

# 草地における熱収支項とその残差項の日変化

Diurnal Change of Heat Balance Terms and Their Residual Term at Grass Land

朱 超群\*・吉野 正敏\*\*

Chao-qun ZHU and Masatoshi YOSHINO

## I はじめに

地表面における熱収支は接地層の温度変化およびこれに関する小気候現象に重要な役割を果たしており、これを解明することは小気候研究における中心課題の1つである。従来これに関係した研究は数多いが、各熱収支項において長期にわたる実測データを解析した例はあまり多くない。特にその日変化の解析はさらに少ない。本研究では、草地における各熱収支項の長期観測値にもとづいて、冬（1月～2月）と夏（7月～9月）の熱収支項とその残差項の日変化およびこれに影響を及ぼす要素について考察した。

## II 解析方法とデータ

植被のある地表面における熱収支式はエネルギー保存則によって一般に次のようにあらわすことができる。

$$R_n = LE + H + G_z + S_s + F_f + A_v + F_p \quad (1)$$

ここで、 $R_n$  は地表面が吸収する正味放射量、 $E$  は地表面からの蒸発散量、 $L$  は単位質量の水の気化熱、 $H$  は地表面から大気へ輸送される顕熱輸送量、 $G_z$  は深さ  $Z_{cm}$  から地中の深い層へ伝わる熱流量、 $S_s$  および  $S_p$  はそれぞれ  $0 \sim Z_{cm}$  の土壤層および植被層の単位面積当たりの貯熱量、 $F_f$ 、 $A_v$ 、および  $F_p$  はそれぞれ地表面に存在する水分の凍

結・融解の潜熱輸送量、移流による熱輸送量および植物の同化・呼吸作用にともなう熱量である。 $R_n$ 、 $LE$ 、 $H$ 、 $G_z$  は上に述べたように輸送するとき正、 $S_s$ 、 $S_p$  は考慮される層の温度の時間変化率（式(5)における  $\Delta \bar{T} / \Delta t$ ）が0より大きいとき正、 $F_f$  はこの層にある凍結物の融解で熱量を吸収するとき正、 $A_v$  は冷たい移流の場合に熱量がこの層から流出するとき正、 $F_p$  は光合成するとき正の符号をとる。また、 $L$  ( $J kg^{-1}$ ) は次の近似式によって与えられる（Brutsaert, 1982；古藤田, 1984）。

$$L = (2501 - 2.37T) \times 10^3 \quad (2)$$

ただし、 $T$  ( $^{\circ}C$ ) は、蒸発面の温度であるが、ここではその観測値がないのでかわりに気温を用いる。記述を簡単にするため、式(1)右辺の第4項以降をまとめて次式で表わす。

$$\Delta M = S_s + S_p + F_f + A_v + F_p \quad (3)$$

これから式(1)は次のようになる。

$$R_n = LE + H + G_z + \Delta M \quad (4)$$

ただし、 $\Delta M$  を熱収支式の残差項とよぶことにする。貯熱量  $S$  は次の式によって計算する。

$$S = C \cdot \rho \left( \Delta \bar{T} / \Delta t \right) \Delta Z \quad (5)$$

ここで、 $C$ 、 $\rho$ 、 $(\Delta \bar{T} / \Delta t)$  および  $\Delta Z$  はそれぞれの層における物質の比熱、密度、平均温度の

\* 南京大学大気科学系 \*\* 筑波大学地球科学系

(1986年6月16日受理)

