

夜間、接地気層における気温の時間変化と 熱収支との関係について

Relationship between Time Change in Temperature and
Heat Balance in Nocturnal Boundary Layer

鳥谷 均*・吉野 正敏**

Hitoshi TORITANI and Masatoshi M. YOSHINO

I はじめに

接地気層における気温の時間変化は、地表面温度の時間変化、言い換えれば地表面における熱収支と深い関係がある。このような地表面における熱収支を支配する主要要素は、夜間の場合、(a)地表面から失われる正味放射量、(b)大気から地表面へ輸送される顕熱輸送量、(c)地表面下の土壤層における熱的状态(地中熱流量、土壤水分量、その他)などが考えられる。ここで、地表面における熱収支式はエネルギー保存則によって、一般に下記のようにならわすことができる。

$$R_n = H + IE + G_o \quad (1)$$

ただし、 R_n は地表面が得る正味放射量、 H は地表面から大気へ輸送される顕熱輸送量、 E は地表面からの蒸発量、 G_o は地表面から地中のより深い層へ輸送される地中熱流量である。また、 l は単位質量あたりの水の気化熱である。

ここで、地表面付近の厚さ Δz の土壤層について考えると、この土壤層の平均的な温度の時間変化 $(\partial T_s / \partial t)$ は、下記のようにならわすことができる。

$$c_s \cdot \rho_s \cdot (\partial T_s / \partial t) = (G_o - G_z) / \Delta z \quad (2)$$

ただし、 G_z は地表面から深さ Δz の面を通過する地中熱流量で、地中の深い層へ輸送される方向を正の方向とする。また、 c_s はこの土壤層がもつ比熱、 ρ_s は密度である。 Δz が小さい時、この土壤層の平均的な温度の時間変化 $(\partial T_s / \partial t)$ は地表面温度の時間変化 $(\partial \theta_s / \partial t)$ とほぼ等しいと考えることができるので (Garratt and Brost, 1981)、式(1)と式(2)から、

$$\alpha \cdot (\partial \theta_s / \partial t) = R_n - H - IE - G_z \quad (3)$$

$$\alpha = c_s \cdot \rho_s \cdot \Delta z \quad (4)$$

となる。ただし、 α は土壤層の熱容量によって決まる係数である。

式(3)から、地表面温度は、地表面から失われる正味放射量によって低下し、大気から地表面へ輸送される顕熱輸送量によって上昇することがわかる。たとえば、晴天、微風であり、地表面が乾燥している夜間の場合を仮定すると、正味放射量によって地表面から失われる熱量は大きい。また乱流作用によって生ずる、大気から地表面へ輸送される顕熱輸送量は小さく、地表面からの蒸発量も小さい。さらに地表面の土壤層がもつ熱容量も小さい。このため地表面温度の低下は大きくなり、接地気層の冷却もまた大きくなる。

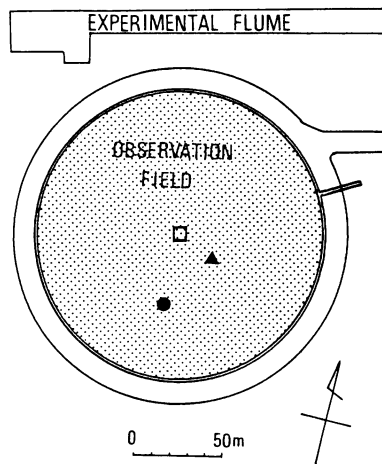
* 筑波大学・院・地球科学研究科 ** 筑波大学地球科学系

(1985年8月20日受理)

このような地表面温度の時間変化と気温の時間変化との関係、言いかえれば、地表面の熱収支と気温の時間変化との関係は、むかしから論じられてきた。しかし、熱収支を支配する各要素と気温の時間変化との関係については、今日でもまだ定量的に明らかにされていない。そこで、ここでは、地表面の熱収支を支配する各要素と気温の時間変化との関係およびその季節変化を、水理実験センターの気象日報データを用いて統計的に明らかにすることにする。

