV.	ST. ERR.	CORR.	2-TAIL PROB.	T VALUE	DEG.OF FREQ.	2-TAIL PROB.
$CHS1$	96	3.3227	9.679	0.988	1.5971	7.437	0.759	0.644	0.000	2.10	95	0.038
$CHS2$		1.7256	9.879	0.702								
$CHS1$	96	3.3227	9.679	0.988	1.3803	6.457	0.659	0.745	0.000	2.09	95	0.039
$CHN1$		1.9424	7.344	0.750								
$CHS1$	96	3.3227	9.679	0.988	1.7678	7.386	0.754	0.656	0.000	2.35	95	0.021
$CHN2$		1.5549	5.273	0.538								
$CHS2$	96	1.7256	6.879	0.702	-0.2168	6.678	0.682	0.561	0.000	-0.32	95	0.751
$CHN1$		1.9424	7.344	0.750								
$CHS2$	96	1.7256	6.879	0.702	0.1707	2.767	0.282	0.930	0.000	0.60	95	0.547
$CHN2$		1.5549	5.273	0.538								
$CHN1$	96	1.9424	7.344	0.750	0.3875	5.143	0.525	0.714	0.000	0.74	95	0.462
$CHN2$		1.5549	5.273	0.538								

高風速の領域にわたる観測も必要とされるが、これは将来、データの集積をまって改めて検討をしていきたい。

(1) 同一高度における輸送係数の比較

観測塔の利用は、大気現象の長期的な観測のためにはきわめて有効な利用法であると考えが、同時に観測器機が塔自体による影響を受けて、自然状態の大気現象とは若干異った観測値を記録するかも知れないという恐れもある。そこで塔の影響が有るのかないのか、あるとすればどの程度か、その誤差について検討を加え、得られたデータの適用限界を評価することにした。

図2(a)は、地上高12.3mのCHS2とCHN2を比較したものである。観測塔の影響がなく、観測器が正しく補正され、観測値が正しく記録されているとすれば、両者の関係は1対1で対応していなければならない。図を見てわかるように、CHS2とCHN2は、ほぼ1対1の対応を示しているが、CHS2の方がややCHN2に比べて大きな値になる傾向がみられる。両者の相関係数(r)は0.930で、無相関の検定(t 分布両側検定)による有意水準(α)は 10^{-5} のオーダーであった(表1参)。変数間の差の検定(変数間相関 t 検定)では、対応するペアの変数間の差の平均値(\bar{d})は0.171、同標準偏差(S_d)は2.767、標準誤差(ε_d)

は0.282となっている。CHS2の平均値(\bar{y})は1.726、同標準偏差(S_y)6.879で、CHN2の平均値(\bar{x})は1.555、同標準偏差(S_x)は5.273となった。但し、上の数値は、見たときのわずらわしさを避けるために、実測した値を100倍した単位で表現してある。すなわちCHS2の実際の値は $\bar{y}=1.726 \times 10^{-2}$ 、同様にCHN2は $\bar{x}=1.555 \times 10^{-2}$ である(以下同様)。表1の一番右側の欄は変数間相関係数の有意性を両側検定したもので、 t 値0.60は $t_a=\bar{d}/S_d$ を10倍した値。自由度は95(総数は96時間、すなわち4日分のデータ)で、一番右側の数値0.547は、 t 分布に従って $|t_a|$ 以上または、 $-|t_a|$ 以下の値が出現する確率Pで、両側検定で行なっている。Pが小さいほど、両変数間の差が0である可能性が少ないことを示す。

CHS2とCHN2の直線回帰は次式で示される。

$$CHS2 = -0.140 + 1.081CHN2$$

推定値の標準誤差 $\varepsilon = 1.788$ である。

図2(b)は、地上高1.0mにおけるCHS1とCHN1の関係を示したものである。両者の関係は前述の場合より乱れており、器差による誤差も生じているようである。したがって研究目的によっては、これらの誤差を補正するか、あるいはノイズと思われる異常値を除去する必要がある。両者の