第1表 各熱収支項とその残差項の季節変化

	Ci	Rn	G <sub>2</sub>	LE	H	ΔM	r	N
(W/m <sup>2</sup> )								
冬	≥0.5	20.9	-5.1	10.8	15.8	-0.6	-3	31
	<0.5	18.9	-3.0	10.6	13.6	-2.3	-12	3
夏	≥0.5	134.4	3.1	99.2	22.9	9.2	7	6
	<0.5	100.7	3.2	73.7	19.6	4.2	4	32

$$(r = \Delta M/Rn \times 100)$$

### Ⅲ 結果と考察

時間変化率および厚さである。

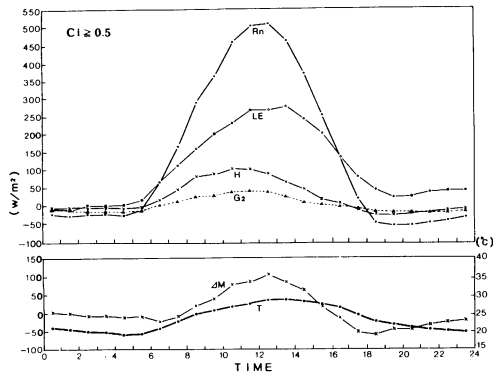
本研究では、筑波大学水理実験センター気象日報データ（古藤田ほか、1983）を用いた。解析に用いた要素は正味放射量、蒸発散量、顕熱フラックス、地中熱流量、気温、風速の1時間平均値または積算値である。このうち、風速、気温、顕熱フラックスはいずれも地上1.6m、正味放射量は地上1.5m、地中熱流量は地下約0.02mのものを用いた。なお、解析に用いたデータは1983年1～2月（冬）および同年7～9月と1982年7月（夏）において、降水がなく、なおかつ熱収支計算に必要な各熱収支項の値がすべてそろった日のものである。それゆえ、解析日数は冬および夏にそれぞれ38日および34日となった（第1表）。また、その他に1985年8月24日～26日、1983年8月5～7日および1986年1月14～15日、17～18日と21～25日にそれぞれ観測した地表面温度、マツ林の気温および土壌の体積含水率も用いた。

蒸発散量を測定するウェイングライシメータの観測精度は水柱にして0.16mm（古藤田、1984）である。また、この1時間観測値はなめらかな日変化を示さない。そこで、ここでは3時間の移動平均をかけて、その平均値を1時間ごとの値として解析に用いた。なお、式(5)で土壌層の貯熱量を推定する時に地下約0.02mの土壌温度を用いた。また、土壌層の熱容量Cρは $3.35 \times 10^6 \text{ J kg}^{-1} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$ （小泉、1983）と仮定した。さらに、植被層における貯熱量の推定において、牧草の葉面積指数は3.7（古藤田ほか、1980）、葉面の厚さは1mm、含水率は90%と仮定する。

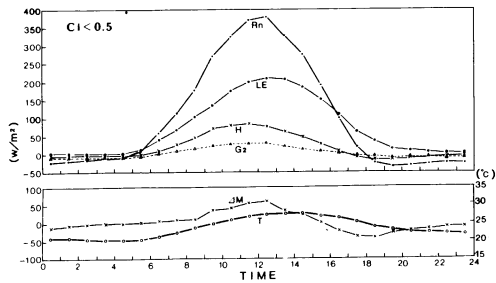
#### 1) 各熱収支項の日変化

第1図は夏における各熱収支項、残差項と気温の平均的な日変化を示したものである。第1図にみられるように、晴れ指数Ciが0.5より大きい場合（6日間の平均）には、正味放射量Rnは6～18時の間に正となっており、最大値が13時頃約512W/m<sup>2</sup>となり、夜間は負となる。潜熱量LEは1～4時の以外にすべて正であり、最大値が14時頃約282W/m<sup>2</sup>でみられる。しかし、蒸発散量は3時間移動平均値であるため、実際の最大値は282W/m<sup>2</sup>より大きい。顕熱量は、6～17時の間に正となり、11時にピークをもち、その値はLEの最大値の5分の1程度である。0.02mの地中熱流量G<sub>2</sub>の最大値は12時頃にみられ約43W/m<sup>2</sup>である。残差項ΔMは8～16時頃に正となり、最大値は約110W/m<sup>2</sup>、この外の時間はすべて負となる。ΔMの日変化の原因について後で解析する。

