

ライシメーター蒸発散量とエネルギー収支法 による蒸発散量の比較

Comparison of Evapotranspiration Measurements using Weighing Lysimeter and Energy Balance Method.

古藤田 一 雄*

Kazuo KOTODA

I まえがき

地表面の水収支構成要素の一つであると同時に、熱収支構成要素の一つでもある蒸発散（潜熱輸送）は、地表面の自然環境を規定する重要な要素の一つと考えられる。

地表面からの蒸発散量の推定方法については、従来から種々の方法が提案されてきた。しかしながら、これらの結果を実証するための、自然条件下での蒸発散量の実測は、今日まで技術的というよりは、むしろ経済的な面での制約を受けて、あまり質の良いデータを得ることができなかった。

この報告は、水理実験センター熱収支・水収支圃場において観測された蒸発散量について、二つの項目について検討をしている。一つは、ウェィング・ライシメーターによる蒸発散量と同時に観測した大型蒸発計蒸発量や他の水文・気象要素との相関関係の検討、他の一つは、熱収支解析による蒸発散量の推定と熱収支構造の検討およびウェィングライシメーター実測値との比較である。

II 植物群落面の蒸発散量の推定方法

1. 熱収支

水が蒸発するためには、それと等価の熱エネルギーを必要とするから、ある量の蒸発散は、それを熱エネルギー量に換算することによって熱収支

方程式に組込むことができる。

いま、地表面からの高さ $z=h$ を有する植物群落を考へ、この植物群落面高度における熱収支を次式で与えると、

$$R_N = LE + H + G, \quad (z=h) \dots\dots(1)$$

ここに、 R_N , LE , H および G は、それぞれ群落面高度 $z=h$ における純放射量、潜熱輸送量 (L は蒸発の潜熱)、顕熱輸送量および貯熱量変化である。

地表面 ($z=0$) における熱収支式は、

$$R_{Ns} = LH_s + H_s + G_s, \quad (z=0) \dots\dots(2)$$

で与えられる。ここで、各熱収支項の記号の添字 s は、それぞれ地表面での値であることを示すためのものである。

植物群落層 (plant canopy layer) の熱収支式は、次式で表わせる。

$$\Delta R_s = LE_p + H_p + G_p + \lambda (P + A) \quad (h \geq z \geq 0) \dots\dots(3)$$

ここに

$$\Delta R_N = R_N - R_{Ns} \dots\dots(4)$$

で、 LE_p は植物群落による蒸散による潜熱輸送量、 H_p は葉群からの顕熱輸送量、 G_p は群落内の単位断面柱の貯熱量変化、 λ は光合成による吸収熱量 ($\lambda = 2550 \text{ cal/g} \cdot \text{CO}_2$)、 P は CO_2 消費量、 A は呼吸量である。

ここで、 $\lambda (P + A)$ は、植物の同化作用による

* 筑波大学水理実験センター・地球科学系

太陽エネルギーの固定と、その逆の呼吸作用によるエネルギーの消費という、生物学における本質的な問題にかかわるエネルギーの変換量を示すが、ここで問題としている熱収支の計算においては、放射量や蒸発散量に比べて λP や λA は無視し得る (Budyko, 1956) のでこれらを省略する。また、 G_p も同様の理由により省略する。このように考えると(3)式は、次のように近似できる。

$$R_N - R_{Ns} = LE_p + H_p \dots\dots\dots(5)$$

ここで、群落面を通過して鉛直方向に輸送される顕熱と潜熱の和は、群落からの顕・潜熱と地面からの顕・潜熱の和に等しいと仮定すると、

$$LH + H = L(E_p + E_s) + (H_p + H_s) \dots\dots\dots(6)$$

とおけるので、(1)、(2)、(5)および(6)式から、

$$G = G_s \dots\dots\dots(7)$$

を得る。すなわち、群落面における貯熱量変化は、地中熱流量の変化を測定することによって知ることができる。(7)式の関係を(1)式に代入すると次式が得られる。

$$LE = R_N - H - G_s \dots\dots\dots(8)$$

2. 蒸発散量の推定方法

植物群落が存在する地表面からの蒸発散量は、(8)式で示される熱収支式を利用して求めることができる。(8)式における R_N 、 H 、 G_s の決定法は種々の方法があるが、本論では、 R_N および G_s は、それぞれ純放射計および地中熱流板による直接測定の数値を使用した。また、 H については、風速と気温の鉛直分布の観測値から、空気力学的方法 (傾度法) によって求めた。したがって、蒸発散量 LE は、得られた R_N 、 G_s および H を(8)式に代入した残差項として求められる。