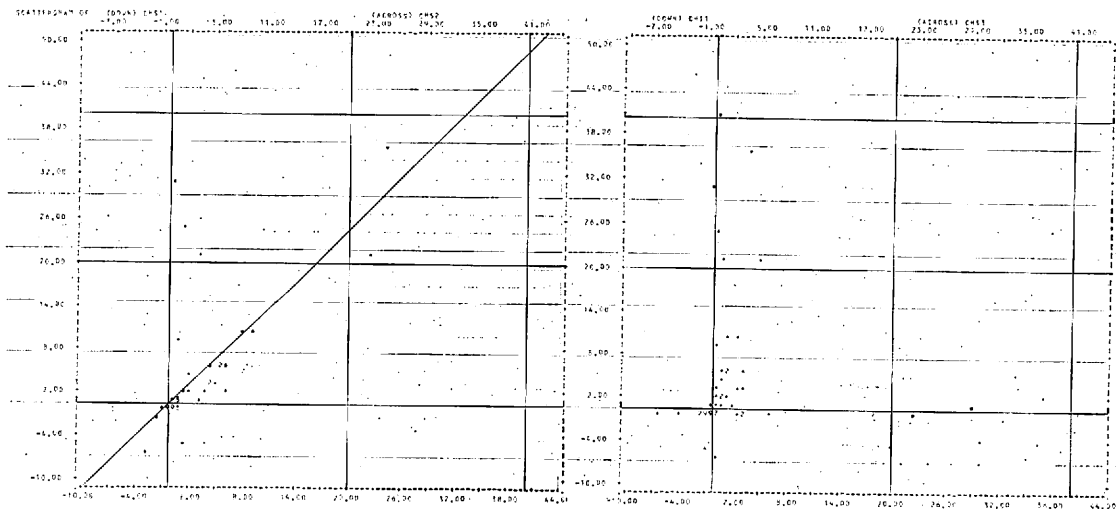


図3 輸送係数(単位:cm/m)と高度の関係

回帰式として次式

$$CHS1 = 0.282 + 1.241CHN2$$

が得られた。 $\epsilon = 4.779$ である。

(2) 輸送係数と高度の関係

図3(a)は、地上高1.1mのCHS1と、地上高12.3mのCHS2の関係を示したものである。かなりのバラツキはあるものの、3個の異常値と思われるのを除くと、両者の間にはほぼ直線的関係が認められる。異常値と思われる値をも含めた全データについて計算した相関係数は $r = 0.644$ となった(表1参照)。両者の回帰関係(単位 cm/m)は、

$$CHS1 = 0.677 + 1.202CHS2$$

で、 $\epsilon = 4.728$ となった。

この結果からみると、地上高1.1mの顕熱輸送係数は、地上高12.3mのそれに比べておよそ20%ほど小さな値となっている。

地上高1.1mのCHS1と地上高29.3mのCHS3の関係(図3(b))では、CHS3はCHS1の変化に追従していない。したがって、地表面における熱交換の時間的な変化をCHS3を利用して計算するということは適当でないと考えられる。

IV 輸送係数と風速の関係

顕熱輸送係数 C_H は、一般に風速や安定度によって大きく変動することが知られている。図4はCHS1, CHS2, CHS3とそれぞれの高度における風速 u_1, u_2, u_3 との関係を示したものである。

