

裸地における蒸発と地面水分量の関係について

玉川 一郎・光田 寧

ON THE RELATION BETWEEN EVAPORATION FROM BARE GROUND AND SOIL MOISTURE CONTENT

By *Ichiro TAMAGAWA and Yasushi MITSUTA*

Synopsis

The turbulent fluxes of water vapor, sensible heat, and momentum is observed by eddy-correlation method over bare ground of the air-surface interaction observing facility of DPRI, the profiles of wind speed, temperature, and humidity are measured by using a roving mast, and surface temperature and moisture content are also measured by infrared means. The applicability of Monin-Obukhov similarity theory is checked for potential temperature and specific humidity in unstable case. And specific humidity and temperature at roughness height are estimated by using non-dimensional shear functions. The estimated relative humidity at roughness height can be related with the soil surface moisture content. The simple analysis of the surface sublayer to the roughness height shows that the diffusion of temperature seems to be molecular diffusion process but the diffusion coefficient of specific humidity varies in proportion to the square of frictional velocity.

1. はじめに

地表からの蒸発というのは非常に基本的な過程であるが決定的な結果は未だに得られていない。地表に近い十分に乱れた大気である接地層内では、水平一様な定常過程の次元解析的モデルではあるが、Monin-Obukhovの相似則が提案されてかなり受け入れられている（例えば、Monin and Obukhov 1954,¹⁾ Fleagle and Businger 1980²⁾）。しかしこの Monin-Obukhov の相似則は地表のごく近くでは適用できず直接地表の条件を議論するにはやや飛躍が必要である。また、地表が水面である場合には蒸発は水面の温度に対する飽和水蒸気量と、ある高度での水蒸気量の差に比例して蒸発が進行すると考えられている場合が多い（例えば、Penman 1948³⁾）。しかし、これが裸地からの蒸発となった場合、裸地面の地面温度に対する飽和水蒸気量を用いて水面の場合と同様に考えることはできない。

Barton(1979)⁴⁾ は Penman(1948)³⁾ の考えを拡張し、地表面の水蒸気量を表面温度での飽和水蒸気圧に地表付近の地中水分量の関数として表わされる係数を掛けて得られる水蒸気圧を用いることを考えて、Australia の Deniliquin で1976年に CSIRO によって行われた観測からその係数を求めることを試みている。一方、Yasuda and Toya(1981)⁵⁾ は、Monin-Obukhov の相似則を用いて水蒸気量のプロファイルを地表面近くまで延長して粗度高における水蒸気量を地表面水蒸気量と考えることを提案し、1953年に、O'Neill で行われた the Greate Plains Turbulent Field Program のデータを用いて土表面水蒸気量を求め、地表面地中水

分量 (2.5 cm-5 cm) の値と対比して、先の Barton の結果とほぼ似た形の関係を得たと報告している。しかし、いずれの研究も用いられたのは短い期間の観測の数少ない資料にしかよっておらず、その理論の根拠にも問題がのこる。そこで、著者らは現在観測を進めている京都大学防災研究所地空相互作用観測設備での直接測定による観測資料を用いて裸地からの蒸発に関連した解析を行った。

2. 観測及び資料解析について

今回の研究に用いた観測は、1988年8月25日から9月2日、同年12月12日から12月16日の、2回の期間に、京都府宇治市にある京都大学防災研究所の地空相互作用観測設備露場で行った。同露場の地図を Fig. 1 に示す。同露場の周辺の地形を簡単に述べると、北および東側は、2 m から 3 m 程度の段差を持って外側が高く、西及び南側は同じ程度の段差で外側が低くなっている。ここでの観測は、最も周辺の地形の影響を避けることができると考えられる北西から南西の風のときを中心に行い、以下の解析には北西から南西の間の風の時のデータのみを使用した。

この露場では、通常、風速、温度、露点、日射量等の様々な気象要素や、地表面水分量等の土壌の物理量が観測されている (ここでの観測の内容については、以前の報告に詳しい (光田ら1987)⁶⁾)。地表面水分量は、赤外線水分計 (CHINO IRM-200) によって観測されている。赤外線水分計は、水の吸収波長である 1.43 μm の近赤外線と比較用の2種の赤外線を地面に投光しその反射光の強さの比較によって、地表面の水分量を測定するもので、較正は、最初に土壤サンプルを人為的に湿らせることにより検定曲線を求めておき、観測中には適時露場の表層 5 mm の土を採取し乾燥法によって得られた水分量と比較することによってチェックした。チェックの際のデータのばらつきは、体積含水率にして約 2% である。この測器により地表面付近の地中水分量を連続的に測定することができる。以下地表面水分量といえ、この赤外線水分計のデータをいうことにする。地表面温度の観測は、放射温度計 (CHINO 社製 Pyloscope L) によるデータを使用している。これら、この露場で通常観測されているデータは、AD 変換されデジタルカセットレコーダー (TEAC DR-55) に、収録されており、今回の観測時には、1 分に 1 回のサンプリングで記録した。

以上の観測に加え、観測期間中は、渦相関法による乱流輸送量の直接測定と、ロービングマストによる、風速、温度、湿度の 1.5 m までの鉛直プロファイルの観測を行った。渦相関法による乱流輸送量の直接測定は、手間はかかるが物理的仮定がほとんどなく高精度の期待できる輸送量の測定方法である。使用した測器は、風速と温度変動の測定には、超音波風速計 (海上電機 DAT-300)、湿度変動の測定には、赤外線湿度変動計 (海上電機 AH-100)、赤外線湿度変動計の較正用として熱電対乾湿計 (海上電機 PY-100) である。観測高度は、1.5 m であり常に感部が風向方向に向く様にして観測を行った。これらの測器の出力を 10 Hz のローパスフィルターを通した後に AD 変換してデジタルカセットレコーダー (TEAC DR-200) に収録した。