顕熱輸送量は次式で推定することができる。

$$H = \frac{C_p \rho k^2 (T_1 - T_2)(u_1 - u_2)}{\left[\ln \left(\frac{z_2 - d}{z_1 - d} \right) \right]^2} \dots\dots\dots(9)$$

ここで C_p 、 ρ は空気の定圧比熱および密度、 k はカルマン常数、 T_1 、 T_2 は地表面からの高さ z_1 、 z_2 における気温、 u_1 、 u_2 は同じく z_1 、 z_2 における風速で、 d は地面修正量である。

(9)式を利用して実際に H を計算するに当たっては、まず d の値が既知でなければならない。ところが、 d の値は一般に一定値をとらず u 、 u_* あるいは u/u_* (u_* は摩擦速度) に依存して変化することが知られている (谷, 1963; Maki, 1976; 古藤田, 1979)。そこで、本論ではこのことを考慮して次式で示される Rider (1954) の方法

$$\frac{u_3 - u_2}{u_2 - u_1} = \frac{\ln(z_3 - d) - \ln(z_2 - d)}{\ln(z_2 - d) - \ln(z_1 - d)} \dots\dots\dots(10)$$

により d の値を数値計算によって求めた。ここで u_1 、 u_2 、 u_3 はそれぞれ高さ z_1 、 z_2 、 z_3 における風速である。

III 測器および観測方法

使用した測器の既略および観測方法について説明する。

純放射 Fuuk 型放射計 (英弘精器社製 CN-11型) を地表面上約 1.7m の高さの位置に設置して直接測定した。この放射計は、パーソンオブチカルブラックで塗装した上下2枚の受熱板の間に約 250 対の銅コンスタンタン熱電対を埋込み、上下面の放射収支量を熱起電力によって検出するようになっている。受感部を保護するため、長波長の放射に対して透明度が高い半球状のポリエチレンフィルムドームによって、上下面がカバーされている。観測時には、ドーム内に乾燥空気が送りこまれるようになっている。

風速・気温 風速は 3 杯式光電風速計 (牧野応用測器研究所製, AF 750 S 型) を使用した。風杯は外径 50mm, 始動風速 0.2m/s, 耐風強度 25m/s である。気温はサーミスター温度計を電動式の通風筒内にセットして測定した。湿球温度も観測したが、日中水分補給がとぎれたりしてあまり良いデータが得られなかったため今回の解析には利用しなかった。

測定高度は、0.5、1、2、4、8 m の 5 点で、高さ 8 m のアルミ製ポールにセットして測定した。

地中熱流量 熱流板 (英弘精器社製) を地表面下約 2 cm の深さに埋設して測定した。熱流板による地中熱流量の測定原理は、厚さ D (cm), 熱

伝導率 λ (cal/cm·sec·°C) の薄い平板を貫流する (定常) 熱フラックス F (cal/cm²·sec) が、 $F = \lambda(T_1 - T_2)/D$ の関係で示されることを利用して、 λ 、 D を既知として、温度 T_1 、 T_2 を測定することにより F を知ろうとするものである。この熱流板は、比較的手軽に測定できて便利であるが、熱が水流に伴って運ばれるような場合には正しい値を与えないという欠点がある。水理実験センターでは、そのような誤差をなるべく少なくするように考慮して、幅 1 cm、長さ 5 cm の熱流板を使用している。

蒸発散量 水理実験センターの熱・水収支圃場に設置されたウェイング・ライシメーター (古藤田ほか, 1978) による蒸発散量の観測値を、自然の状態に近い実蒸発散量を示すものとして使用した。このライシメーターは、高さ 2 m、外径 2 m のステンレス製円筒容器に、現場と同じ土 (関東ローム) を攪乱せずに採取してセットし、表面には圃場と同じ品種の牧草 (主にライグラス) を播種し、観測時 (1978 年 8 月上旬) には、約 45 cm の草丈となっていた。蒸発散量の測定精度は 0.16 mm である。