Ci<0.5の場合（33日間の平均）の各熱収支項とΔMの日変化はCi≥0.5の場合とだいたい同じである。しかし、Rnの値は日中にはCi≥0.5の方が大きく、夜間には逆にCi≥0.5の方が小さい。これは晴夜の方が地表面から失った長波放射量が大きいためと考えられる。Ci≥0.5とCi<0.5の2つの場合にはLE、HおよびG<sub>2</sub>の最大値の差はそれぞれ70、20、10W/m<sup>2</sup>となる。また、Rnは19～23時の間の方が1～5時の間の方より小さいことがわかる。これは、1～5時に気温が19～23時の気温より低く、このため凝結によって霧など生成し、上向きの長波放射量が少なくなるためと考えられる。

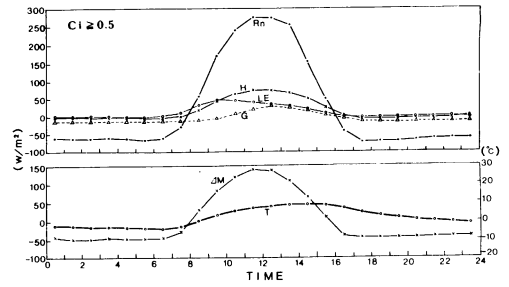


第1図 (a)

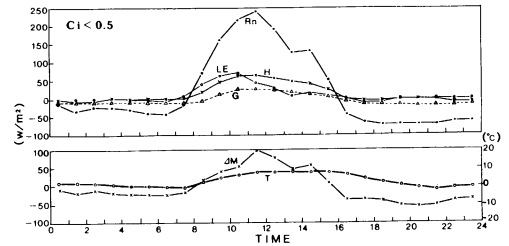


第1図(b) 夏における正味放射量( $R_n$ ), 潜熱輸送量(LE), 顕熱輸送量(H), 地中熱流量( $G_2$ ), 熱収支式の残差項( $\Delta M$ )と気温(T)の日変化 (a) $C_i > 0.5$ の場合, (b) $C_i < 0.5$ の場合

第2図には冬の熱収支項,  $\Delta M$ およびTの日変化を示した。第2図で $C_i \geq 0.5$ と $C_i < 0.5$ の2つの場合(それぞれ31日と3日の平均)を比較すると, 各熱収支項は値の差異の外に日変化が同じである。最大値は,  $R_n$ が夏より1時間早く12時, Hが逆におそく11時頃,  $G_2$ が夏と同じ12時に現われる。また, LE最大値出現時刻は夏より3~4時間早く10~11時に出現し, 日中では10~11時以前ではHよりやや大きく, 11時以後は小さくなる。このことは夏の場合と比較して明らかに異なる。これは冬に地表面に植被がなく, 空気の温度が低いので, 日没後地表面の水分が速く蒸発して乾いていくためと考えられる。さらに,  $\Delta M$ は, 8時から16時の間に正であり, 最大値は上述の2つの場合ではそれぞれ140, 100 $W/m^2$ であり夏より大きく, 他の時間帯では負となり, その値は



第2図 (a)



第2図(b) 冬における正味放射量( $R_n$ ), 潜熱輸送量(LE), 顕熱輸送量(H), 地中熱流量( $G_2$ ), 熱収支式の残差項( $\Delta M$ )と気温(T)の日変化 (a) $C_i > 0.5$ の場合, (b) $C_i < 0.5$ の場合

