

ウェイングライシメーターと熱収支法による 潜熱フラックスの比較

Comparisons of the Latent Heat Fluxes Evaluated
by a Weighing Lysimeter and an Energy Balance Method

檜山 哲哉*・杉田 倫明**・三上 正男***

Tetsuya HIYAMA*・Michiaki SUGITA** and Masao MIKAMI***

I はじめに

水理実験センターにおける熱収支・水収支観測は、水文観測データについては1977年8月より、気象・気候観測データについては1978年8月よりそれぞれの観測が開始され、若干の問題を残しつつも現在までの16年間について、継続的なデータが得られるようになっていいる。観測開始当初の熱収支・水収支観測システムについては古藤田ほか(1978)にその概要が述べられている。この初代の観測システムは、ある一定の期間のデータを大型電子計算機にかけて必要な計算をするというオフライン方式で運用されていた。その後、長期データの保守・管理の容易性により、オンライン・リアルタイム処理方式による運用へと移行し、1981年8月24日よりデータ収集が気象日報作成装置により行われるようになった。データ(1時間平均値)をプリンターで出力させながら磁気テープ(MT)に記録・保存する初代の気象日報作成装置については古藤田ほか(1983)にその概要が述べられている。その後、コンピュータシステムの小型化・軽量化技術の進歩から、MTではなくフロッピーディスク(FD)に記憶させる現行の新システムに移行した。その概要については鳥谷ほか(1989)に述べられている。これらの気象日報作成

装置により、欠測が少なく良質のデータが着実に増え続けている。これらのデータは日々蓄積される一方で、測定結果自体の経年変化についての検討は現在まであまりなされていない。

本報では、観測圃場における蒸発散量に着目し、異なる測定機器から得られた蒸発散量(潜熱フラックス)を比較し、その経年変化についての検討を行った。潜熱フラックスは、観測圃場のほぼ中央部に埋設してあるウェイングライシメーターから直接求める方法と、30m観測タワーの下部に設置してある超音波風速温度計から渦相関法により顕熱フラックスを求め、熱収支法により潜熱フラックスを求める方法(渦相関・熱収支法)によりそれぞれ評価することができる。当センターのウェイングライシメーターに関しては、古藤田ほか(1978)にその詳細が述べられている。ライシメーター(島津製作所)の容器の寸法は、外径2m、高さ2.0mである。重量測定範囲は0~250kgで、秤量感度は500gであり、水柱高に換算すると0.16mmとなっている。

さらに、植生等が異なる条件下で、ウェイングライシメーターによる潜熱フラックスがどのように異なるのかを検討するために、水理実験センターの南南東約7km地点に位置する気象研究所(茨城県つくば市長峰)内に埋設してあるウェイングライシメー

* 筑波大学大学院・地球科学研究科 ** 筑波大学地球科学系・水理実験センター *** 気象研究所・応用気象研究部

ター (Toya and Yasuda, 1986) から得られた潜熱フラックスと、近接の高層気象台芝地観測露場において、ボーエン比・熱収支法により求めた潜熱フラックスとの比較を行なったので、第V章でその紹介を行なう。

II 解析期間と方法

1) 解析期間

解析期間は、1981年から1992年までの12年間であり、各年の8月の全日からある2日間を選択し解析

を行なった。選択の基準は1日を通して欠測のないことと、フラックスの絶対量が大きくなるような、日平均全天日射量が $200\text{W}/\text{m}^2$ 以上の晴天日であることの2点である。本解析では特に土壌水分量の多少による影響をみるために、降雨が 1mm 以上あった日の次の日、すなわち降雨後と、無降雨継続期間が以前に3日以上あった日、すなわち無降雨継続後という2日について解析を行なった。解析を行なった日時とその日の水文気象環境の概要を第1表に示す。

第1表 解析日時と水文気象環境

年	降 雨 後			無 降 雨 継 続 後		
	月 日	当日の 平均日射量 (W/m^2)	前日の降雨量 (mm)	月 日	当日の 平均日射量 (W/m^2)	無降雨継続期間 (日間)
1981	8/24	238	25.0	8/16	278	3
1982	8/4	241	23.5	8/24	235	7
1983	8/19	192	5.5	8/8	227	7
1984	8/7	237	1.5	8/15	240	5
1985	8/12	196	15.0	8/26	251	6
1986	8/7	200	59.5	8/16	196	8
1987	8/17	212	16.0	8/31	230	5
1988	8/4	212	1.0	8/21	225	3
1989	8/7	229	84.0	8/23	262	8
1990	8/27	224	30.5	8/15	246	5
1991	8/2	259	10.5	8/26	260	5
1992	8/14	271	6.5	8/20	264	6

2) 解析方法

データは全て水理実験センターの熱収支・水収支観測資料を用い、計算を行なった。1981年から1988年までの8年間については、1時間毎の全測定項目を、日報データ集 (プリントアウト) から読み取り、計算を行なった。ただし、この期間の深度 2cm における熱流板による地中熱流量は、MTでの集録データとプリントアウトの双方とも、値が過小に記録されていることが判明したため、チャート紙から値を読み込んで計算を行なった。また、残りの1989年から1992年までの4年間については、FDからデータを読み込んで計算を行なった。