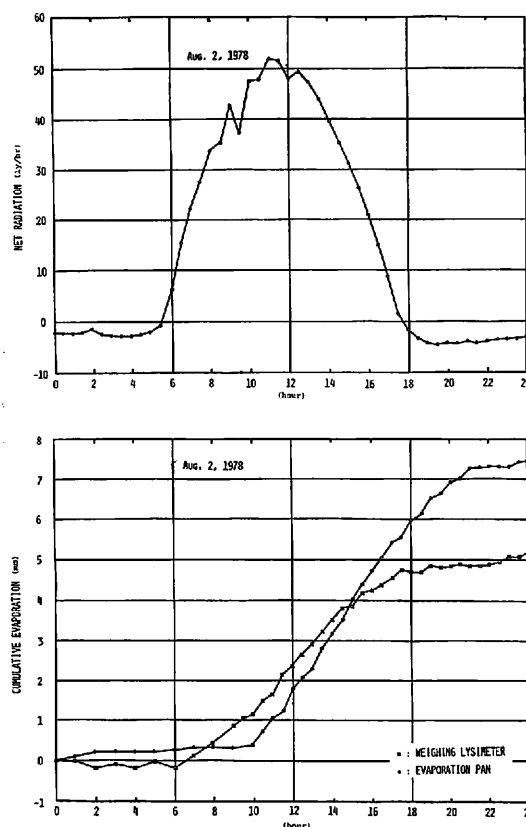
蒸発量 蒸発散量と同じく、圃場内に設置された、大型蒸発計 (中浅測器製) によって蒸発量を測定した。この大型蒸発計は、直径 120 cm、高さ 25 cm の寸法をもち、合衆国のクラス A パンに相当する規格のものである。蒸発量の測定方法は、

蒸発による微小な水位変動をフロートでとらえ、これを滑車に伝えてポテンシオメーターを回転させ、これを抵抗変化として検出し、さらに電圧変化に変換して、自記記録計に記録するという方式をとっている。水位の測定範囲は 100 mm で、精度は 0.5 mm である。

IV ライシメーター蒸発散量と蒸発計蒸発量の比較

まず、実測されたライシメーター蒸発散量 E_{lys} と、大型蒸発計蒸発量 E_{pan} の比較をして、両者の相関関係や相違点について検討をする。

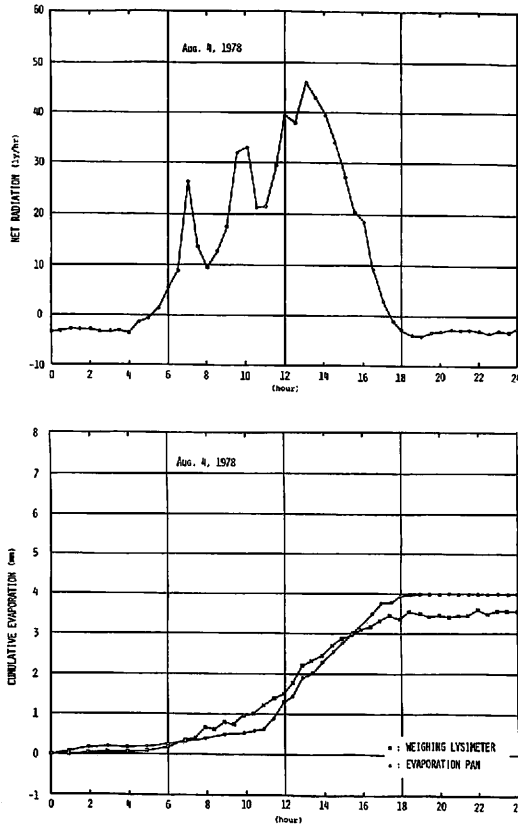
1. 日変化



第 1 図 純放射量、ライシメーター蒸発散量および大型蒸発計蒸発量の日変化 (快晴時の場合)

第 1 図は、快晴時 (1978 年 8 月 2 日) の E_{lys} 、 E_{pan} の日変化 (積算値) を示したものである。この日は、 E_{pan} の日量値は 7.5 mm を記録しているが、 E_{lys} は 5.2 mm となっている。両者の比 E_{lys}/E_{pan} は、0.7 である。

この E_{lys} と E_{pan} の差異、すなわち水柱高にして 2.5 mm、比率で約 30% ほどの差異は、図を見てわかるように、一日のうちのとくに午後 14 時 ~ 21 時における両者の間の著しい蒸発速度の違いが主因となっている。この関係は、他の天候の時も同じように認められる。第 2 図は、比較的天気の良い場合の例 (1978 年 8 月 4 日) である。このときは E_{pan} は 4.0 mm/day の蒸発量を記録し、 E_{lys} は 3.5 mm/day の蒸発散量であった