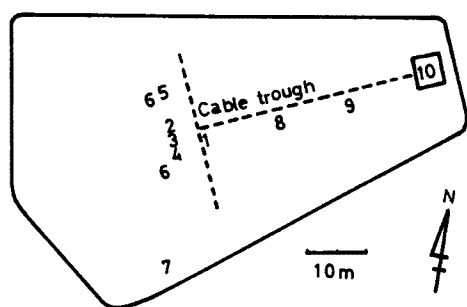


Fig. 1. Position of the instruments in the air-ground interaction observing facility. ① is 6 m tower, ② 1.5 m mast, ③ the turbulence measurement mast, ④ the roving mast, ⑤ infrared soil surface moisture-meter. A laser refractometer can be attached at ⑥. ⑦ is the lysimeter, ⑧ rain gauges, ⑨ radiometers, soil thermometers and soil flux meters, ⑩ the observation hut.

サンプリングは、10 Hz で、1 回の観測は44分とした。赤外線湿度変動計は、応答が早い反面ドリフトがあり、それを較正するために、やや応答は悪いが安定な出力を持つ熱電対乾湿計を用い両者の応答に問題のない 0.1 Hz から 0.01 Hz でのパワースペクトルを比較して両者が等しくなるように変換係数を各観測毎に求めて使用している。このようにして得られた風速 3 成分、温度、湿度の変動の記録から、下の式に従って、運動量、顕熱、潜熱の輸送量と、スケーリングパラメーターを算出した。

$$\tau = -\rho \overline{u'w'} \quad (1)$$

$$H = C_p \rho \overline{w'T'} + (C_{pv} - C_{pd}) \rho \overline{T w'q'} \quad (2)$$

$$\lambda E = \lambda \rho \overline{w'q'} \quad (3)$$

$$U^* = \sqrt{-\overline{u'w'}} \quad (4)$$

$$T^* = -\overline{w'T'}/u^* \quad (5)$$

$$q^* = -\overline{w'q'}/u^* \quad (6)$$

$$L = \theta v u^* / (g k T_v^*) \quad (7)$$

但し

τ : シアー応力 (Pa)

H : 顕熱フラックス (W/m^2)

λE : 潜熱フラックス (W/m^2)

E : 蒸発率 (= 水蒸気フラックス) ($\text{kg/m}^2\text{s}$)

λ : 水の蒸発の潜熱 (J/kg)

u^* : 摩擦速度 (m/s)

T^* : スケーリング温度 (K)

q^* : スケーリング比湿 (kg/kg)

L : Monin-Obukhov の長さ (m)

u' : 主風向方向の風速の変動成分 (m/s)

w' : 鉛直方向の風速の変動成分 (m/s)

T' : 温度の変動成分 (K)

q' : 比湿の変動成分 (kg/kg)

ρ : 平均密度 (kg/m^3)

C_p : 平均比熱 (J/kg K)

C_{pv} : 水蒸気の比熱 (J/kg K)

C_{pd} : 乾燥空気の比熱 (J/kg K)

q : 平均比湿 (kg/kg)

k : von Karman の定数 (0.4)

θ_v : 平均仮温位 (K) $= \theta + 0.61q$

θ : 平均温位 (K)

$T_v^* = T^*(1 + 0.61q) + 0.61\theta q^*$

ここで、変動成分とは一回の観測での平均値からの偏差のことである。また、顕熱フラックスの式(2)の第2項は、水蒸気量の変動による空気の熱容量の変動に対する補正項である(里田ら1985⁷⁾)。

一般に渦相関法を用いる場合は、風速計の鉛直軸のずれが、誤差の原因となる。簡単な幾何学的計算で見積もってみると、今回の測定では、鉛直軸の傾きは約0.2度以内に納まっていると考えられ鉛直軸の傾きによる誤差は、運動量で約10%、熱輸送量で約2%以内に納まっていると考えられる。更に超音波風速温度計の温度変動の出力は、音速から算出されているので、風速や湿度の影響が小さいながら存在する。それに対する補正を行ったが、今回の程度の変動では補正值は平均で2ケタ以上測定値より小さい。

この露場はあまり広くないので西側の境界からの距離が約30 mしかなく接地境界層内の観測の為に、観測高度を低く設定する必要がある。そのために上下の高度間の観測値の差が小さく各測器間の検定値に差があるとその影響から大きな系統誤差を生じる。そこで、器差を避けるために同一の測器を上下に移動するマスト（ローピングマスト）に取り付けて鉛直プロファイルの観測を行う方法を採用した。観測に用いたローピングマストは、小笠原計測器製で感部が高度1.5 mから0.1 mの範囲で任意の高度に停止でき、一回の移動に要する時間は10秒以内である。このローピングマストに、2次元超音波風速計（海上電機 SA-200）と熱電対乾湿計（海上電機 PY-100）を取り付け、0.12 m, 0.30 m, 0.70 m, 1.10 m, 1.45 mの5高度で、各高度30秒の観測を行い次の高度に移動するという観測を、乱流観測と同時にに行った。間欠的なサンプリングによる誤差を補正する為に同じ形式の測器を1.5 mの固定高度に取り付けて同時に観測している。1回の観測は44分間で、1 Hzのサンプリングでデジタルカセットレコーダー（TEAC DR-100）に収録し、ローピングマストが、各高度で静止している間の平均値を1つの資料として使用した。