ウエイグライシメーターから得られる蒸発散量 (ET ; mm) より、潜熱フラックス ($1ET$; W/m^2) は次式で求められる。

$$1ET = ET \cdot \rho \cdot \frac{L_e}{\Delta t} \times 10^{-3} \quad (1)$$

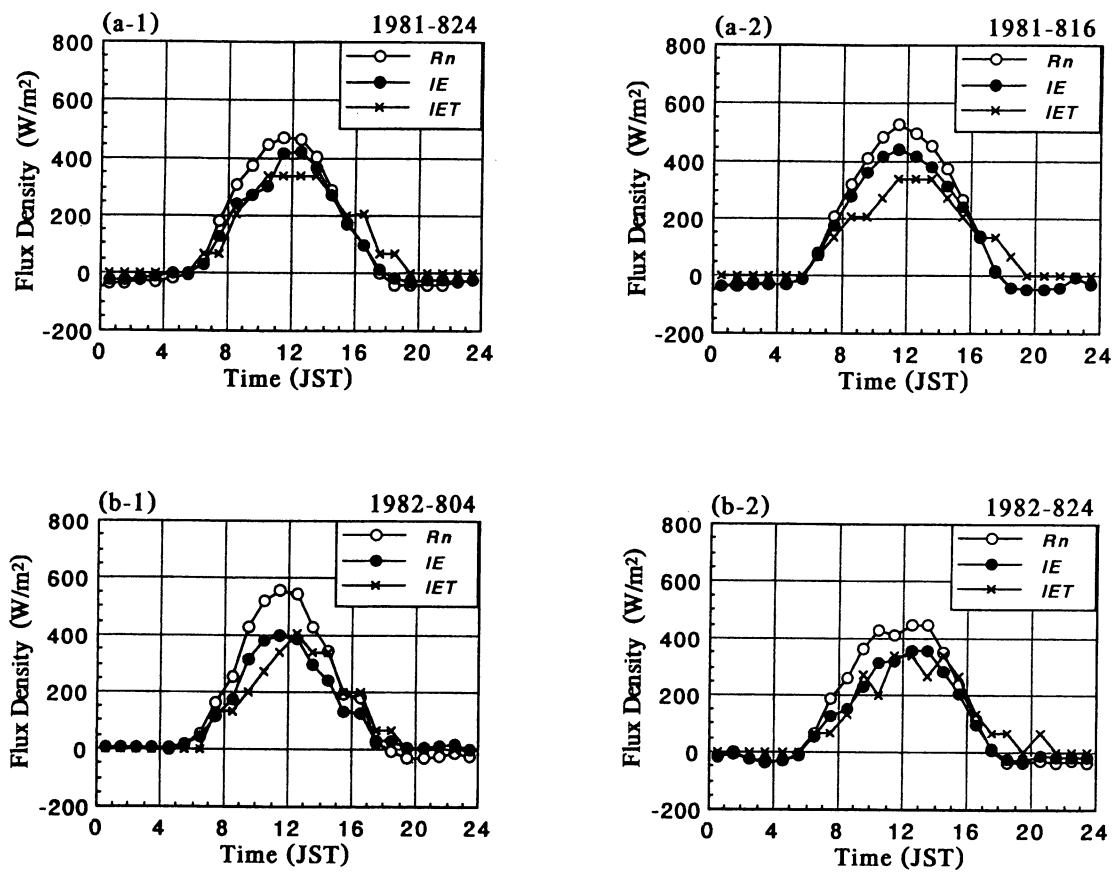
ここで L_e は気温 T_a ($^{\circ}\text{C}$) における蒸発の潜熱 (J/kg)、 Δt は ET を測定した時間 (s)、 ρ は水の密度 ($=1000\text{ kg}/\text{m}^3$) である。観測データが1時間平均値として得られているので、本解析では $\Delta t = 3600$ とした。ここで L_e は Fritschen and Gay (1979) により、

$$L_e = 2500250 (1 - 0.000946 T_a) \quad (2)$$

として求めた。

一方、渦相関法によれば、顕熱フラックス (H ; W/m^2) は次式で与えられる。

$$H = \rho_a c_p \overline{w' T'} \quad (3)$$



第1図 各年・各日の正味放射量とウエイグライシメーターから求めた潜熱フラックス、及び渦相関・熱収支法から求めた潜熱フラックスの日変化の比較
 (a-1: 1981年降雨後; a-2: 1981年無降雨継続後)
 (b-1: 1982年降雨後; b-2: 1982年無降雨継続後)

ここで ρ_a は空気の密度 (kg/m^3), c_p は空気の定圧比熱 ($\text{J}/\text{kg}/\text{K}$), w は風速の鉛直成分 (m/s), T は気温 (K) である。バーは平均を表し、プライムは平均値からの偏差を示す。この値は、超音波風速温度計による測定結果をアナログデータ処理に介することで求められる。なお、平均化時間は10分となっている。

(3)式により顕熱フラックスが求まれば、熱収支式により次式で潜熱フラックスが求まる。

$$IE = R_n - G - H \quad (4)$$

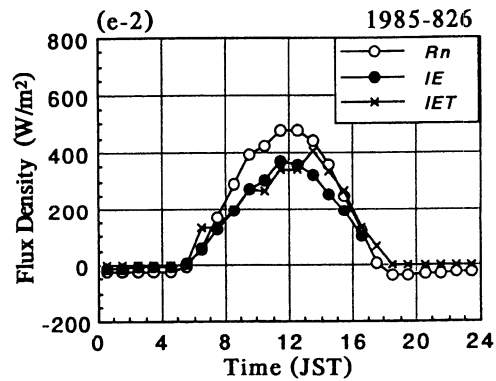
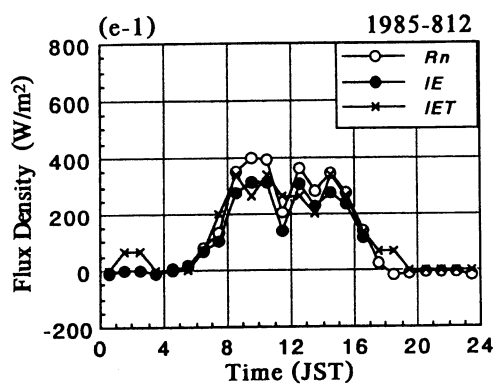
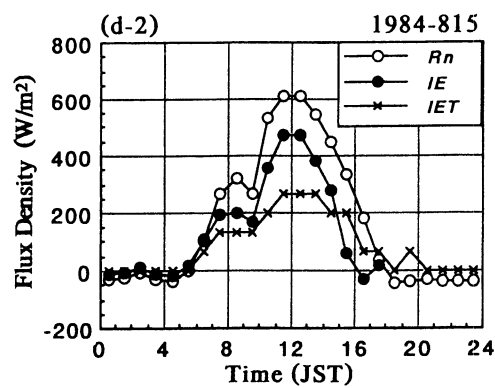
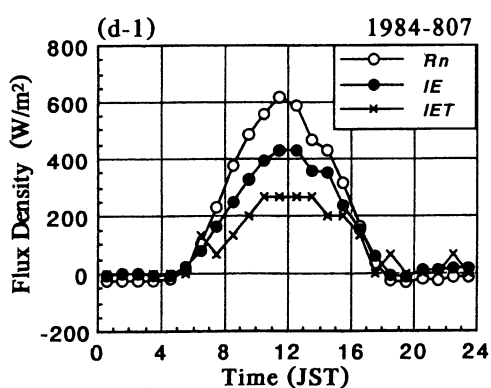
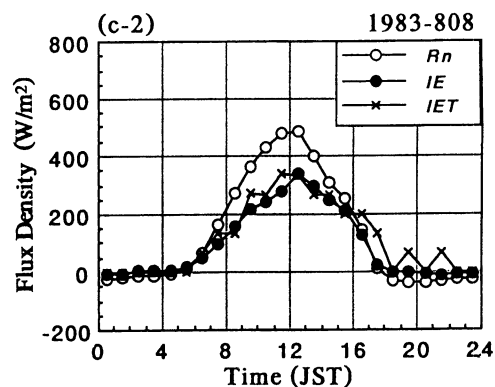
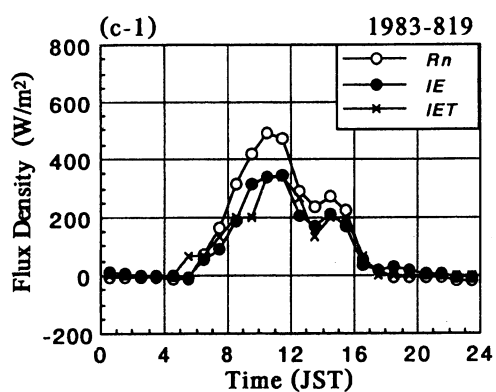
ここで R_n は正味放射量 (W/m^2), G は地中熱流