第2図 純放射量、ライシメーター蒸発散量および大型蒸発計蒸発量の日変化(曇天時の場合)

($E_{lys}/E_{pan}=0.88$)。両者の差 0.5mm は晴天日の場合よりも少ないが、この差が大きく生ずる時刻は、やはり午後の14時から18時頃にかけてである。

このライシメーター蒸発散量と大型蒸発計蒸発量の日変化の相違は、蒸発面の粗度(したがって拡散係数が関係する)よりは、両者の間の貯熱特性の違いを反映して生じたものと思われる。すなわち、蒸発計の蒸発速度が、午前中はライシメーターの蒸発散速度より小さいのは、蒸発にまわされるべき熱量が、蒸発計の水体へと貯留されたため、午後はこの水体に貯留された熱が、太陽放射の減少とともに放出されて蒸発のための熱源となっていると考えられる。

一般に、蒸発散速度は、放射量、気温、飽差、風速および植物の生理状態(気孔の開孔度など)などに依存して変化することが知られており、Budagovsky (1964) は、湿りの十分な時の可能蒸発散速度 E_0 (mm/hr) を次式で与えた。

$$E_0 = \frac{1.56\varphi(R_N - G)}{1 + 1.56\varphi} + \frac{0.029D_a \cdot \delta}{1 + 1.56\varphi} \dots\dots(11)$$

ここに、 φ は飽和水蒸気圧力曲線の傾度 (mb/°C)、 D_a は拡散速度 (cm/sec)、 δ は飽差 (mb)、で、純放射量 R_N と貯熱量変化 G の値は ly/min の単位で与える。

Budagovsky も指摘しているように、純放射量が十分大きい場合には、(11)式の右辺第2項に示されている $D_a \cdot \delta$ の蒸発速度 E_0 に寄与する割合は相対的に減少する。また、ここで問題としているライシメーターと大型蒸発計のような場合には、貯熱体が前者は植物群落と土壌であるのに対して後者は水体であるため貯熱量変化 G の振舞いは、両者間で著しく異なる。このような場合には、 G の変化は蒸発散速度にかなりの影響を与えらる。

2. ライシメーター蒸発散量と大型蒸発計蒸発量の関係

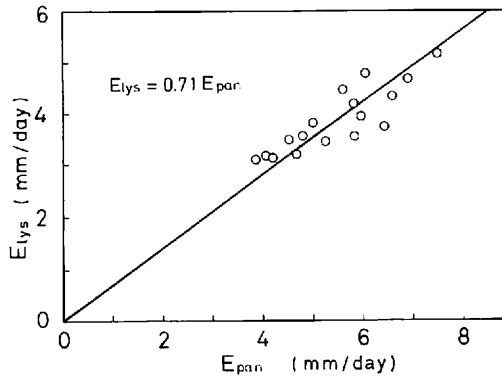
ある地域の可能蒸発散量あるいは実蒸発散量を推定するために、蒸発計蒸発量の観測値を利用することがある。そこで、水理実験センターで得られたライシメーター蒸発散量 E_{lys} と、大型蒸発計蒸発量 E_{pan} およびこの時の牧草地上の正味放射量 R_N の関係を検討してみる。

第3図は、1978年8月の欠測および雨天日を除いた日の E_{lys} と E_{pan} の関係をプロットしたもので、両者の関係を E_{lys} がゼロのとき E_{pan} がゼロとなるように算術平均によって求めると、

$$E_{lys} = 0.71 E_{pan} \dots\dots(12)$$

が得られる。

渡辺(1955)は、Thorntwaite-Holtzman 式による計算蒸発量と大型蒸発計(直径100cm)の蒸発量の関係を求めて、係数 0.748 を求めた。また、中川(1979)は、Penman 式により求めた水面可能蒸発散量に 0.7 を乗じたものを短草植被