-50 $W/m^2$ で夏とほとんど等しい。

## 2) 各熱収支項とその残差項の季節変化

日平均(24時間の平均)正味放射量 $\overline{R_n}$ , 地中熱流量 $\overline{G_2}$ , 潜熱量 $\overline{LE}$ , 顕熱量 $\overline{H}$ , 残差項 $\overline{\Delta M}$ と解析に用いた日数Nを第1表に示した。この表をみると, 冬 $C_i \geq 0.5$ と $C_i < 0.5$ の2つの場合に関して各熱収支項の日平均値の差異はあまり大きくなく,  $\overline{G_2}$ は負となって地中から大気へ放熱が行なわれ,  $\overline{H}$ は $\overline{LE}$ より大きく,  $\overline{LE}$ に対する $\overline{H}$ の比(ポーエン比)はそれぞれ1.46および1.28となる。また, 夏では上述の2つの場合に関して,  $\overline{G_2}$ の値はほとんど等しく正となり, 深い土壤層が加熱され,  $\overline{R_n}$ ,  $\overline{LE}$ および $\overline{H}$ に関して, 上述の2つの場合の差はそれぞれ33.7, 25.5および3.3 $W/m^2$ となり,  $\overline{H}/\overline{LE}$ はそれぞれ0.23, 0.27である。 $\overline{\Delta M}/\overline{R_n}$ の値はそれぞれ冬には-0.03, -0.12, 夏には0.07, 0.04となる。この季節平均値は, 冬は, -0.04と夏は0.04となる。ただし,  $(\overline{R_n} - \overline{G_2})$ に対する $\overline{\Delta M}$ の割合は冬では-0.03と夏では0.05となる。冬のこの値については, 古藤

田(1984)が与えた値(1月の1.464と2月の0.946)と比べて大きく異なった。これは古藤田(1984)では本研究と異なる顕熱量(地上12.5m)の測定値と地中熱流量のデータを用いたためと考えられる。したがって、本研究の解析の結果から、1日の平均値として熱収支を計算する時、冬にも、夏にも移流や貯熱などの影響を無視することができる。ことがわかる。

日中の残差項の平均値(夏では6~18時, 冬では7~17時の平均)  $\overline{\Delta Md}$  および夜間のその平均値  $\overline{\Delta Mn}$  を第2表に示した。この表から、季節的平均値は夏冬ともに  $\overline{\Delta Md}$  は正となり、 $\overline{\Delta Mn}$  は負となる。夏には  $\overline{\Delta Md} < 0$  の日数が3日、 $\overline{\Delta Mn} > 0$  の日数が5日しかない。したがって、全般的にみると夏も冬も1日の  $\overline{\Delta Md}$  は正となり、 $\overline{\Delta Mn}$  は負となる。また、 $\overline{\Delta Md}$  は冬の平均値は夏より大きく、 $\overline{\Delta Mn}$  は逆に冬の方が小さい。日中あるいは夜間の熱収支平均値を計算する時に  $\overline{\Delta Md}$  あるいは  $\overline{\Delta Mn}$  を省略すると誤差が顕著になる。次に  $\Delta M$  の日変化を考察する。

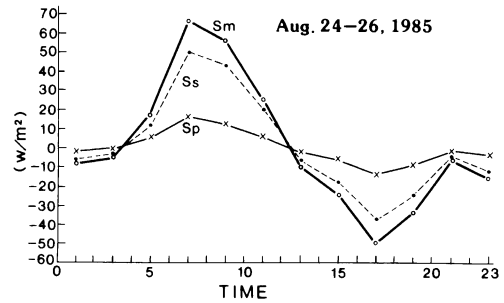
第2表 日中および夜間の残差項の季節的平均値, 最大値と最小値

		平均	最高	最低
		(W/m <sup>2</sup> )		
夏	$\overline{\Delta Md}$	22.5	84.7	-11.2
	$\overline{\Delta Mn}$	-12.6	9.1	-39.5
冬	$\overline{\Delta Md}$	60.5	132.0	25.0
	$\overline{\Delta Mn}$	-44.5	-22.7	-78.5