連続的にサンプリングした各観測の平均値と間欠的なサンプリングによる各観測期間の平均値との誤差を、1.5 mの固定高マストのデータから算出すると、風速では約14%、気温では約0.20°C、比湿では約3.5 g/kgとなり、かなり大きい。そこでPalson(1967)⁸⁾に従い補正を行う。補正法は、以下の通りである。ある高度でのローピングマストでの観測値を X 、その時の1.5 mの固定高マストでの観測値を Y とし、その高度でローピングマストが停止している時間のデータの平均値には m をつけて表わし、その標準偏差をそれぞれ σ_x , σ_y とし、また固定高マストでの連続的なサンプリングから計算した平均値を Y_t とすると、ローピングマストで測定したその高度での平均値の推定値 X_c は、下式の様に計算される。

$$X_c = X_m + (\sigma_x / \sigma_y) (Y_t - Y_m) \quad (8)$$

この補正は、ある高度でのローピングマストでの観測値が、固定高での観測値と線形の関係であるとき正確な推定値を与える。今回の観測では、高度のレンジが狭いので線形性は良く、相関係数でみて0.6から0.9であるのでこの補正は有効であると考えられる。乱流観測は夏に25例、冬に46例のデータが得られた。観測露場は、山風谷風の明瞭に出現する所であり、夜間はほとんど山風である東風が吹くので、風向に関する制約の為に、得られたデータの大部分は昼間の西風の場合で大気が不安定な状態のデータである。平均風速は、0.5 m/sから3 m/sであり、平均風の弱い時には、負の運動量輸送が生じたときも見られた。天候は晴れ及び曇りである。また、ローピングマストによる観測は、夏に22例、冬に32例得られた。地表面水分量は、雨天でなければ、体積含水率にして数%の日変化を示し、日の出前に最も高くなり、午後に最も低くなる。今回の観測で得られた水分量はほぼ20%から0%の範囲である。土壌を採取して得られた結果によると、表層土の場合、空隙に全て水が満たされた時の体積含水率は、33.8%である。例として8月31日の水分量の時間変化の様子を日射量、ネットの放射量、顕熱輸送量、潜熱輸送量とともに、Fig. 2に示す。

3. 解析

地表面そのものに関連した観測は、放射温度計による地表面温度と、赤外線水分計による地表面水分量が得られているが、地表付近での水蒸気量を求めるため、大気中の水蒸気量のプロファイルを、下方に延長することを考えた。前述のように接地境界層内では、地面のごく近傍を除いて Monin-Obukhov の相似則に基づくプロファイルとフラックスの関係が成立しているといわれているが、この関係は、水平一様で定常な状態を仮定して次元解析的に求められたものであり、多くの研究により確かめられているが関数形やその定数等に完全な一致をみるには至っていない。また今回の観測地は露場の境界からの距離30 mに対して乱流観測を行う高度が1.5 mと水平一様性に関して十分とは言えない場所であり、またこのような低高度でプロファイルとフラックスの関係を確かめた例は少なく水蒸気量を含むものは更に少ない。その為に、まず観測資料のプロファイルとフラックスの関係において Monin-Obukhov の相似則が成立していることを確かめることから始める。

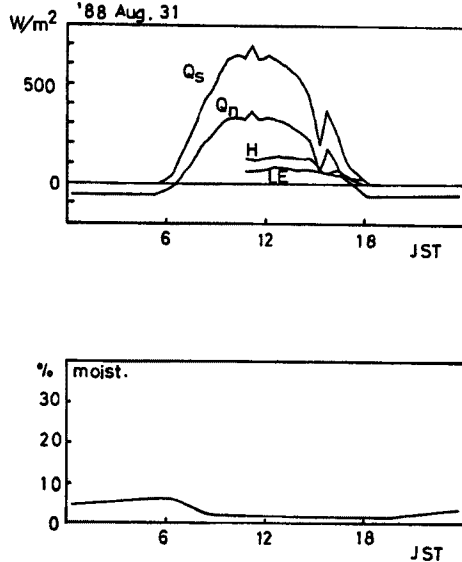


Fig. 2. The examples of the results of observation. The upper figure shows fluxes. Q_s means solar radiation, Q_n net radiation, H sensible heat flux, LE latent heat flux. The lower figure shows soil surface moisture content (in volumetric moisture content).

の鉛直プロファイルが近似的に高度の対数で表わされるという特徴を利用して誤差を減らすためである。図の範囲外にも3点程データが在るが、他の点と大きく離れており、スケーリングパラメタ、勾配ともに他のデータより小さいので測定誤差によるものと考え除外した。運動量フラックスと風速勾配の関係については、中立付近の点が集まっている所以外では、かなり点が散乱し相似則の成立を主張し難いが、温位、比湿に関しては、観測値が1本の線にまとり相似則の成立を示している。