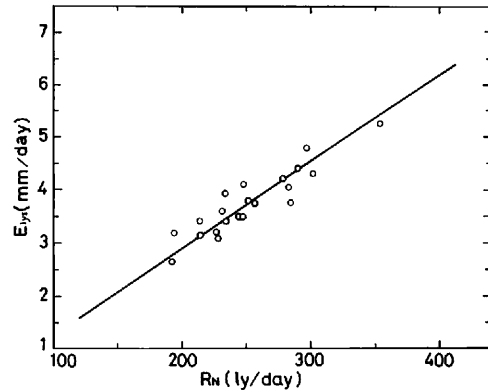


第3図 ラインメーター蒸発散量 (E_{lys}) と大型蒸発計蒸発量 (E_{pan}) の関係 (1978. 8. 2~24 晴天日のみ)

面可能蒸発散量として、これと大型蒸発計蒸発量の関係を求め、係数0.74を得た。これらの係数値は、(12)式で示される係数値0.71に比べると若干大きい。前者が可能蒸発散量に対する関係を求めているのに対して、後者の関係は自然植生下の実蒸発散量に近い値を示していると考えられ、また測定誤差等を考慮すると従来求められた係数値および今回求められた係数値は近似的には大差はないと言える。

3. ラインメーター蒸発散量と純放射量の関係
(11)式で示されているように、1日の平均値をとると、貯熱量変化 G は純放射量 R_N に比べて十分小さな値となるため、蒸発散量に対するウェイトは小さくなる。そこで、 $D_0 \cdot \bar{\theta}$ があまり大きく変動しないような期間を選ぶと、(11)式の右辺第2項は定数項とみなすことができるので、第1次近似として、 E_0 は R_N の1次関数として表わすことができる。同様の関係が E_{lys} と R_N の間にも認められるとして両者の関係 (第4図) を最小自乗法によって求めた結果次式を得た。但し、データは1978年8月のデータを使用し、単位は cm/day に換算している。

$E_{lys} = 0.812(R_N/L) + 0.0262$, (cm/day)... (12)
ここに、 L は蒸発の潜熱 ($\cong 580cal/gr$) で、 R_N は ly/day , E_{lys} は cm/day の単位で示されている。



第4図 ラインメーター蒸発散量 (E_{lys}) と純放射量 (R_N) の関係 (1978. 8)

蒸発散研究グループ (1967) は、水田に対して熱収支法で求めた蒸発散量 E_T と R_N/L の関係が、 $E_T = 0.82(R_N/L)$ で示されると報告している。水田と草地では、地表面形態がかなり異なると考えられるが、係数はきわめて近似した値となっている。

V 計算蒸発散量とラインメーター蒸発散量の比較

植物群落面における熱収支を明らかにすることによって、蒸発散量を推定することができるが、まずはじめに放射収支について簡単な見積りをしてみる。

1. 放射収支

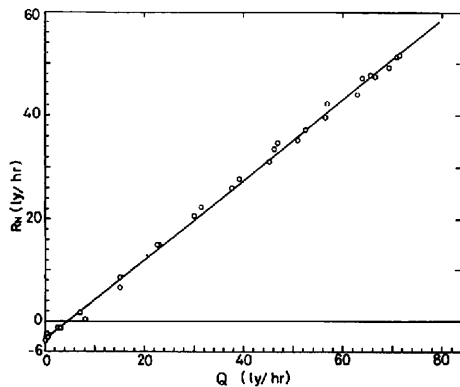
純放射量 R_N は、次式で示すことができる。

$$R_N = (1 - \alpha)Q - I \dots \dots \dots (13)$$

ここで α はアルベド、 Q は全天日射量 (全短波放射量)、 $I (= I_u - I_d)$ は有効放射量で I_u は地表面から大気中に向う長波放射量、 I_d は大気中から地表面へ向う長波放射量である。

Q および I は計算によって求めることができるので、適当な α を仮定し、(13)式に従って R_N を推定することもできるが、ここでは R_N と Q の実測値により、上式の間関係を検討してみる。

第5図は1978年8月2日の晴天時の R_N と Q の関係を示したものである。観測値は30分平均値を ly/hr の単位に換算して表示している。この関係



第5図 純放射量(R_N)と全短波放射量(Q)の関係

を最小自乗法によって求めると、次式

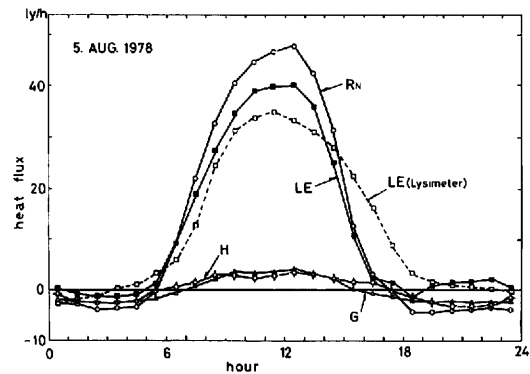
$$R_N = (1 - 0.22)Q - 3.32 \quad (\text{ly/hr}) \dots (14)$$