地上高12.3mのCHS3と u_3 との関係では、CHS3の風速に対する依存性は明瞭ではない。しかしながら、図を見てわかるように、高度が低

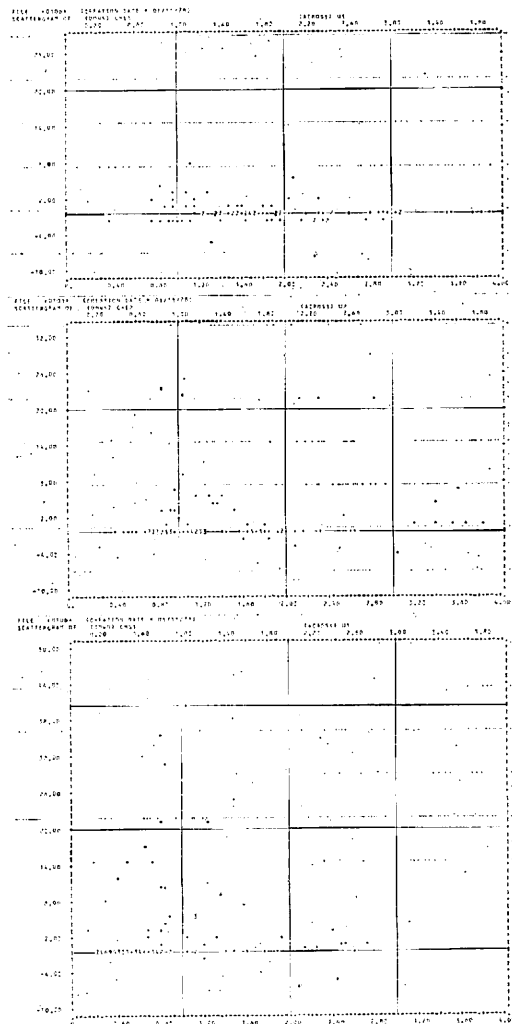


図4 輸送係数(単位: cm/m)と風速(m/sec)の関係

くなるにつれて、輸送係数はある特定の風速領域で、バラツキが大きくなっているのが認められ

表2 風速階級別顕熱輸送係数

風速	0.5m/sec 以下			0.5~1.0m/sec			1.0~1.5m/sec			1.5m/sec 以上		
	平均値	標準偏差	個数	平均値	標準偏差	個数	平均値	標準偏差	個数	平均値	標準偏差	個数
CHS1	$\times 10^{-8}$ 0.46	$\times 10^{-9}$ 1.21	35	$\times 10^{-8}$ 57.71	132.23	34	$\times 10^{-9}$ 75.55	$\times 10^{-9}$ 117.15	16	$\times 10^{-8}$ 0.26	$\times 10^{-8}$ 28.26	11
CHS2	1.86	0.01	2	16.24	45.25	32	35.34	114.01	29	3.29	13.35	33
CHS3	-12.64	0.00	1	9.69	22.50	11	34.39	128.43	20	6.58	49.72	64

る。光田ら (1973) は、琵琶湖での観測結果から、水面高 5.9 m の 5 m/sec 以下の低風速領域では、抵抗係数 C_D や輸送係数 C_H が、風速の増大とともに減少し、5 m/sec 以上になると C_D および C_H はほぼ一定値に近づくと報告している。筆者の得た結果も、同様の傾向を示しているが、なお詳細にみると、筆者の得た結果では $CHS1$ 、 $CHS2$ についてはそれぞれの高度での風速が 1 m/sec 前後のところで輸送係数が極大になるものが認められ、それ以上の風速になると、風速の増大とともに輸送係数が小さくなっている。そして風速 1 m/sec 以下では、風速測定精度の問題になるが、その点を考慮しても、風速の減少とともに輸送係数が減少するという傾向が認められる。光田らも指摘しているように、輸送係数は風速によって一意的には定まらない。その主な原因は、接地気層の風の構造とそれに大きな影響を及ぼしている地表面と接地気層の熱的環境にあると思われる。点のバラツキはこれを反映していると考えられる。

VI 顕熱拡散速度と安定比

自然大気中における熱輸送は、一般に強制対流が支配的に作用すると考えられるが、地表面に近い境界層においては、“草いきれ”と呼ばれるように、しばしば自由対流が発生し、地表面の熱収支に大きな役割をはたす。

強制対流と自由対流の分別基準として、Monteith (1973) は次式を与えている。

$$N = G_r / Re^2 \dots \dots \dots (5)$$

ここで、 G_r は、Grasshof 数、 Re は Reynolds 数で、 N は慣性力に対する浮力の比を表わしている。 G_r および Re はそれぞれ次式で示される。

$$G_r = a \cdot g \cdot l^3 (T_s - T) / \nu^2 \dots \dots \dots (6)$$

$$Re = \frac{u \cdot l}{\nu} \dots \dots \dots (7)$$

ここに、 a : 流体の熱膨張係数、 g : 重力の加速度、 l : 物体の代表長、 $(T_s - T)$: 物体と周囲の流体間の温度差、 ν : 流体の動粘性係数、 u : 流速である。

(5)式において、自由対流は $G_r > 16Re^2$ 、強制対流は $G_r < 0.1Re^2$ において支配的に生ずるという (Monteith, 1973)。

実験圃場に形成される接地境界層について l を圃場の直径 1.6×10^4 cm で与え、空気について $a = 1/273$ とすると、(5)式は

$$N = 5.74 \frac{\Delta T}{u^2} \dots \dots \dots (8)$$

が得られる。ここで ΔT は、地表面の温度と境界層上面の温度差 ($T_s - T$)。で、 u は境界層上面の風速で、単位は m/sec で表わすものとする。(8)式と同じ形式の式は、Richardson 数からも導かれる。そこで、 N を安定比と呼ぶことにする。(5)式で与えられている分別基準によって、自由対流が支配的に作用する安定比の臨界値を求めると、 $N > 2.8 (^\circ C \cdot sec^2 / m^2)$ となった。すなわち ΔT が $1^\circ C$ の場合、臨界風速 0.6 m/sec 以下になると自由対流が支配的になり、熱輸送は浮力の作用は著しく増大すると予想される。