量 (W/m^2) である。 G の値は地表面下 2 cm に設置された地中熱流板の出力をそのまま用いた。本来ならば、地表面から地中 2 cm までの貯熱量変化も考慮する必要があるが、後述のようにこの量は値が小さいので、少なくとも当センターの観測圃場では無視できる。

Ⅲ 水理実験センター熱収支・水収支観測データの吟味

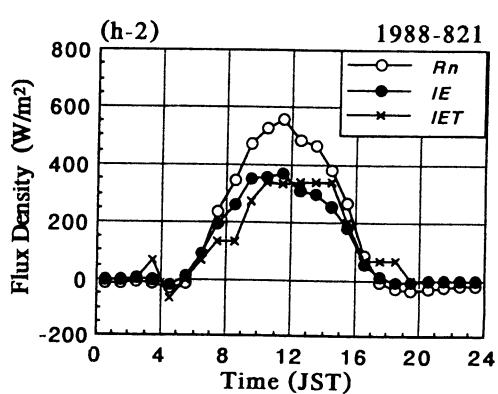
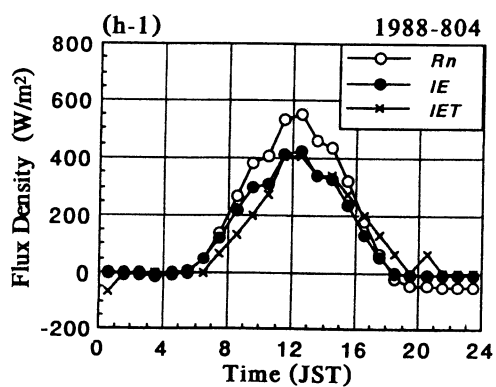
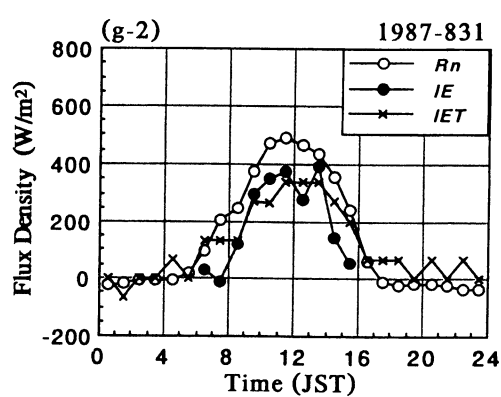
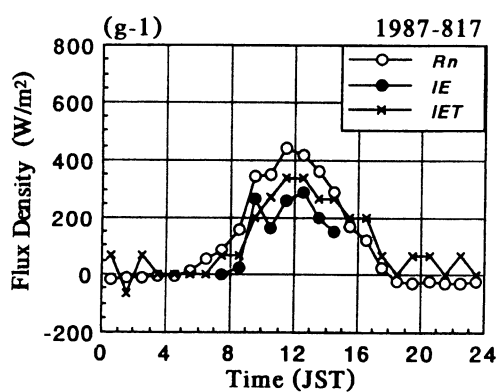
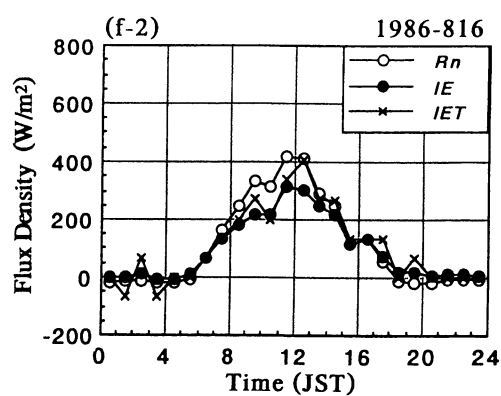
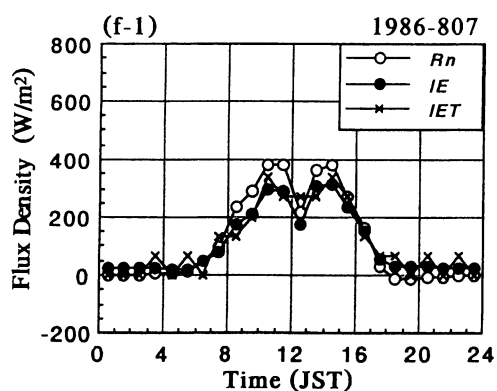
1) IET と IE の経年変化