が得られた。一般に、アルベド α は表面の性質や太陽高度によって変わるが、得られた $\alpha = 0.22$ の値は、牧草の0.25 (Stanhill, 1970)、オオムギの0.23 (Monteith, 1965)~0.26 (Stanhill, 1970)などの実測値を参照すると、やや小さいが、草地の日平均値としてのアルベドの値としてはほぼ妥当なものと考えられる。また、(13)式と(14)式の比較から、 $I = 3.32$ (ly/hr)の有効放射量が推定される。この I の値を、水稲田での4.8 ly/hr、トウモロコシ畑7.8 ly/hr (蒸発散研究グループ, 1967)や、西独ハンブルクで観測された短かく刈込まれた草地での年平均値5.2 ly/hr (Monteith, 1973)などと比べると圃場で観測された値は、若干小さな値となっている。しかし、天候、植生あるいは地表面の状態の差違等を考慮すると、従来得られている値とそれ程大きな差異はないと言える。

2. 熱収支法による計算蒸発散量

水理実験センター圃場における純放射量 R_N および地中熱流量 G の実測値と、風速・気温の鉛直分布の観測値をもとにして(9)式により求めた顕熱輸送量 H の値を(1)式で示される熱収支式に代入して、群落面における蒸発散量 LE を算出した。

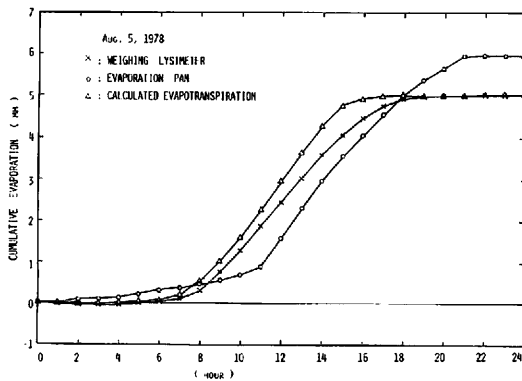
第6図は、1978年8月5日の風のおだやかな晴天日における各熱収支項の日変化を示したものである。図には比較のため、ライシメーター蒸発散量値も示してある。この日の日蒸発散量値は熱収



第6図 植物群落面の熱収支

支法により計算した値が4.98mm/dayとなったのに対して、ライシメーターの実測蒸散量は5.0 mm/dayとなり、両者はきわめて近似した値を示した。しかし、図をみて判るように、両者の時間的推移は一致していない。すなわち、午前中は計算値の方がライシメーターの蒸発散速度より過大に評価されているが、午後になると、この関係は逆転して、計算値は過小評価されている。この差異については、いくつかの原因が考えられるが、その一つは地中熱流量を測定した圃場の地中貯熱量変化の特性と、ライシメーターの地中貯熱量変化の特性が若干異なり、このことが熱収支法により求めた蒸発散量と、ライシメーターの実測蒸発散量の時間的な推移に差をもたらしていると考えられる。このほかに、この報告においては、顕・潜熱輸送に及ぼす安定度の影響を考慮しなかったことおよび運動量の拡散係数と、顕潜熱の拡散係数はいずれも等しいものと仮定しているため、これらに起因する誤差が、計算蒸発散量値と実蒸発散量との差異をもたらしていることも考えられる。しかしながら、今回の報告では、これらの関係についての定量的な評価をするには、データが若干不足しており、十分検討するまでには至らなかった。

第7図は、同じ8月5日の計算蒸発散量、ライシメーター蒸発散量および大型蒸発計蒸発量の毎時積算値を図示したものである。この図からわかるように、大型蒸発計蒸発量は、午前中はライシ



第7図 ウェイングラインメーター蒸発散量、大型蒸発計蒸発量および計算蒸発散量の積算曲線

メーターの蒸発量よりもさらに少ない値となっているが、午後は日没後、21時近くまで蒸発が続くため、結局日量値で約6 mmの蒸発量となっている。

第1表は、1978年8月初旬の晴天日が連続した2日から7日までの6日間の、水理実験センター圃場の草地に対する熱収支を計算したものである。第2表には、熱収支法によって計算した蒸発散量 (E)、ライシメーター蒸発散量 ($Elys$) および大型蒸発計蒸発量 ($Epan$) の値をそれぞれに対する比の値とともに示した。