### 3) $\Delta M$ の日変化

前に述べたように  $\Delta M$  の季節的日平均値はかなり小さいが、 $\Delta M$  の日変化は第1図および第2図からわかるように著しい。この2つの図にみられるように、冬の  $\Delta M$  の最大値は、日中に出現し、 $C_i \geq 0.5$  と  $C_i < 0.5$  の場合にもそれぞれ137と100W/m<sup>2</sup>で、夏の110と61W/m<sup>2</sup>より大きい。また、冬の  $\Delta M$  の最小値は夜間にみられ、夏の場合とほぼ等しく、約-50W/m<sup>2</sup>である。このような日変化の原因を解析する。

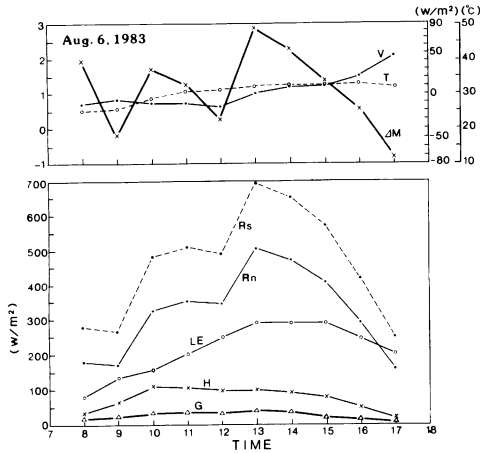
$\Delta M$  の中身は土壌層と植被層の貯熱量や移流による熱輸送量などであるが、これらの実測値がないので、既存の資料により、解析を行なう。まず、1985年8月24~26日の3日間の平均地表面温度、1.6mの気温および深さ0.02mの土壌温度で算出した0~0.02mの土壌層と植被層の貯熱量  $S_s$ 、 $S_p$  およびこの2つの和  $S_m$  を第3図に示した。



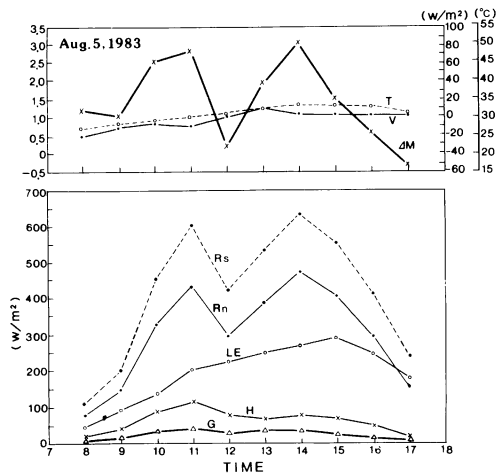
第3図 1985年8月24~26日の4日間の平均の土壌層の貯熱量( $S_s$ )、植被層の貯熱量( $S_p$ )およびこの2つの和( $S_m$ )の日変化

算出する時に、高さに対する気温の関係が直線となると仮定して、地表面温度と1.6mの気温によって、地上30cmの気温を求めた。この温度は平均高度が60cm(古藤田, 1984)である植被層の平均温度とみなす。これと同じように0.02mの土壌温度と地表面温度により0.01mの土壌温度を算出した第3図にみられるように、6~11時の間に土壌層および植被層の貯熱量はそれぞれ20~50W/m<sup>2</sup>および6~18W/m<sup>2</sup>、この2つの和  $S_m$  は25~68W/m<sup>2</sup>に達する。貯熱量の最大値は7時頃出現する。13時から貯熱量は負となり、 $S_m$  の最小値は17時頃みられる。ここでは貯えた熱量が放出していることを意味する。したがって、土壌層および植被層の貯熱量がそれほど小さいといえない。第4図に1983年8月5~6日の熱収支項の昼間における時間変化を示した。12時頃雲のため日射量  $R_s$  と正味放射量  $R_n$  が小さくなった。それと同時に  $H$  も  $G_2$  も小さくなった。しかし、 $LE$  が次第に大きくなった。この時の  $\Delta M$  は負となっている。気温と風速の変化はほとんどない。このような例は12

日あった。これは土壌層と植被層の貯熱量が蒸発散を維持するのに使われたことを意味する。



第4図 (a)