II 解析方法

解析に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。解析した要素は気温、風向、風速、顕熱フラックス、正味放射量、地中熱流量の6要素である。風向、風速、顕熱フラックスは、観測圃場の中央にある30m鉄塔に設置した海上電機社製の超音波風速温度計によって測定されている(古藤田ほか, 1978; 甲斐, 1978)。また、正味放射量、地中熱流量はそれぞれ、観測圃場内に設置した英弘精機社製の放射収支計(CN-11型)、地中熱流板(CN-81型)を用いて測定されている。さらに、気温は中浅測器社製の通風式白金抵抗温度計(E-731型)によって測定されている。このうち、気温、風向、風速、顕熱フラックスは高度1.6mのものを、地中熱流量は深さ0.02mのものをを用いた。なお、解析に用いたデータは1983、1984年の2年間である。第1図に水理実験センター観測圃場における測器の配置を示す。また、第1表に1983、1984年の各月における解析日数をしめす。解析日数はそれぞれ、244日、124日である。なお解析対象日は、18時から翌朝6時までの気温、風向、風速および



- : sonic anemometer-thermometer
Pt resistance thermometer
- : net radiometer
- ▲: soil heat flux meter

第1図 水理実験センター観測圃場における測器の配置

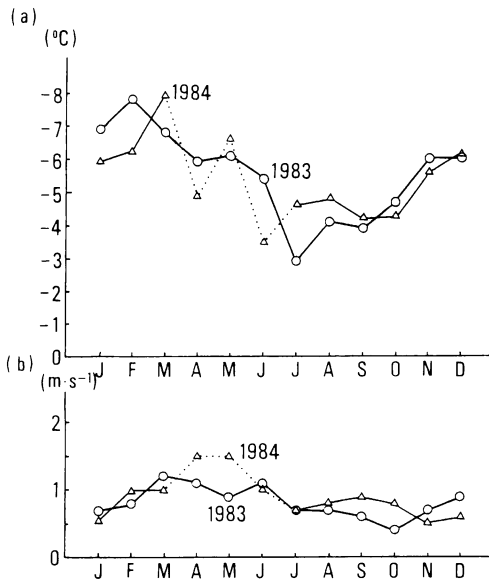
熱収支各要素の観測値が完全に整っている日、および降雨、降雪のない日を選んだ。

III 結果および考察

気温は、一年を平均すると、18時以後は日射による影響をほとんど受けず、時間とともに低下する。そして、6時ころに日最低気温をとり、これ以後は主に日射によって上昇する。そこでここでは、18時から翌朝6時までの夜間における気温の時間変化を、気温低下量と定義する。第2図に気温低下量および平均風速の年変化をしめす。ただし、平均風速とは前述の12時間における風速の平均値である。なお気温、風速は高度1.6mのもの

第1表 解析した日数(1983年, 1984年)

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	Total
1983	22	20	19	15	22	19	13	24	19	20	21	30	244
1984	9	8	10	2	1	2	5	12	13	20	17	24	124



第2図 気温低下量及び平均風速の年変化
(a) 気温低下量
(b) 平均風速

のを用いた。気温低下量が大きいのは、11～5月であり、18時から翌朝6時までに6°C以上低下する。気温低下量の最大値は1983年では2月に、1984年では3月に現れ、それぞれ-7.8°C、-7.9°Cとなる。これに対して、気温低下量が小さいのは6～10月であり、1983年7月には-2.0°Cとなる。風速は1年間を通して0.5～1.5 m·s⁻¹以下である。