得られた各熱収支要素の値を利用して、6日間を平均したボウエン比 ($\beta = H/LE$) を計算してみると0.17になった。しかし、この値は、日々の値で見ると0.39から0.03の範囲にわたってかなり変化している。一般に乾燥した草地においては、水分が欠乏しているため潜熱輸送は少なく、純放射の大部分は顕熱の放出によってなされるため、ボウエン比は大きな値をとることが知られている。これに対して、圃場の草地で得られたボウエン比の値は、かなり湿った草地の特徴を示し、純放射の大部分は蒸発散による潜熱輸送によって占めら

第1表 草地の熱収支 (ly/hr)

1978年	R_N	G	H	LE	$\beta = \frac{H}{LE}$	$\frac{LE}{R_N - G}$	u_{2m} m/sec
8. 2	358.2	4.1	65.9	288.2	0.23	0.81	2.86
3	233.7	-10.4	68.5	175.5	0.39	0.72	4.30
4	231.1	-13.0	49.3	194.8	0.25	0.80	2.41
5	292.0	-4.2	7.3	288.9	0.03	0.98	0.92
6	289.7	-5.7	25.9	269.5	0.10	0.94	0.94
7	252.1	-10.5	31.9	230.7	0.14	0.88	1.37
平均	276.1	-6.6	41.5	241.3	0.17	0.85	2.13

第2表 計算蒸発散量 (E) とライシメーター蒸発散量 ($Elys$)、大型蒸発計蒸発量 ($Epan$) の比較

1978年	E mm/day	$Elys$ mm/day	$Epan$ mm/day	$E/Elys$	$E/Epan$	$Elys/Epan$	u_{2m} m/sec
8. 2	4.97	5.19	7.46	0.92	0.64	0.70	2.86
3	3.03	3.95	5.96	0.77	0.51	0.66	4.30
4	3.36	3.54	4.00	0.95	0.84	0.89	2.41
5	4.98	5.00	5.96	1.00	0.84	0.84	0.92
6	4.65	4.44	5.61	1.05	0.83	0.79	0.94
7	3.98	3.82	4.99	1.04	0.80	0.77	1.37
平均	4.16	4.32	5.66	0.96	0.74	0.77	2.13

れていることがわかる。

純放射と地中熱流量との差に対する蒸発散熱量の比 $LE/(R_N-G)$ は、その水文気象条件下での熱収支の構造を特色づける。この比の値は、6日間の平均値では、0.85となっている。すなわち、 (R_N-G) の85%が、蒸発散による潜熱輸送によって占められている。しかし、この比の値も、日々の値をみると、0.72から0.98の範囲にわたって変化しており、しかもその変化は、風速の増大にもなって $LE/(R_N-G)$ の値は減少している(第1表参照)。

ライシメーター蒸発散量 (E_{lys}) に対する計算蒸発散量 (E) は、6日間の平均値では0.96となり、 E は、ほぼ実蒸発散量に近い値を示していると思われる。しかし、8月3日の例にみられるように、風速が強い場合(高度2mの日平均風速4.3m/s)には、 E の値は E_{lys} の77%位の値となっており、かなり少なくなる。このことは、熱収支の算定にあたって、顕熱輸送量に対する風速の影響を過大評価したために、潜熱輸送量が過少評価されたとも考えられる。しかし、 E/E_{pan} および E_{lys}/E_{pan} と風速との関係を見ると(第2表参照)両者ともに、風速の増大にもなって、この比の値が小さくなることから、圃場やライシメーターの草地からの蒸発散は、かなり湿った条件での蒸発散であるとは言え、水面からの蒸発のように風速の増大にもなって蒸発散が増大しないと考えられる。すなわち蒸発面における蒸発速度を保持するのに十分な水を地中あるいは植物体から補給し得ないために、風速の増大の割には蒸発散量が増大しなかったと考えられる。

VI あとがき

湿潤な土壌の表面からの蒸発は、水が液相の形態で表面まで移動して補給されるので、蒸発速度は外部の乾燥条件、すなわち可能蒸発量に近い速度で蒸発すると言われている。これに対して、ある程度乾燥化が進むと、蒸発は土壌表面からではなく、表面下の内部から行なわれるため、水の流動抵抗が増大し、蒸発速度が減少する。水で飽和