このデータから無次元シア関数 ϕ_m , ϕ_h , ϕ_e を求める。データが安定側に少ないので、不安定から中立の領域のみについて ϕ を Fleagle and Businger²⁾ で提案されている様な下式の形で表わされるとして、定数をもとめた。

$$\phi_m = \alpha_m \{1 - a_m(z/L)\}^{-1/4} \quad (12)$$

$$\phi_h = \alpha_h \{1 - a_h(z/L)\}^{-1/2} \quad (13)$$

$$\phi_e = \alpha_e \{1 - a_e(z/L)\}^{-1/2} \quad (14)$$

Fig. 3 において、中立近傍のデータを内挿して $(z/L)=0$ のところでの ϕ の値から α をそれぞれ求め、その後最小2乗法で a を求めた。その結果は下の通りである。

$$\alpha_m = 1.78 \quad a_m = 42.0$$

$$\alpha_h = 1.94 \quad a_h = 11.1$$

$$\alpha_e = 1.02 \quad a_e = 6.2$$

これらの値について今日までに発表されている値は、 α_m が0.93から1.14、 a_m が15程度、 α_h が0.8から1.2、 a_h が8から16くらいであり、 α_e や a_e に関しては、研究があまりなく、 α_h , a_h と同じではないかといわれて

3.1 Monin-Obukhov の相似則の確認

Monin-Obukhov の相似則によると、風速、温度、比湿の鉛直勾配は、乱流輸送量から得られたスケーリングパラメタ u^* , T^* , q^* と高度で無次元化すると、大気の安定度を表わす Monin-Obukhov の長さ L と高度 z の比の普遍関数となる。即ち、

$$\frac{kz}{u^*} \frac{\partial u}{\partial z} = \phi_m \left(\frac{z}{L} \right) \quad (9)$$

$$\frac{kz}{T^*} \frac{\partial \theta}{\partial z} = \phi_h \left(\frac{z}{L} \right) \quad (10)$$

$$\frac{kz}{q^*} \frac{\partial q}{\partial z} = \phi_e \left(\frac{z}{L} \right) \quad (11)$$

ここで、 ϕ_m , ϕ_h , ϕ_e が、それぞれ風速・温度・比湿の無次元シア関数と呼ばれる普遍関数である。スケーリングパラメタは乱流観測から、また各勾配はロービングマストから求めることができるが、勾配を算定する際の誤差を減らす為に、上3高度、下2高度のデータをそれぞれ平均し2つの高度 (z_2 , z_1) のデータにし、それぞれの平均値の代表する高度には、観測高度の幾何学平均をもちいた。このようにして求めた2つの高度での風速・温度・比湿の平均値から勾配を求め、その勾配の代表高度としては、 $z = (z_2 - z_1) / \ln(z_2/z_1)$ を使用した。結果を Fig. 3 に示す。 $z/L=0$ 付近で点が密集して描ききれていないがデータ数は約70点である。なお、ここで代表高度として幾何平均高度や2高度の差を2高度の比の対数で割ったものを用いたのは、接地層内での風速・温度・比湿

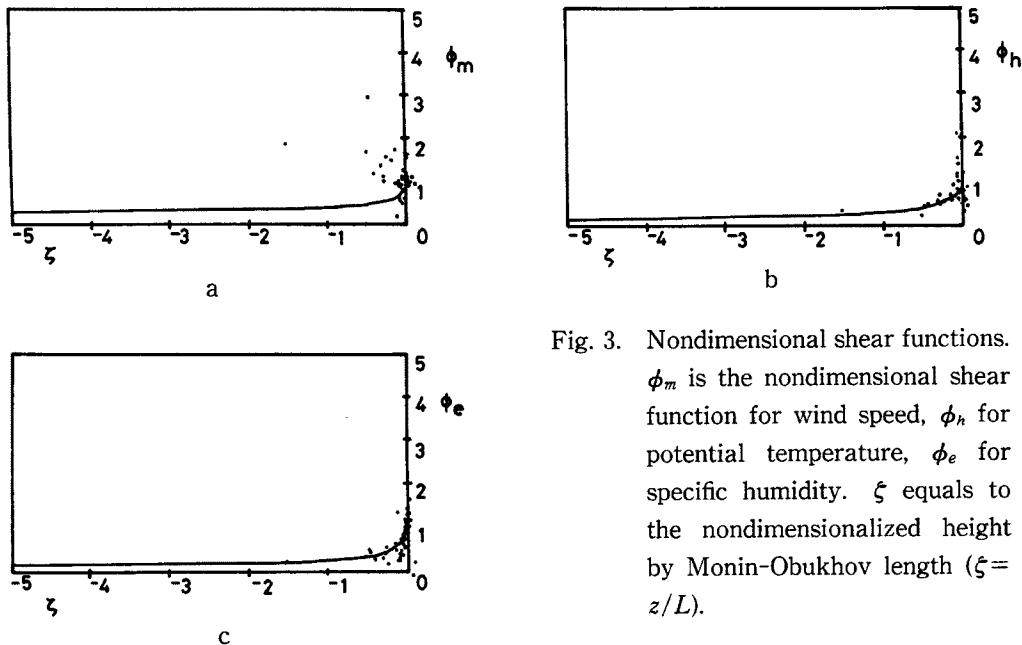


Fig. 3. Nondimensional shear functions. ϕ_m is the nondimensional shear function for wind speed, ϕ_h for potential temperature, ϕ_e for specific humidity. ξ equals to the nondimensionalized height by Monin-Obukhov length ($\xi = z/L$).