第1図に、各年・各日の正味放射量 (R_n) とウエイグライシメーターから求めた潜熱フラックス



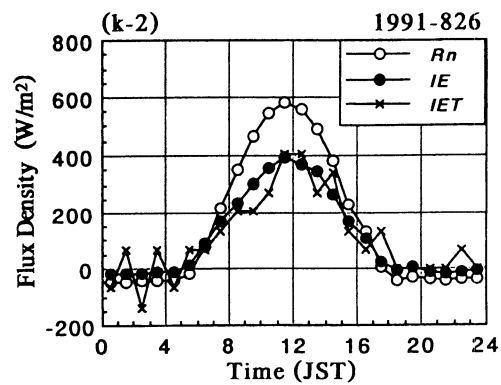
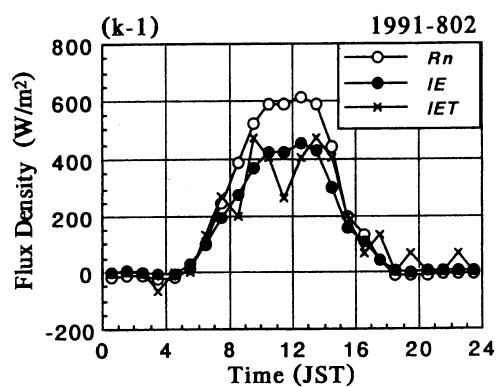
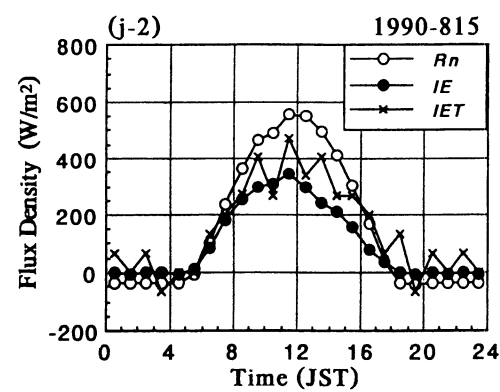
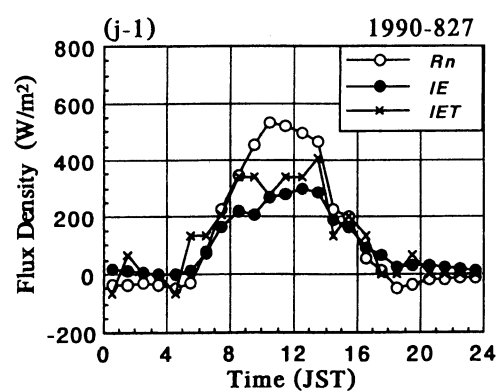
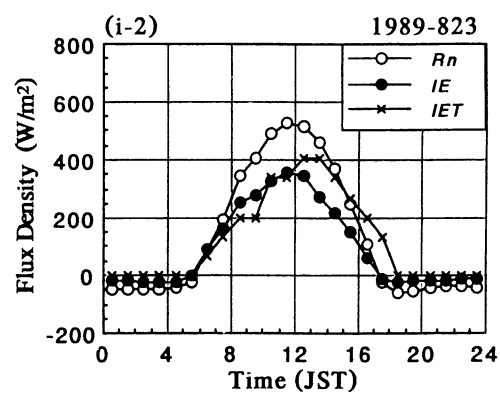
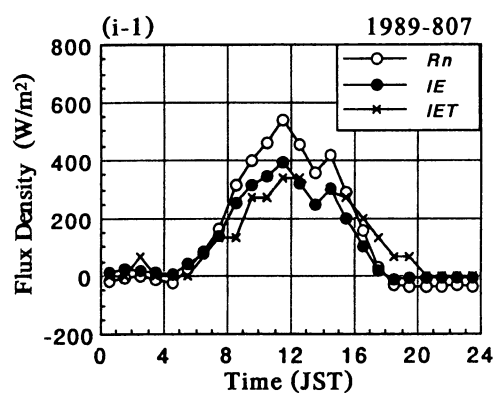
第1図 つづき

(c-1: 1983年降雨後; c-2: 1983年無降雨継続後)
 (d-1: 1984年降雨後; d-2: 1984年無降雨継続後)
 (e-1: 1985年降雨後; e-2: 1985年無降雨継続後)



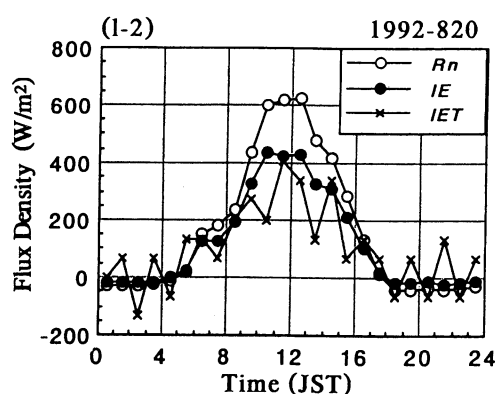
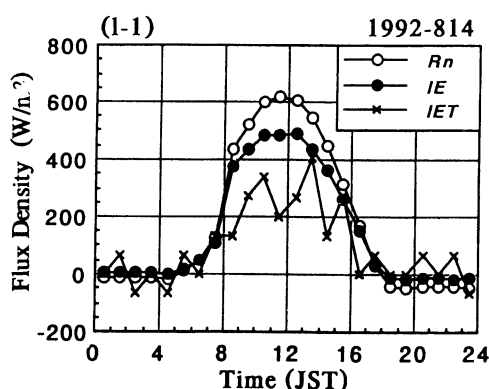
第1図 つづき

(f-1 : 1986年降雨後 ; f-2 : 1986年無降雨継続後)
 (g-1 : 1987年降雨後 ; g-2 : 1987年無降雨継続後)
 (h-1 : 1988年降雨後 ; h-2 : 1988年無降雨継続後)



第1図 つづき

(i-1) : 1989年降雨後 ; i-2 : 1989年無降雨継続後)
 (j-1) : 1990年降雨後 ; j-2 : 1990年無降雨継続後)
 (k-1) : 1991年降雨後 ; k-2 : 1991年無降雨継続後)



第1図 つづき

(1-1: 1992年降雨後; 1-2: 1992年無降雨継続後)

(IET), 及び渦相関・熱収支法から求めた潜熱フラックス (IE) の日変化を示す。各図より, 1981年から1989年までは IE と IET および R_n はほぼ位相を同じくした近似な日変化を示しているが, 1990年以降 IET はなめらかな日変化をせずに, 時おり極端に大きい, あるいは小さい値を示している。なお, 熱収支計算に利用した顕熱フラックスについては, 1984年, 1985年, 1987年の3ヶ年で, 地上1.6mの顕熱の夜間におけるデータが大きすぎるようであり, 本報ではこの期間に限り(4)式による IE の算定を行っていない。

2) 降雨後と無降雨継続後における IET と IE の比較

降雨後と無降雨継続後を経年的に比較しても, その日変化の傾向に大きな差異は見られない。つまり, ウエイングライシメーターの蒸発散量測定値は, 降雨後でも, 無降雨継続後でもその測定精度に同様の信頼性があることがわかる。