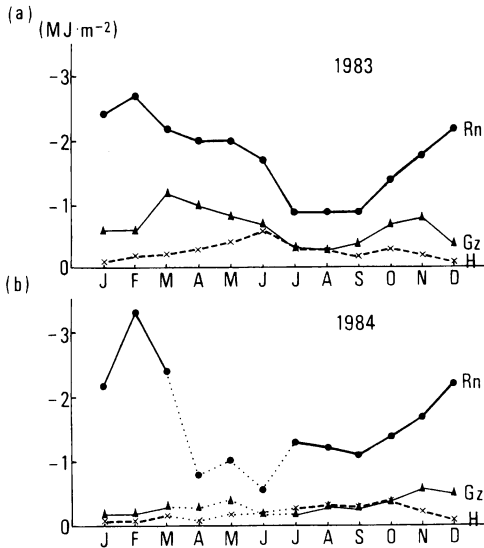
しかし、暖候季では朝早くから日射があり、5時ごろに日最低気温をとり、6時ごろには気温は上昇期間にある。そのため、ここで定義した気温低下量が1年を通して、夜間における気温の時間変化の代表値となるかが問題となる。暖候季では5時ごろに最低気温をとる。そこで暖候季について、18時から翌朝6時までの時間変化と、18時から5時までの時間変化を比較した。その結果を第2表に示す。この期間ほぼ、後者の方が大きい。しかしこの時、前者と後者の差の大きさは、気温低下量に対して高々22%である。このことから、気温低下量は夜間における気温の時間変化の代表

第2表 暖候季における18時から翌朝6時までの気温の時間変化と18時から翌朝5時までの気温の時間変化の比較

		(a) 18—6	(b) 18—5	(b)-(a) 差	(b)-(a) (a)	
1983.	4	-5.9	-6.1	-0.2	0.03	
	5	-6.1	-7.1	-1.0	0.16	
	6	-5.4	-6.0	-0.6	0.11	
	7	-2.9	-3.3	-0.4	0.13	
	8	-4.1	-4.2	-0.1	0.02	
	9	-3.9	-3.8	0.1	-0.03	
	1984.	4	-4.9	-3.8	1.1	-0.22
		5	-6.6	-6.3	0.3	0.05
		6	-3.5	-3.7	-0.2	0.06
7		-4.6	-5.1	-0.5	0.11	
8		-4.8	-5.0	-0.2	0.04	
9	-4.2	-4.1	0.1	-0.02		

値としても問題はないと考えることができる。

夜間における熱収支各要素の年変化を第3図に示す。縦軸には熱収支各要素の18時から翌朝6時までの積算値を示す。ここで、正味放射量 R_n は地表面が得る方向を正、顕熱輸送量 H は地表面から大気へ輸送される方向を正、地中熱流量 G_z は、地表面から地中のより深い層へ輸送される方向を正の方向とする。夜間、地表面から失われる正味放射量は12～5月に大きく、18時から翌朝6時までの積算値は-2.0 MJ·m⁻²以上となる。とくに2月に最大となり、1983年では-3.3 MJ·m⁻²、1984年では-2.7 MJ·m⁻²にまで達する。これに対して7～10月では-1.5 MJ·m⁻²以下と小さい。最小値は、1983年では7月の-0.8 MJ·m⁻²、1984年では9月の-1.1 MJ·m⁻²と最大値をとる2月のそれぞれ約24%、約34%となる。大気から地表面に輸送される顕熱輸送量は3～10月に大きく、7月または8月に最大となり、その値は-0.4～-0.5 MJ·m⁻²となる。また、顕熱輸送量は12～2月に小さく、1983年では12月に、1984年では2月に-0.1 MJ·m⁻²と最小値をとる。地中のより深い層から地表面へ輸送される地中熱流量は1983年では7～9月、12月を除く月で、1984年では11～12

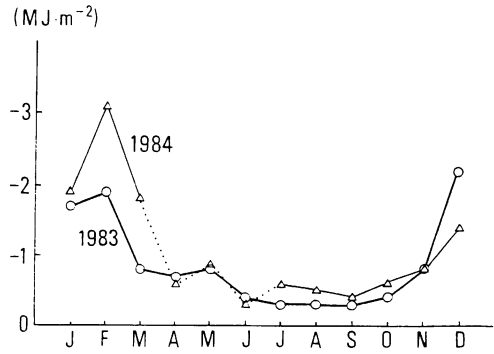


第3図 夜間における熱収支各要素の年変化
 (a) 1983年
 (b) 1984年
 Rnは地表面が得る正味放射量, Hは地表面から大気へ輸送される顕熱輸送量, Gzは地表面から地中のより深い層へ輸送される地中熱流量を示す。