いるにすぎない (Yaglom (1977)⁹⁾, Panofsky and Dutton (1981)¹⁰⁾). これと今回の値とを比較すると風速に関するものと、温位に関するものについては今回の観測値のほうが α が少し大きい。

3.2 地表面直上での比湿

前節で求めた無次元シア関数を使い比湿のプロファイルを粗度高まで延長してそこでの水蒸気量がどのような値を示すかを調べる。粗度高は、大気不安定度が中立付近の風速分布から $z_0 = 1.3 \text{ mm}$ と決定された。プロファイルの延長には、式(4)の積分形である式(15)を用いる (Fleagle and Businger²⁾)。

$$q(z) - q(z_0) = \frac{\alpha_e q^*}{k} \left\{ \ln\left(\frac{z}{z_0}\right) - \psi_e\left(\frac{z}{L}\right) + \psi_e\left(\frac{z_0}{L}\right) \right\} \quad (15)$$

ここで、

$$\psi_e\left(\frac{z}{L}\right) = 2 \ln\left(\frac{1+x_e}{2}\right) : x_e = \left\{ 1 - a_e\left(\frac{z}{L}\right) \right\}^{1/2}$$

ϕ が求められた不安定条件下のデータについて z_0 での比湿を計算し、それを地表面水分量と比較したのが Fig. 4 である。Fig. 4 では、データが上下2群に分かれて分布しているが、これは、上側の群が夏のデータ、下側が冬のデータである。両方で気温が大きく違うため飽和比湿が大きく違いこのような分布をすると考えられる。そこで、このデータを式(15)と同様の式で求めた z_0 での気温から求めた飽和比湿で割って相対湿度の形にして地表面水分量と比較すると Fig. 5 のようになる。Fig. 4, Fig. 5 とも地表面水分量の単位は体積含水率である。この Fig. 5 をみると z_0 での相対湿度は、地表面の地中水分量の減少にともない急激に減少する。また、この表現は Yasuda and Toya⁵⁾ の表現 (Fig. 6) と同じであるが、彼らの結果と比較すると、今回のデータは、同じ水分量のときには、彼らの結果よりも高い相対湿度を示す。Yasuda and Toya の用いたデータの水分量は、深さ 2.5 cm から 5 cm のものであり、この観測の水分量は、地表面のものであって、昼間のデータのみであることを考慮すると、地表面は内部よりもかなり乾いているので、両者の結果は比較的近いものと考えられる。

同様の方法で気温分布を外挿し、 z_0 における気温を求め、放射温度計で測定された地表面温度との対比をとってみると Fig. 7 の様になり、両者の間には少しギャップが見られるが良く対応している。

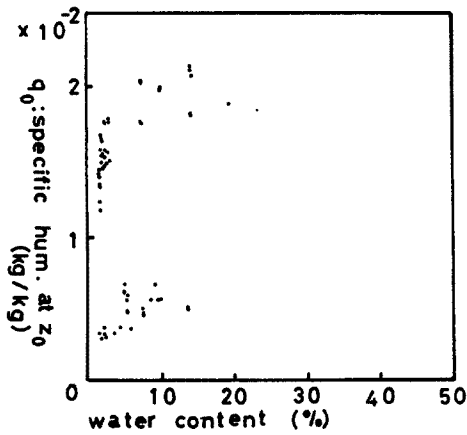


Fig. 4. Relation between soil surface moisture content and the estimated specific humidity at roughness height.

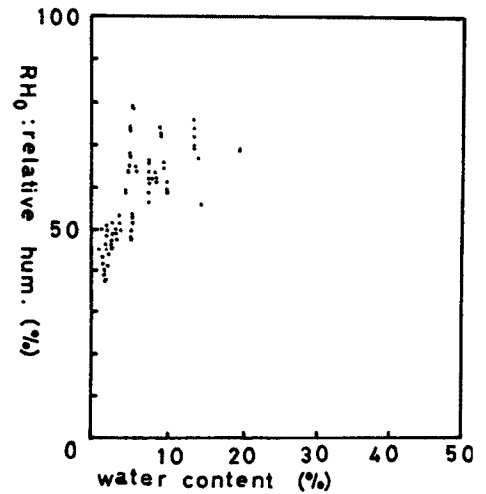


Fig. 5. Relation between soil surface moisture content and the estimated relative humidity at roughness height.

3.3 粗度高以下の気層について

前節で一応の結果を得たのであるが、地面にごく近い、もはや対数分布をしていない層での出来事について何らかの情報を得られないか考える。そのために、まず簡単なモデルを考える。最初に水面からの蒸発を考えると、水面に接する空気は水面温度 T_s で飽和しており、その水面からの蒸発は、水面上の高度 z_0 での水

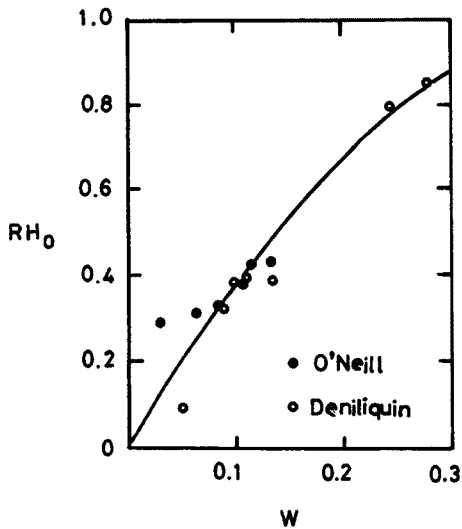


Fig. 6. Same as Fig. 5 quoted from Yasuda and Toya (1981).

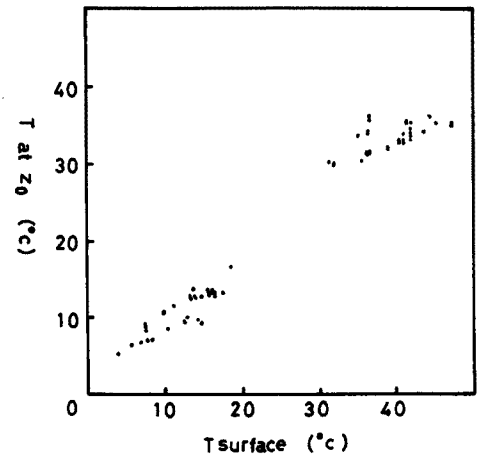


Fig. 7. Relation between the surface temperature measured by radiation thermometer and the estimated temperature at roughness height.