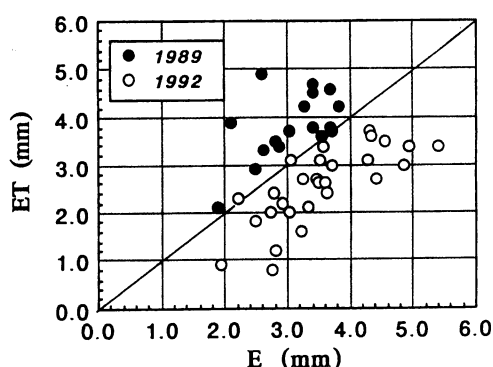
3) 1990年以降におけるウエイングライシメーター

の異常値の出力の原因とデータ活用への解決策

前節までは, 解析を通して得られた観測データの年毎の問題点を述べた。1990年以降に IET の時間変化がなめらかでなかったのは, ウエイングライシメーター側に起因するものと考えられる。現在その原因を調査中である。また, 出力される蒸発散量の最小単位は0.1mmである。この値は IET に換算すると, 気温20℃の場合68W/m²程度になる。したがっ

て根本的な原因に加えて, データが0.01mmの桁で4捨5入され, 0.1mm単位で記録されていることも, バラツキを大きくしている原因の一つと思われる。今後のデータ集録に際し, 0.01mm単位で記録を行なうように設定すべきと思われる。

前述した3ヶ年の IET データは, 時間値としては問題があることが判明した。しかし第1図より明らかにように, IET 自体は全体として日中大きく夜間に小さくなるという日変化を示している。したがって, もし時々現れる値のバラツキが, 方向・大きさともにランダムであれば, 日積算値として用いる分にはバラツキが相殺されたものとして利用できる可能性がある。そこで日積算値としての IET がどの程度信頼性があるかを見積もるために, IET の時間値に問題の無かった1989年と IET の時間値に問題のあった1992年の各年について, 8月全日のデータを用いて測定精度を比較した。渦相関・熱収支法により求めた日積算蒸発散量を x 軸に, ウエイングライシメーターにより得た日積算蒸発散量を y 軸にとったものが第2図である。この図をみると, 1989年のデータは大部分が $y=x$ の直線よりも上にプロットされており, 1992年のデータは $y=x$ の直線の下にプロットされている。つまり, 1989年には IET が IE に対して過大である反面, 1992年では IET は IE に対して過小である。各年の IE に対する IET の測定精度を見積もると, 1989年では $\pm 0 \sim$



第2図 ウエイングラシメーターによる日積算蒸発散量 (ET) と渦相関・熱収支法から求めた日積算蒸発散量 (E) の比較

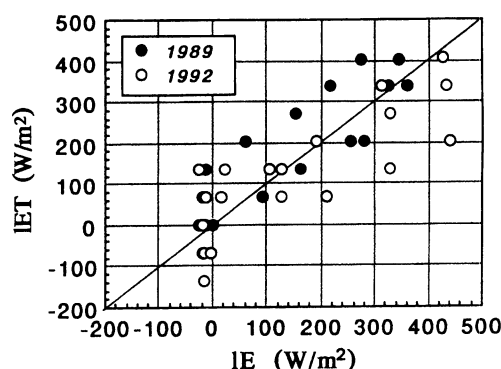
+30%以内であり、1992年では $\pm 0 \sim 35\%$ 以内となる。これらの値を比較すると、1989年、1992年ともに同程度の精度で潜熱フラックスが得られることがわかる。つまり、1990年以降におけるウエイングラシメーターによる蒸発散量は、時間値に問題があったとしても、日積算値についてはそれ以前と同程度の信頼性があることが示唆される。

IV ウエイングラシメーターの時間蒸発散量の測定精度

1) 時間蒸発散量の比較

本章では、渦相関・熱収支法から求めた潜熱フラックスと、ウエイングラシメーターから求めた潜熱フラックスの算定値を x - y 座標軸上にプロットし、それぞれの測定精度の評価を試みた。Ⅲ章での結果を考慮し、 $1ET$ の算定値に問題の無かった1989年と、問題のあった1992年の2ヶ年について、無降雨継続後（1989年8月23日と1992年8月20日）において考察を行なった。

1989年、1992年の解析日における $1E$ と $1ET$ の比較を第3図に示す。この図から、1989年では、ほぼ $y=x$ の直線を対称軸として反時計回りのヒステリシスループを描いていることがわかる。これは一方の、他方に対する時間的な位相の違いが原因となって生じたものである。すなわち、午前中は熱収支法による $1E$ の方がライシメーターによる $1ET$ より大



第3図 1989年・1992年の解析日における $1E$ と $1ET$ の比較

きいが、午後になるとこの関係は逆転している。この差異についてはいくつかの原因が考えられる。古藤田（1980）はこの原因の一つとして、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が若干異なり、このことが熱収支法により求めた $1E$ とライシメーターから求めた $1ET$ の時間的な推移に差異をもたらしていると述べている。この点については第2節で考察を行なう。

1992年については、ウエイングラシメーターの測定ノイズの影響により、 $1ET$ データの信頼性に問題があるため、このループさえみられない。 $1E$ に対する $1ET$ の測定精度は1989年で+50～-20%以内であり、1992年においては+30～-60%以内と非常に悪い。

2) 熱収支計算における貯熱量の補正

第3図でみられたように、 $1E$ と $1ET$ のヒステリシスループが描かれてしまうのは、 $1E$ と $1ET$ との時間的な位相の違いに起因している。この位相の違いの原因には、前述した古藤田（1980）による考えの他に、地中熱流量の決定や、熱収支成分の評価時に、貯熱量が考慮されていないためとも考えられる。そこでそれぞれの地表面フラックスに時間的な貯熱量の変化を考慮するために、以下に示すような補正計算を行なった。

地中熱流量の補正

第Ⅱ章で述べたように、本報告中では(4)式中の地中熱流量としては、地下2cmに埋設した地中熱流板で実測されたデータを用いた。本来ならば地表面から地下2cmまでの土層中の貯熱量を考慮しなければならない。土層の貯熱量の変化量を組み入れた地中熱流量は、次式で表される。

$$G = G_{2\text{cm}} + C_s \Delta z \frac{\Delta T_s}{\Delta t} \quad (5)$$

ここで G は貯熱量を含む地中熱流量 (W/m^2)、 $G_{2\text{cm}}$ は地中熱流板で実測された地中熱流量 (W/m^2)、 C_s は土壌の容積熱容量 ($\text{J}/\text{m}^3/\text{K}$)、 Δz は貯熱を考慮した土層厚 (m)、 ΔT_s は地温変化量 (K)、 Δt は計算時間 (s)、 $\Delta T_s/\Delta t$ は地温の経時変化率 (K/s) である。 C_s は対象とする土壌中の無機鉱物、有機物、土壤水分、間隙空気の体積含有率 (それぞれ θ_m , θ_c , θ_w , θ_a) を測定することにより次式で求められる。

$$C_s = \rho_m \theta_m c_m + \rho_c \theta_c c_c + \rho_w \theta_w c_w + \rho_a \theta_a c_a \quad (6)$$