同様に強制対流に対する臨界値を求めると、 $N < 0.017$ のとき、強制対流が支配的になる。この場合は浮力の影響を無視し熱輸送を Re 数の関数、したがって風速の関数のみによるものとみなしても、そう大きな誤りはないと考えられる。いま

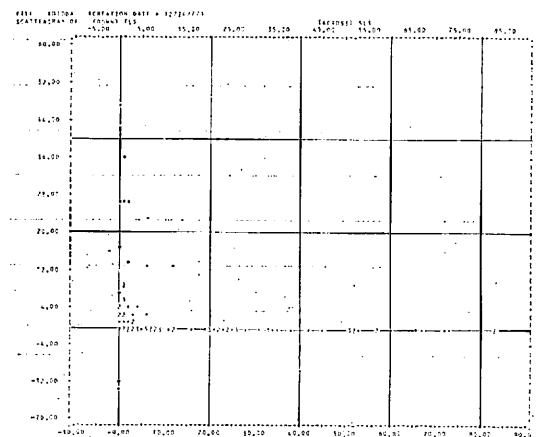


図5 顕熱拡散速度 (FLS) と安定比 (SLS) の関係

(単位 FLS : cm/sec, ΔT : $^\circ C$, u : m/sec)

$\Delta T = 1^\circ\text{C}$ とすると, $u > 7.6\text{m/sec}$ で強制対流は支配的に作用するとみられる。

図5は, 顕熱拡散速度 D と安定比 $SLS = (\Delta T / u^2) N$ の関係を示したものであるが, SLS の値が5以下で D の値が著しく変化していることがわかる。これは, この領域が, ちょうど強制対流と自由対流の遷移領域にあたり, 両者の影響が複合して作用しているためと考えられる。

Ⅷ あとがき

接地境界における顕熱輸送量を, 超音波風速温度計による渦相関法によって求めた。一方, 顕熱輸送量は, 空気力学的な傾度法によっても求めることができるので, 渦相関法と傾度法による両者を関係づける熱伝達係数および拡散速度を計算し, これらの時間的・場所的変化の性質や風速・安定度に対する依存性を検討した。その結果, 輸送係数や拡散速度は完全強制対流と完全自由対流領域の間の遷移領域では, 風速や安定度によって値がいちじるしく変化することが認められた。

文 献

- Budyko, M. I. (1971): 気候と生命, Гидрометеорологическое, Издательство, Ленинград, (内嶋善兵衛・岩切敏訳, (上) 246p. (下) p. 東大出版会, 1973)
- Businger, J. A. et al (1971): Flux-profile relationships in the atmospheric surface layer, J. Atmos. Sci., **28**, 181-189.
- Monteith, J. L. (1973): Principles of environmental physics, Edward Arnold Press Ltd., (佐伯敏郎監訳・及川武久訳, 生物環境物理学, 222p. 共立出版, 1975)
- Priestley, C. H. B. and H. K. Ball (1955): Continuous convection from an isolated source of heat, Quart. J. Roy. Meteor. Soc., **81**, 144-195.
- Townsend, A. A. (1962): Natural convection in the earth's boundary layer, Quart. J. Roy. Meteor. Soc., **88**, 51-56.
- Webb, E. K. (1958): Vanishing potential temperature gradients in strong convection, Quart. J. Roy. Meteor. Soc., **84**, 118-125.
- 甲斐憲次 (1978): 気象観測塔における乱流変動量の観測とデータ処理について, 筑波大学水理実験センター報告, 第2号
- 古藤田一雄ほか3名 (1978): 水理実験センターにおける熱収支・水収支観測システムとデータ集録・処理について, 筑波大学水理実験水理実験センター報告, 第2号
- 光田寧ほか4名 (1973): 琵琶湖からの蒸発量の推定について (I), 京大防災研年報, 第16号 B, pp. 327-342.
- 文字信貴 (1974): 地表面近くの対流現象の特性, 京大防災研年報, 第17号 B, pp. 241-248.