蒸気量と水面での飽和水蒸気量との差に比例すると考えられる。従って、水面からの蒸発率 E_w は、

$$E_w = C_e \rho (q_{sat}(T_s) - q(z_0)) \quad (16)$$

C_e : 比例係数

$q_{sat}(T_s)$: 地表面温度 T_s での飽和比湿

と書き表される。さて次に不飽和状態の地面からの蒸発を表わす為に、地面を簡単化して水と土粒子及び空気が一様に混じっていると仮定すると、体積含水率 W の土壌は、大気と接触している地表面では、面積比にしてその $W^{2/3}$ が水であると仮定できる。そこでの蒸発率 E は、水面からの蒸発の場合 $W^{2/3}$ 倍であると考えることができる。従って

$$E = C_e f (q_{sat}(T_s) - q(z_0)) W^{2/3} \quad (17)$$

C_e : 比例係数

となる。前節で求めた $q(z_0)$ と放射温度計で測定した地表面温度 T_s より求めた地表面での飽和比湿 $q_{sat}(T_s)$ と地表面水分量 W を用いて E/ρ と $(q_{sat}(T_s) - q(z_0)) W^{2/3}$ の関係をグラフに描くと Fig. 8 のようになる。両者の間には、散らばりこそ多いものの、比例の関係らしきものが見られる。更に比例係数 C_e について調べると摩擦速度 u^* に依存していることが分かった (Fig. 9)。対数グラフを描いて調べたところほぼ u^* の2乗に比例しているらしいことが分かったので、横軸に u^{*2} を縦軸に C_e をとって図示すると、Fig. 10 の様になる。この図から求めた1次回帰式は、

$$C_e = 0.28 u^{*2} + 0.0037 \quad (18)$$

となる。単位は、 C_e が m/sec で、 u^* が m/sec である。式(18)を、分子拡散係数と比較してみる。 C_e は表面での比湿と粗度高での比湿の差に対する係数であるから、拡散係数に合わせて、比湿勾配に対する係数に

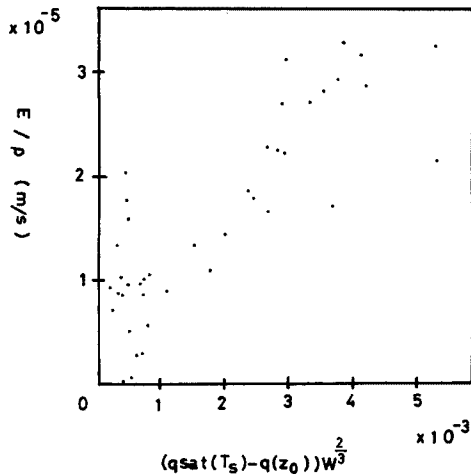


Fig. 8. Relation between the evaporating rate divided by air density and the product of 2/3 power of volumetric water content of soil surface ($W^{2/3}$) and the difference between the saturated specific humidity at the surface temperature ($q_{sat}(T_s)$) and the estimated specific humidity at roughness height ($q(z_0)$).

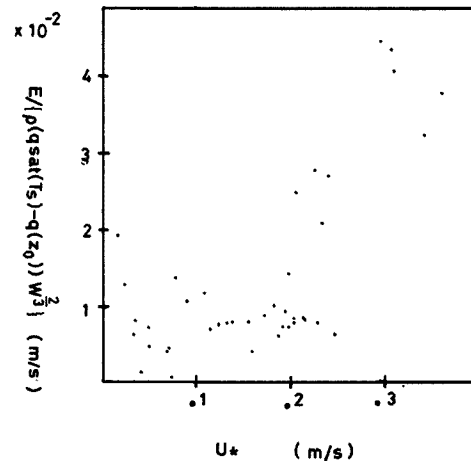


Fig. 9. Relation between friction velocity u^* and C_e ($= E/\rho (q_{sat}(T_s) - q(z_0)) W^{2/3}$) in eq. 17. E shows evaporation rate, ρ air density, $q_{sat}(T_s)$ saturation specific humidity at T_s , $q(z_0)$ estimated specific humidity at roughness height z_0 .

換算する。粗度高以下の比湿勾配を直線で近似すると、粗度高までの高さの拡散係数 K_e は、

$$K_e = C_e z_0 = 3.6 \times 10^{-4} u^{*2} + 4.8 \times 10^{-6} \quad (19)$$

となり、水蒸気の拡散係数は、ほぼ $2 \times 10^{-5} (\text{m}^2/\text{sec})$ であるので、 u^* の値によって違うが、ほぼ同オーダーである。また、同様の解析を顕熱フラックスと、地表面温度、 z_0 での温度を使って熱フラックスについて行った。この場合は、水蒸気の場合と違って表面では土と空気が同じ温度であると考えるのが普通であるから、顕熱フラックスに対する式をたてると、

$$H/\rho C_p = C_h (T_s - T(z_0)) \quad (20)$$

C_h ：比例係数

となる。 $H/\rho C_p$ と $(T_s - T(z_0))$ をそれぞれ横軸縦軸にとってグラフにすると、Fig. 11の様になる。Fig. 8と同じくこちらも強い正の相関がある。また水蒸気に対するFig. 9と同様の図を描くとFig. 12のようになり熱に関しては摩擦速度に対する依存性は見られない。 C_h の値は平均で0.011 m/secである。更に C_h の値を分子拡散係数と比較するために換算すると、

$$K_h = 1.4 \times 10^{-5} \text{ m}^2/\text{sec}$$

という結果が得られ、温度の分子拡散係数は、ほぼ $2 \times 10^{-5} \text{ m}^2/\text{sec}$ であるので比較的良く一致している。