ここで ρ は密度 (kg/m^3)、 θ は体積含有率 (m^3/m^3)、 c は比熱 ($\text{J}/\text{kg}/\text{K}$) であり、添字の m, c, w, a はそれぞれ無機鉱物、有機物、土壤水分、間隙空気を表す。De Vries (1963) は $\rho_m = 2650$, $\rho_c = 1300$, $\rho_w = 1000$, $\rho_a = 1.20$, $c_m = 733$, $c_c = 1926$, $c_w = 4182$, $c_a = 1005$ とし、(6) 式を次式で表現した。

$$C_s = (1.94 \theta_m + 2.50 \theta_c + 4.19 \theta_w) 10^6 \quad (7)$$

1993年5月24日に観測圃場において土壌サンプリングを行ない、 $\theta_m = 0.279$, $\theta_c = 0.042$, という値を得た。 θ_w は通常ルーチン的にはデータが得られていないため、関東ロームの間隙率の値から0.2と0.6の2ケースを考え、(7)式により C_s を求め、(5)式により貯熱量を考慮した地中熱流量を算出した。その結果、 θ_w が0.2であっても0.6であっても G の値に大差は見られなかったため、本解析では、1992年夏季における観測圃場表層の土壌サンプリング結果から、 $\theta_w = 0.3$ とした。

熱収支式中の貯熱量の導入

(4)式の適用にあたり、顕熱フラックスの計算に用いた超音波風速温度計と正味放射計は、高度1.6m, 1.5mにそれぞれ設置されているため、地表面から1.6mまでの気層中の貯熱量を考慮しなければならない。水平方向の移流が無視できる場合、ある気層の貯熱量は、顕熱の貯熱量と潜熱の貯熱量の和で表される。

$$S = S_h + S_q \quad (8)$$

ここで S は気層の貯熱量 (W/m^2)、 S_h は顕熱の貯熱量 (W/m^2)、 S_q は潜熱の貯熱量 (W/m^2) である。顕熱と潜熱の貯熱量はそれぞれ(9), (10)式で表される。

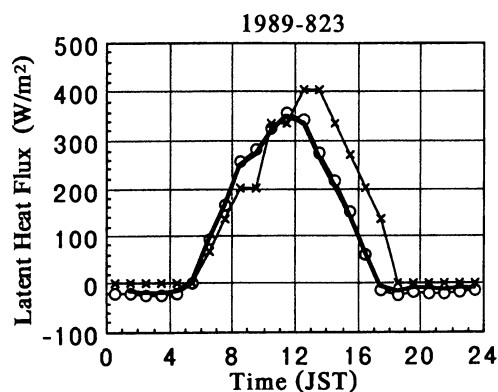
$$S_h = \rho_a c_p \Delta h \frac{\Delta T_a}{\Delta t} \quad (9)$$

$$S_q = \rho_a L_e \Delta h \frac{0.622}{p} \cdot \frac{\Delta e}{\Delta t} \quad (10)$$

ここで Δh は貯熱を考慮した気層厚 (m)、 ΔT_a は気温変化量 (K)、 Δt は計算時間 (s)、 $\Delta T_a/\Delta t$ は気温の経時変化率 (K/s)、 p は気圧 (hPa)、 Δe は水蒸気圧変化量 (hPa)、 $\Delta e/\Delta t$ は水蒸気圧の経時変化率 (hPa/s) である。(4), (5), (8)式により、土層と気層中の貯熱量を考慮した潜熱フラックスは次式で表される。

$$1E = R_n - G - H - S \quad (11)$$

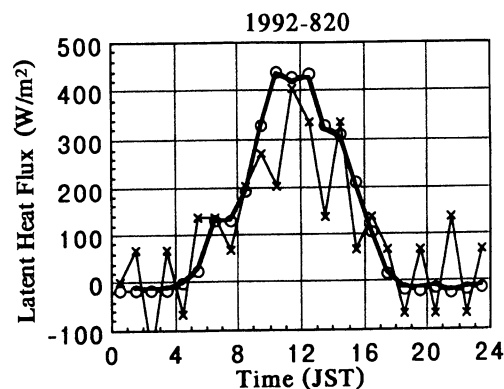
貯熱量を考慮する前の $1E$ と考慮した後の $1E$ がどの程度異なっているかを調べるために、1989年8月23日と1992年8月20日における2つの $1E$ と $1ET$ の日変化をそれぞれ第4図、第5図に示す。両図から、2つの $1E$ に大きな変化がみられないことがわかる。一方、2つの $1E$ と $1ET$ とには、明らかな時間的な位相の違いがみられる。つまり、熱収支法における貯熱の効果は小さく、 $1E$ と $1ET$ の時間的な位相の違いを消し得る程の熱量をもたないことを示している。ちなみに S_h は $\Delta T_a = 1\text{K}$ に対し $0.54\text{W}/\text{m}^2$ 、 S_q は $\Delta e = 1\text{hPa}$ に対し $0.82\text{W}/\text{m}^2$ である。第3図と同じように、貯熱量を考慮した $1E$ と $1ET$ とを x-y 座標軸上にプロットすると、第6図のようになる。



第4図 1989年の解析日における貯熱量を考慮する前のIE (白丸)と考慮した後のIE (実線), 及びIET (×印)の日変化

この図で特に1989年についてみると、第3図と同じく $y=x$ の直線を対称軸として反時計回りのヒステリシスループを描いていることがわかる。よって1989年におけるIEに対するIETの測定精度は $+50 \sim -20\%$ 以内となり、第3図と同じく変化がみられない。

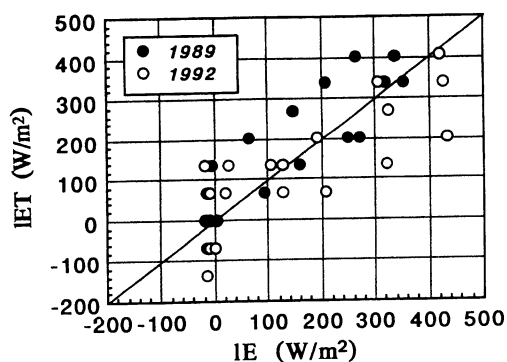
以上、2つの方法でIEとIETの位相が異なる原因について考察したが、可能性のある原因はいずれも主たる原因とは成り得ないことがわかった。したがって残された可能性としては、両者の測定値はともに正しいものの、両者の測定した場所の違いにより、このような位相の差が生まれてきたという考えがある。限られた圃場内でこのような場所の違いが