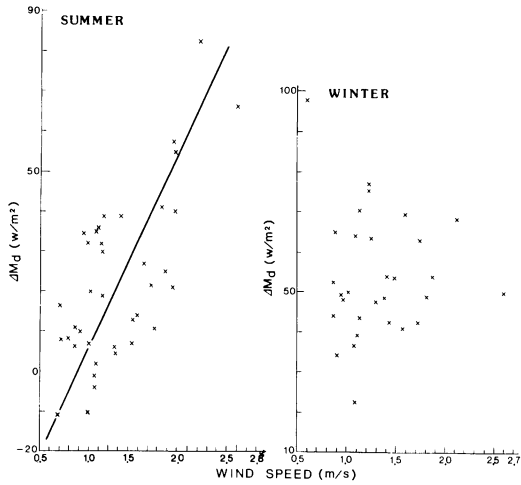


第4図(b) 日射量( $R_s$ ), 正味放射量( $R_n$ ), 潜熱輸送量( $LE$ ), 顕熱輸送量( $H$ ), 地中熱流量( $G_2$ ), 熱収支式の残差項( $\Delta M$ ), 気温( $T$ )および風速( $V$ )の昼間における時間変化

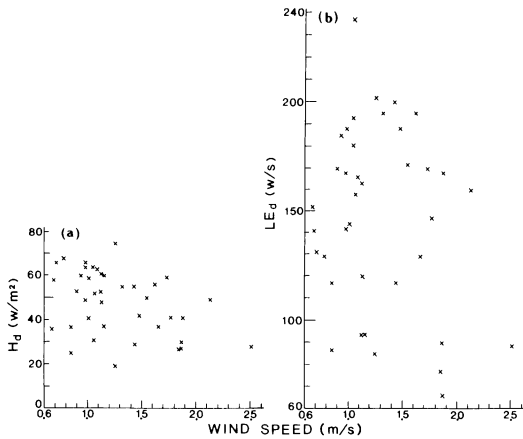
第5図にはそれぞれ冬(2月25~28日のデータを除いた)および夏の日中の平均残差項 $\Delta M_d$ と風速の関係を示した。この図から、日中の残差項 $\Delta M_d$ は冬に風速とよい相関が見られていない(相関係数 $r = -0.28$ )。夏に $\Delta M_d$ は風速とともに増大する( $r = 0.67$ )。しかし、第6図(a)と

(b)から夏に日中の蒸発散量 $LE_d$ も顕熱量 $H_d$ も風速とよい相関がみられていない。したがって、夏の $\Delta M_d$ に影響するのは移流だと考えられる。第7図は観測圃場に近いマツ林にある測点A(第8図)において観測した1.5mの気温(2mの気温と1mの気温で求めた平均値)およびこの観測圃場内の測点C(第8図)の1.6mの気温の日変化曲線である。この図にみられるように、9時から21時に圃場における気温がマツ林より高い。また、夏の風向は東-南でマツ林の方から圃場へ吹く。このことは冷たい空気の移流の影響が存在することを意味している。したがって、夏の $\Delta M$ の日変化特徴( $\Delta M_d > 0$ および $\Delta M_n < 0$ )は移流および土壌層と植被層の貯熱による影響に関係があると考えられる。