粗度高以下の気層において、水蒸気の拡散係数は無相関であるということは、熱の輸送は分子拡散的に行われるが、水蒸気は単純な分子拡散でなく何らかの機構を想定しなければならないことを示している。この際に考えられる機構としては幾つかのものがあるが、シアー応力に拡散係数が比例するということは水蒸気輸送量も比湿の差が同じならシアー応力に比例することを示していることから次の様なモデルで説明できるのではないかと考えられる。地面は土粒子とその空隙からなり、空隙に水が入っているのであるが、その空隙の中の水のすぐ上の空気は飽和状態であり、その空気が地表の直上の空気と交換される。土中の気体の移動は空隙の壁面での摩擦とその気体にかかる力の釣り合いで決まるとすれば、シアー応力と、地表面温度での飽和水蒸気量と粗度高での水蒸気量の差に比例して水蒸気が輸送されることが期待できる。しかし確定的な結論をだすにはFig. 8からFig. 12の図は点の散らばりが大きく、今後の研究を待たねばならない。

4. 蒸発量の推定法について

3.3節の結果を使い地表面温度と地表面水分量、それに接地層内での1高度の風速、温位、比湿を使って蒸発量を推定する方法を考えてみる。式(17)と式(15)から $q(z)$ を消去すると

$$q(z) - q_{sat}(T_s) = \frac{\alpha_e q^*}{k} \left\{ \ln\left(\frac{z}{z_0}\right) - \psi_e\left(\frac{z}{L}\right) + \psi_e\left(\frac{z_0}{L}\right) \right\} + \frac{u^* q^*}{C_e W^{2/3}} \quad (21)$$

また式(15)に相当する風速に関する式は

$$u(z) = \frac{\alpha_m u^*}{k} \left\{ \ln\left(\frac{z}{z_0}\right) - \psi_m\left(\frac{z}{L}\right) + \psi_m\left(\frac{z_0}{L}\right) \right\} \quad (22)$$

$$\psi_m = 2 \ln\left(\frac{1+Y}{2}\right) + \ln\left(\frac{1+Y^2}{2}\right) - 2 \arctan Y + \frac{\pi}{2}$$

$$Y = \left\{ 1 - \alpha_m \left(\frac{z}{L}\right) \right\}^{1/4}$$

温位に関する式は、

$$\theta(z) - T_s = \frac{\alpha_h T^*}{k} \left\{ \ln\left(\frac{z}{z_0}\right) - \psi_h\left(\frac{z}{L}\right) + \psi_h\left(\frac{z_0}{L}\right) \right\} + \frac{u^* T^*}{C_h} \quad (23)$$

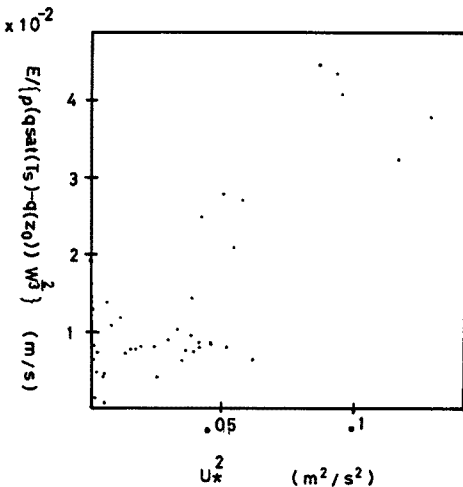


Fig. 10. Relation between the square of friction velocity and $C_e (=E/\rho(q_{sat}(T_s) - q(z_0))W^{2/3})$ in eq. 18.

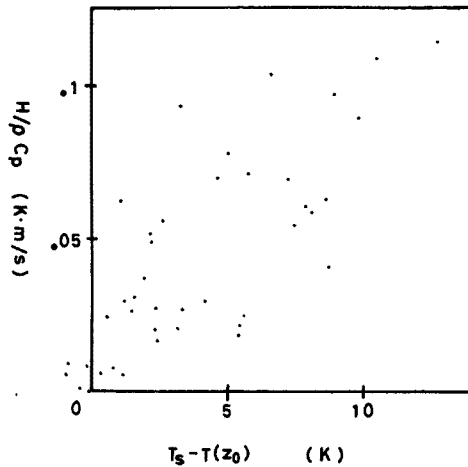


Fig. 11. Relation between upward temperature flux, which is the sensible heat flux divided by the product of air density and specific heat, and the difference between surface temperature and the estimated temperature at roughness height.

$$\psi_h = 2 \ln \left(\frac{1+x_h}{2} \right) : x_h = \left\{ 1 - a_h \left(\frac{z}{L} \right) \right\}^{1/2}$$