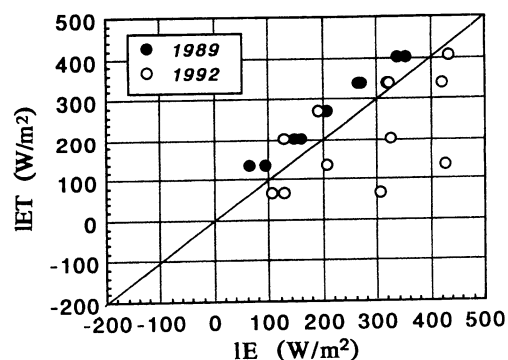
第5図 第4図に同じ (ただし1992年の解析日の場合)

有り得るかについては、今後検討を要する課題としたい。

ちなみに第7図は、貯熱を考慮したIEの時間データをIETに対して1時間ずらし (時間的に遅らせて)、第3図や第6図と同じように、IEとIETとをx-y座標軸上にプロットしたものである。この図で特に1989年についてみると、ほぼ $y=x$ の直線上にプロットされる。この場合、1989年におけるIEに対するIETの測定精度は $\pm 0 \sim +20\%$ 以内となり、測定精度が非常に良くなることが見いだされる。1992年では、時間的な操作をしても、測定精度になんら変わりがなく、ライシメーターの出力ノイズの影響が大きいことがわかる。



第6図 1989年・1992年の解析日における貯熱量を考慮したIEとIETの比較



第7図 第6図に同じ (ただしIEを1時間遅らせた場合)

V 気象研究所内のウェイングライシメーターによる潜熱フラックス

1) 潜熱フラックスの算定方法

気象研究所におけるウェイングライシメーターによる蒸発散量は、出力値を水中高 (mm) に換算し、(1)式で水理実験センターと同様に潜熱フラックスに換算した。気象研究所のウェイングライシメーターは、容器の寸法が外径2.0m、高さ2.0mと水理実験センターのものと同型であり、地表面は芝草で覆われている。一方、重量測定範囲は-200~200kgで、秤量感度は100g (水中高に換算して0.03mm)と、水理実験センターのライシメーターよりも感度等で優れている。それらの詳細については、Toya and Yasuda (1986) を参照されたい。

一方 IE は、気象研究所から約400m離れて隣接する高層気象台芝地観測露場における観測値に、ボーエン比・熱収支法を適用して求めた。ボーエン比 (β) は、顕熱フラックスと潜熱フラックスの比で、次式のように表される。

$$\beta = \frac{H}{IE} \quad (12)$$

ボーエン比はまた、地表付近の2高度の温位差と比湿差の比で次式のように表現できる。

$$\beta = \frac{c_p (\theta_1 - \theta_2)}{L_e (q_1 - q_2)} \quad (13)$$

ここで θ は温位 (K), q は比湿 (kg/kg) であり、添字の1, 2は測定高度 z_1, z_2 での測定値を表す。 L_e は気温 T_a (°C) における蒸発の潜熱 (J/kg) であり、(2)式で求められる。結局潜熱フラックスは(4)式と(12)式から、次式で算定できる。

$$IE = \frac{R_n - G}{1 + \beta} \quad (14)$$

高層気象台においては、正味放射量はルーチン観測により1時間平均値が得られているため、それを上式に代入した。 θ 及び q は $z_1=0.3\text{m}$, $z_2=1.2\text{m}$ に設置した白金測温抵抗体と静電容量式高分子膜湿度センサーにより求めた。地中熱流量は地中2cmに熱流板を埋設し、熱流板による熱流量と2cmの土層における貯熱量の和として(5)式により求めた。

ここで(5)式中の C_s は(7)式において $\theta_m=0.279$, $\theta_c=0.042$ とし、 θ_w については下記に示す理由で選定した8月13日, 14日, 20日においてそれぞれ $\theta_w=0.308$, $\theta_w=0.280$, $\theta_w=0.151$ として求めた。同じく(5)式中の ΔT_s は、地表面下2cmにおける地温を測定していなかったため、放射温度計による地表面温度のデータを用いて次式で推定した。

$$T_s(z, t) = T_s(0, t) + A(0) \{e^{-z/D} \sin(\omega t - z/D) - \sin \omega t\} \quad (15)$$

ここで $T_s(z, t)$ は地中 z (cm) における温度 (°C), $T_s(0, t)$ は地表面温度 (°C), $A(0)$ は地表面温度の振幅 (°C), t は時間 (h), ω は 2π を振動の周期で除した値 (h^{-1}) であり、本解析の場合日周期であるから $\omega = (2\pi/24)$, D は温度拡散率 (K_g ; m^2/s) の関数で、

$$D = \left(\frac{2K_g}{\omega} \right)^{1/2} \quad (16)$$

と表される。また K_g は C_s の関数で、熱伝導率 (λ ; J/m/s/K) により

$$K_g = \frac{\lambda}{C_s} \quad (17)$$

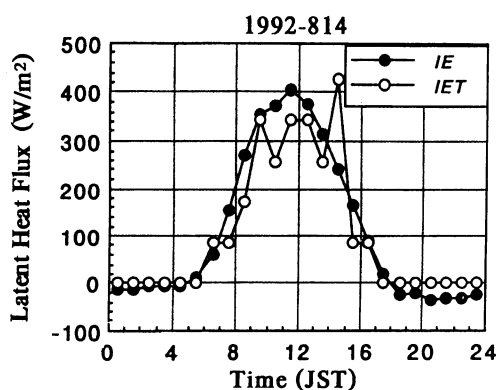
と表現できる。

以上の計算により、芝地である気象研究所の $1ET$ と高層気象台観測露場の $1E$ との比較を行なった。ちなみに熱収支観測は1992年8月4日から24日にかけて行なったため、 $1ET$ と $1E$ の比較は水理実験センターにおける1992年の解析日と同じ日の、降雨後(8月14日)と無降雨継続後(8月20日)に行なった。

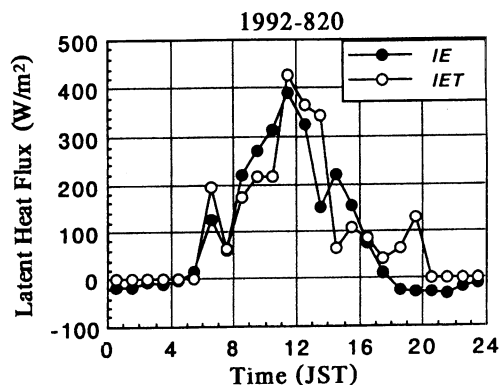
2) $1ET$ と $1E$ の比較

1992年8月14日, 20日における $1ET$ と $1E$ の日変化を第8図と第9図にそれぞれ示す。両図をみると、 $1ET$ の値が $1E$ に対して大きく異なる(例えば, 14日の14.5時や, 20日の19.5時等)時間がみられるが、 $1ET$ は降雨後, 無降雨継続後に関わらず、概して $1E$ に沿った日変化を示していることがわかる。