冬には、前に述べたように、 $\Delta M_d$ は風速とよい関係がなかった(第5図)。なお、第9図には、(2月25~28日のデータを入れてない)日中の残差項 $\Delta M_d$ と夜間の残差項 $\Delta M_n$ の差( $\Delta M_d - \Delta M_n$ )と日最低気温 $T_{min}$ の関係を示した。この図から差( $\Delta M_d - \Delta M_n$ )は $T_{min}$ が降下するとともに増大する傾向があることがわかる。この現象は、日最低気温が $-2.5^\circ\text{C}$ 以下(第5図)であるので、水分の凍結が必ず発生して潜熱を放出し、日中になると逆に融解で熱量を吸収することに関係があると思われる。次にこの潜熱量のオーダーを推算する。地表面に積雪がない条件で日中9~16時の8時間に凍結物(氷など)が融解される土壌層を0~1cmとし、0~2cmの土壌層の体積含水率を36%(1986年1月の10日間の平均)と仮定すると、平均的な融解のために、土壌層が吸収する熱量は約 $52\text{W}/\text{m}^2$ になる。融解される土壌層の深さを1.5cmとすれば、吸収する熱量は約 $78\text{W}/\text{m}^2$ になる。冬の $\Delta M$ (式(4)で $Z$ を0ととる場合)の時間値により、9~16時の8時間の平均 $\Delta M_d$ は $75\text{W}/\text{m}^2$ となった。この2つの値はほぼ等しい。融解に利用する熱量は主に地表面に吸収される日射量の一部で、日中の時刻によって異なると考えられる。なお、積雪がある場合には、凍結・融解の影響が上に述べたものと少し異なる。