式(21)・式(22)・式(23)をそれぞれ q^* , u^* , T^* について解いて,

$$q^* = \frac{q(z) - q_{sat}(T_s)}{\frac{\alpha_e}{k} \left\{ \ln \left(\frac{z}{z_0} \right) - \psi_e \left(\frac{z}{L} \right) + \psi_e \left(\frac{z_0}{L} \right) \right\} + \frac{u^*}{C_e W^{2/3}}} \quad (24)$$

$$u^* = \frac{u(z)}{\frac{\alpha_m}{k} \left\{ \ln \left(\frac{z}{z_0} \right) - \psi_m \left(\frac{z}{L} \right) + \psi_m \left(\frac{z_0}{L} \right) \right\}} \quad (25)$$

$$T^* = \frac{\theta(z) - T_s}{\frac{\alpha_h}{k} \left\{ \ln \left(\frac{z}{z_0} \right) - \psi_h \left(\frac{z}{L} \right) + \psi_h \left(\frac{z_0}{L} \right) \right\} + \frac{u^*}{C_e}} \quad (26)$$

これらの式に式(7), 式(12)から式(15), 式(18), それに各定数の値を入れて連立させると地表面の温度と水分量, 一高度での風速, 温度, 湿度を用いて反復計算, 例えば $z/L=0$ から始めて u^* を求め, 次に T^* , q^* を求め, z/L をもとめて, また u^* を求めると言った操作を収束するまで繰り返すというような方法でスケーリングパラメーター u^* , T^* , q^* を求めそこから蒸発量や顕熱輸送量等を求めることが可能である。式(24)の分母第2項の C_e が u^* の2乗に比例する事から蒸発量は風速の増加に伴い顕熱輸送量よりも大きく増加することが予想される。

5. まとめ

地空相互作用観測施設における接地境界層内での乱流輸送量の直接測定と, 風速, 温度, 湿度の鉛直プロフィールの測定, および地表面温度・水分量の観測により以下の結果を得た。

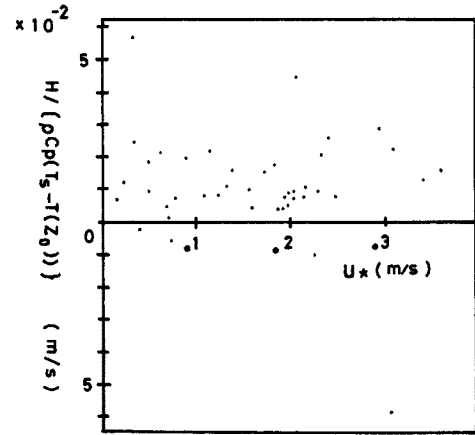


Fig. 12. Relation between friction velocity u^* and C_h in eq. 20 ($= H / \{ \rho C_p (T_s - T(z_0)) \}$). H is sensible heat flux, ρ air density, C_p specific heat, T_s surface temperature, $T(z_0)$ estimated temperature at roughness height z_0 .

1) 高度 1.5 m までの接地層内で, Monin-Obukhov の相似則に基づくフラックスとプロファイルの関係の成立を, 温度・湿度について確かめ得た。

2) 湿度の鉛直プロファイルの下端である粗度高での相対湿度は地表面水分量の影響を受け地表面水分量の増加と共に増加する。

3) 粗度高以下の気層を考え, 4.3節の様な簡単なモデルを立てて考えるとそこでは熱の輸送はほぼ分子拡散的であるが, 水蒸気はそうではなく拡散係数がシア一応力に比例する。このことは土粒子の間隙中での水蒸気輸送を考えると説明できる可能性があるが, もっと土表面に近い所での水蒸気量や空気の乱れの測定等を含むより詳しい観測により解明する必要がある。

更に, 前報¹¹⁾で扱ったような, 日の出後しばらくの間の地表面が急速に乾燥していく状態については, 今回の解析にはデータが含まれていないので今後の検討課題であるが, 非定常性あるいは熱バランスの面からの蒸発に対する考慮を加えた解析が必要であると思われる。

参 考 文 献

- 1) Monin, A. S. and A. M. Obukhov : Basic laws of turbulent mixing in the ground layer of the atmosphere, Trans. Geophys. Inst-Akad. Nauk. U. S. S. R., No24(151), 1954, pp.163-187.
- 2) Fleagle R. G. and J. K. Businger : An introduction to Atmospheric Physics second edition, Academic Press inc., 1980, pp. 261-283.
- 3) Penman, H. L., : Natural evaporation from open water, bare soil, and grass, Proc. Roy. Soc. London. 1948, A193, pp.129-145.
- 4) Barton, I. J., : A parameterization of the evaporation from nonsaturated surface, J. Appl. Meteor., vol. 18, 1979, pp.43-47.
- 5) Yasuda, N. and T. Toya, : Evaporation from non,saturated surface and moisture availability, Pap. Met. Geophys., vol.32, 1981, pp89-98.
- 6) 光田 寧・池淵 周一・文字 信貴・小尻 利治・玉川 一郎：大気と地表面間におけるエネルギー交換過程の観測(2), 京都大学防災研究所年報, 第30号 B-1, 1987, pp.287-295.
- 7) 里田 弘志・文字 信貴・光田 寧：裸地面におけるエネルギー輸送の研究, 京都大学防災研究所年報, 第28号 B-1, 1985, pp. 415-426.
- 8) Paulson, C. A. : Profiles of wind speed, temperature and humidity over the sea, Ph. D. Thesis, Univ. of Wasington, 1967.
- 9) Yagrom, A. M. : Comments on wind and temperature flux-profile relationship, Boundary Layer Meteor., 1977, vol. 11. pp.89-102.
- 10) Panafsky, H. A. and J. A. Dutton : Atmospheric turbulence, A willey-inter-science publication, 1984, pp.145-148.
- 11) 玉川一郎・山田道夫・池淵周一・光田 寧：地表面水分量と地表面温度の変化との関係について, 京都大学防災研究所年報, 第31号 B-1, 1988, pp. 237-241.