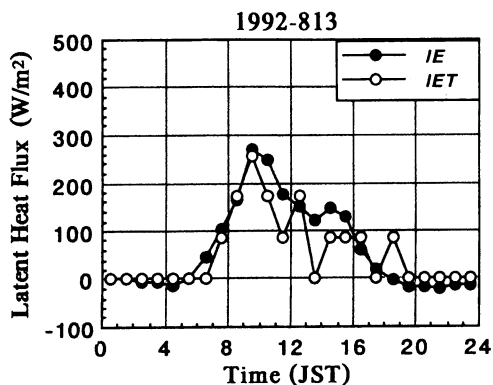
気象研究所と高層気象台とは、隣接しているとはいふものの、局所的な、あるいは一時的な雲の影響により、全天日射量等の下向き放射量に若干の差異を生じる可能性がある。そこで下向き放射量が同じ



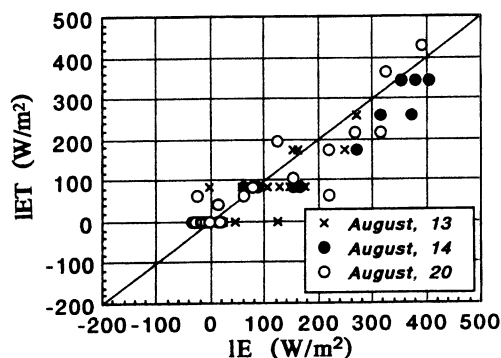
第8図 1992年8月14日の気象研究所内ウエイングラシメーターによる IET と、高層気象台芝地観測露場におけるボーエン比・熱収支法により求めた IE の日変化の比較



第9図 第8図に同じ (ただし1992年8月20日)



第10図 第8図に同じ (ただし1992年8月13日)



第11図 気象研究所における IET と、高層気象台における IE の時間平均値の比較

と仮定し易いように、日中完全に曇天である1日を選んで日変化の様子を調べることにした。第10図が曇天であった8月13日の例である。やはり、 IET の値が IE に対して大きく異なる(11.5時、13.5時、18.5時等)時間がみられるが、概して IE に沿った日変化を示している。

第11図は上記3日間における IET と IE の $x-y$ プロットである。 IET と IE の日変化に、時間的な位相の差異がみられなかったため、水理実験センターでみられたようなヒステリシスループは第11図では確認できない。 IET の値が IE に対して大きな差異を生じたプロットを除けば、 IE に対する IET の測

定精度は、一般的には $+10 \sim -20\%$ 以内であり、悪いものでも $\pm 30\%$ 以内となる。

VI まとめ

水理実験センターの観測圃場に設置してあるウエイングラシメーターから得られた潜熱フラックスと、30 m 観測タワーに設置してある超音波風速温度計の出力結果から渦相関-熱収支法により求めた潜熱フラックスとを比較し、それらの測定精度について考察した。その結果、以下のことが明らかとなった。

- (1) ウエイングラシメーターから求められる潜熱フラックスは、1990年以降の3ヶ年において大きな時間的なバラツキが見受けられるが、その原因は今のところ不明である。ただし、時間的なバラツキはランダムに発生しており、この期間の日積算値としての *1ET* データを利用する場合には比較的問題はない。
- (2) 降雨後と無降雨継続後において、*1E* と *1ET* の比較に顕著な差異はみられない。つまり降雨後であっても、無降雨継続後であっても、ウエイングラシメーターによる蒸発散量の測定値に同程度の信頼性がある。
- (3) *1E* と *1ET* の日変化には、顕著な位相の違いが存在する。この位相の違いにより *1E* に対する *1ET* の測定精度は、 $+50 \sim -20\%$ 以内と悪くなる。*1E* の位相をずらす（時間的に遅くする）と測定精度は $\pm 0 \sim +20\%$ 以内と非常に良くなる。両者の位相の違いは、おそらくはそれぞれの測定した場所における種々の条件の反映と思われるが、今後はこの点について説明する必要がある。

また、水理実験センターと同種のウエイングラシメーターを有する気象研究所においても潜熱フラックスを求め、隣接する高層気象台芝地観測露場におけるボーエン比・熱収支法による潜熱フラックスと比較した。その結果、*1E* に対する *1ET* の測定精度は、通常 $+10 \sim -20\%$ 以内、悪くても $\pm 30\%$ 以内となった。ただし、水理実験センターでみられたような *1ET* と *1E* の日変化の時間的な位相の差異は確認されなかった。

謝 辞

本研究を進めるにあたり、高層気象台芝地観測露場における熱収支観測を可能にして頂いた高層気象台観測第三課の方々に厚く御礼申し上げます。また、

1990年における日平均日射量は、筑波大学農林技術センターの苗畑総合気象観測日報を参考にさせて頂きました。ここに記して御礼申し上げます。

なお、本報で用いた観測圃場内の表層土壌水分量 (θ_w) データは、東京大学生産技術研究所の沖大幹博士による実測値をもとに推定されたものです。ここに記して御礼申し上げます。

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とデータ集録・処理について。筑波大学水理実験センター報告, 第2号, 65-89.
- 古藤田一雄 (1980): ラ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。筑波大学水理実験センター報告, 第4号, 1-9.
- 古藤田一雄・甲斐憲次・中川慎治 (1983): 気象日報作成装置について。筑波大学水理実験センター報告, 第7号, 75-85.
- 鳥谷均・川村隆一・嶋田純・谷口真人・西本貴久 (1989): 気象日報作成装置新システムについて。筑波大学水理実験センター報告, 第13号, 147-158.
- De Vries, D. A. (1963): Thermal properties of soils. in W. R. van Wijk, W. R. (ed.), *Physics of Plant Environment*, North-Holland Pub. Co., Amsterdam, 210-235.
- Fritschen, L. J. and Gay, L. W. (1979): *Environmental Instrumentation*. Springer-Verlag. 216p.
- Toya, T. and Yasuda, N. (1986): Precise measurement system of evaporation from the land surface and a case study of observed results. *Papers in Meteorology and Geophysics*, 37, 235-253.