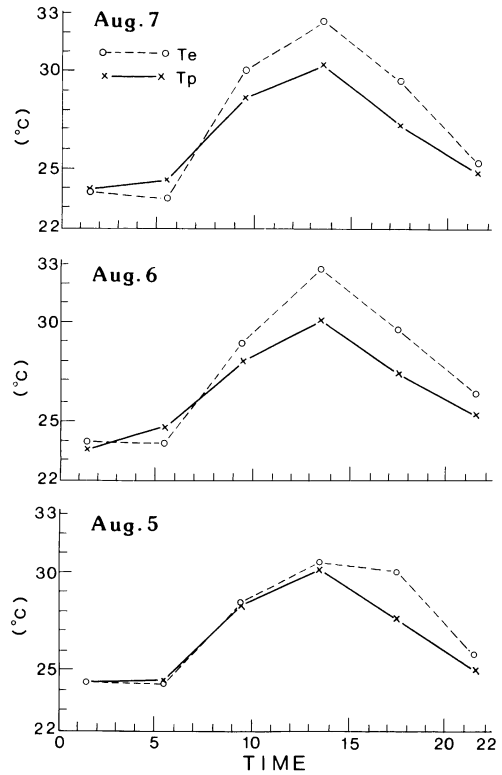


第5図 日中の平均残差項の $\Delta M_d$ と風速の関係

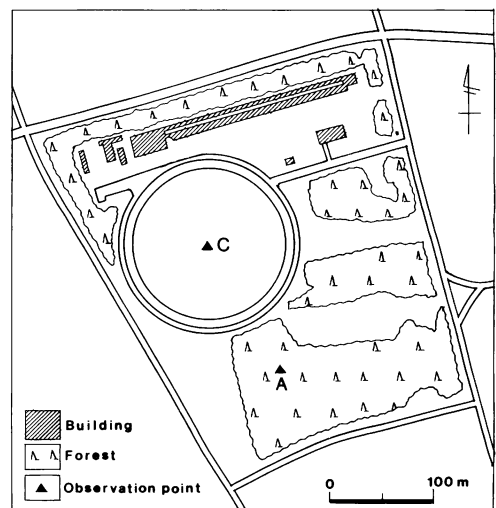


第6図 日中の潜熱輸送量( $LE_d$ ), 顕熱輸送量( $H_d$ )と風速の関係

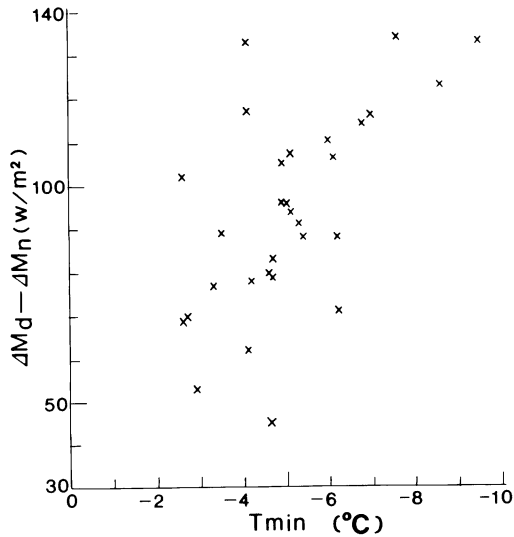
次に積雪があった例をあげる。茨城県気象月報(1983)により館野高層気象台には2月24日に1cmの積雪があり(降水量は11.0mm), 水理実験センターにも同程度の積雪があったと考えられる(降水量は10.0mm)。2月25~28日の4日の差( $\Delta M_d - \Delta M_n$ )および日最低気温を第3表に示した。この表から, この4日間のそれぞれの日の差( $\Delta M_d - \Delta M_n$ )の値は他の日の場合(第9図に記入した値)より大きいことがわかる。これは, 積雪があった時, 凍結・融解に利用される水分が十分



第7図 圃場における気温( $T_e$ )およびマツ林の中の気温( $T_p$ )の日変化



第8図 観測地点の概況と位置



第9図 冬の残差項の差(ΔMd-ΔMn)と日最低气温(Tmin)の関係(ΔMd, ΔMnはそれぞれ日中, 夜間の残差項平均値)

第3表 日中と夜間の残差項の差(ΔMd-ΔMn)  
(1983年2月25日-28日)

	25	26	27	28	平均
ΔMd-ΔMn (W/m <sup>2</sup> )	141.2	209.4	191.2	159.2	175.3
Tmin	-2.4	-1.1	-0.5	-3.2	-1.8

あったためと考えられる。このためこの4日のデータは第5図および第9図には記入しなかった。

冬の土壌層(0~2cm)の貯熱量は、2cmの土壌温度によって算出した値が9時頃の最大値の21W/m<sup>2</sup>で、8~12時の平均値が16W/m<sup>2</sup>である。したがって、冬のΔMの日変化は主に土壌層の水分の凍結・融解の影響に関係があり、今後解明されるべき課題であると考えられる。

#### IV 結 語

夏および冬における水理実験センターの熱収支の実測資料を解析した。その結果は次の通りである。

- (1) ボーエン比は夏は0.25冬は1.37となる。
- (2) 1日間を対象として、正味放射量 Rn 対

する熱収支式の残差項ΔMの比(ΔM/Rn)は夏で0.04, 冬では-0.04となる。したがって、季節平均値に対しては冬も夏も移流や貯熱などの影響を無視することができる。

(3) 熱収支式の残差項の日変化は著しい。一般的にみると1日の日中の残差項ΔMdは正となり、夜間の残差項ΔMnは負となる。さらに、冬のΔMdは夏より大きい。夏のΔMの日変化は移流および土壌層と植被層の貯熱による影響に関係があり、冬のΔMの日変化は主に地表層水分の凍結・融解に関係があるものと考えられる。

#### 謝 辞

本研究は、南京大学の研修費によって、朱が筑波大学において筑波大学水理実験センターの熱収支データおよび設備を使用して行ったものである。本研究を行うにあたり、水理実験センターの古藤田一雄助教授に御教示をいただきました。また、水理実験センターの皆様には、設備、資料などの使用に際し御便宜をいただきました。ここで記して感謝します。

#### 文 献

- Brutsaert, W. H. (1982) : *Evaporation into the atmosphere*. D. Reidel Publishing Co., Dordrecht, Holland, 299p.
- 古藤田一雄, (1984) : 草地の熱収支と熱発散. 地理学評論, 57, 611-627.
- 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.
- 古藤田一雄・林陽生・甲斐憲次・中川慎治, (1980) : 植物群落内における熱収支要素の観測について. 筑波大学水理実験センター報告, 第4号, 101.
- 小泉 隆, (1983) : 接地層の気温変化に及ぼす地表熱収支の影響. 地理学評論, 56, 567-578.