された土壌の表面から継続的に蒸発が行なわれ、次第に乾燥化して行く過程において、上述の可能蒸発散量を維持する蒸発が生じる過程の期間を通常、恒常蒸発期間あるいは恒常乾燥期間と呼んでいる。これに対して、可能蒸発量を維持できなくて、これよりも下まわる蒸発速度になった場合を減率蒸発期間(減率乾燥期間)と呼んでいる。減率蒸発過程では、蒸発速度は気象条件と土壌水分の状態によってきまる(Budagovsky, 1964)。

1978年8月に実験圃場において蒸発散量の比較観測した結果では、純放射の大部分は蒸発散による潜熱輸送が主要な役割をはたし、乾燥地の草地とは大いに様相を異にしている。しかし、熱収支解析による計算蒸発散量 (E) およびライシメーターによる実測蒸発量 (E_{lys}) の大型蒸発計蒸発量 (E_{pan}) に対する比は、それぞれ、風速の増大とともに、その比率を減少させている。このことは、植物群落をとまなり地表面および植被面からの蒸発散が、風速の増大、したがって、いわゆる外部拡散係数の増大とともに単純には増加しないということを示唆しているようにみえる。実験圃場における観測結果をみると、地表面からの高度2mにおける風速の日平均値が2m/sec位までの間では、蒸発散量は可能蒸発量に近い蒸発速度を維持しているように見えるが、風速が2m/secを越えるような場合には外部拡散係数が増大しても、蒸発面への水分の補給が続き、結果として可能蒸発量を下まわるような速度で蒸発が生じているように見える。換言すれば、ある限界の風速までは、恒常蒸発過程の蒸発散が生じているが、ある限界風速を越えると、可能蒸発量に対する実蒸発散量の比率が減少する減率蒸発過程となると考えられる。そして、この減率蒸発過程は、本実験圃場のような水文気象条件下では、一時的に生ずる現象で、降雨による水分の補給がなくても、風が限界風速下に弱まれば、恒常蒸発に回復すると考えられ、地表面は地層の下部からの地下水による水分の補給により、その消失を十分まかなえるような状態になると推定される。

文 献

- 古藤田一雄・佐倉保夫・林陽生・甲斐憲次 (1978) :
水理実験センターにおける熱収支・水収支観測シ
ステムデータ集録・処理について, 筑波大学水理
実験センター報告, 2, 65-89.
- 古藤田一雄 (1979) : 植被面における風速分布パラメ
ーターについて, 筑波大学水理実験センター報告,
3, 17-24.
- 蒸発散研究グループ (1967) : 水田の放射状態につい
て, 農業気象, 22, 97-102.
- 谷 信輝 (1963) : 耕地風に関する研究, 農技研報,
A, 10, 1-99.
- 中川清隆 (1979) : 輪島における熱収支・水収支の気
候学的推定, 金沢大学教育学部紀要, 27, 15-25.
- 渡辺正雄 (1955) : 大型蒸発計よりの蒸発について,
研究時報, 7, 520-564.
- Budagovsky, A. I. (1964) : 耕地の蒸発散, 350pp.
(内島善兵衛訳, 畑地農業研究会, 東京, 1968)
- Budyko, M. I. (1956) : 地表面の熱収支, 255pp.
(内島善兵衛訳, 河川水温調査会, 東京, 1959)
- Maki, T. (1976) : Aerodynamic characteristics of
wind within and above a plant canopy, Bull.
Nat. Inst. Agric. Sci., Ser. A, 23, 1-67.
- Monteith, J. L. (1965) : Radiation and crops. Exp.
Agric., 1, 241. (in Monteith, J. L., *Principles
of Environmental Physics*, Edward Arnold Pr-
ess, 1973).
- (1973) : *Principles of Environmental
Physics*, Edward Arnold Press (佐伯畝郎・及
川武久訳, 生物環境物理学, 222pp, 共立出版)
- Rider, N. E. (1954) : Evaporation from an oat.
Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 80, 198-211.
- Stanhill, G. (1970) : Some results of helicopter
measurements of albedo. Sol. Energy, 13,
59 (in Monteith, J. L., *Principles of Environ-
mental Physics*, Edward Arnold Press, 1973)