月で、 $-0.5\text{MJ}\cdot\text{m}^{-2}$ 以上となる。また最大となるのは、1983年では3月、1984年では11月で、最大値はそれぞれ -1.2 、 $-0.7\text{MJ}\cdot\text{m}^{-2}$ となる。

12～2月の夜間では、地表面から失われる正味放射量は、他の要素と比べて1桁ほど大きく、地表面に輸送される顕熱輸送量はその1.5～7%、地中熱流量はその5～23%となる。これに対して6～9月の夜間では、顕熱輸送量は正味放射量の26～33%、地中熱流量は23～44%とその割合が大きい。このことから、地表面温度の時間変化に関与する熱収支要素は、12～2月の夜間では、主に正味放射量と地中熱流量であり、地表面は前者によって冷却され、後者によって加熱されること、6～9月の夜間では、正味放射量によって冷却され、顕熱輸送量、地中熱流量によって加熱されることがわかる。

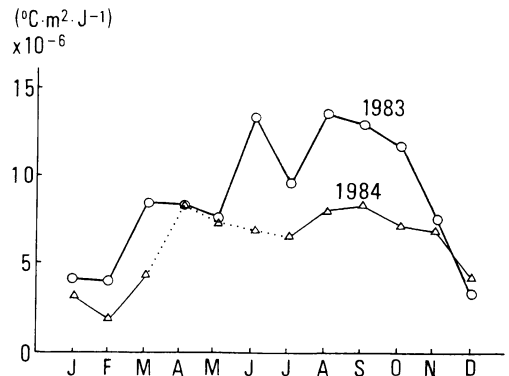
18時から翌朝6時までの12時間に、地表面から失われる熱量の年変化を第4図に示す。この値



第4図 夜間、地表面から失われる熱量の年変化

は、式(3)の右辺にあたる。夜間、地表面から失われる熱量は12～2月に大きく、 $-1.0\text{MJ}\cdot\text{m}^{-2}$ 以上となる。この値が最大となるのは1983年、1984年ともに2月であり、それぞれ、 $-1.9\text{MJ}\cdot\text{m}^{-2}$ 、 $-3.1\text{MJ}\cdot\text{m}^{-2}$ となる。また4～11月では、 $-1.0\text{MJ}\cdot\text{m}^{-2}$ 以下となり、1983年は7月に最小値 $-0.3\text{MJ}\cdot\text{m}^{-2}$ 、1984年は9月に $-0.5\text{MJ}\cdot\text{m}^{-2}$ となる。これらの値は最大となる月に対して、1983年ではその約16%、1984年ではその約15%となっている。この値の年変化の形は、第3図に示した正味放射量 R_n の年変化の形と似ている。これは正味放射量 R_n によって地表面から失われる熱量が、他の要素に比べてその絶対値が大きいことを意味している。

18時から翌朝6時までの12時間に、地表面から



第5図 夜間、地表面から失われる熱量に対する気温低下量の比

失われる熱量に対する気温低下量の比の年変化を第5図に示す。この値は1983年では、7～11月に $10 \times 10^{-6} \text{ }^{\circ}\text{C m}^2 \cdot \text{J}^{-1}$ 以上となり、1984年では、4～11月に $7.0 \sim 8.0 \times 10^{-6} \text{ }^{\circ}\text{C m}^2 \cdot \text{J}^{-1}$ とほぼ一定値をとる。これに対して、12～2月では、 $5.0 \times 10^{-6} \text{ }^{\circ}\text{C m}^2 \cdot \text{J}^{-1}$ 以下となる。すなわち、12～2月では、地表面から失われる熱量に対して気温の低下が小さいということを示している。

IV 結 論

地表面の熱収支を支配する各要素と接地層における気温の時間変化との関係について、水理実験センターの気象日報データを用いて解析した。その結果、つぎのことがわかった。

(1) 晩秋から春にかけて、夜間18～6時までの気温低下量は $-6 \text{ }^{\circ}\text{C}$ 以上と大きく、夏から秋にかけての2～3倍となる。

(2) 地表面から失われる熱量の多くは、地表面からの正味放射量によるものであり、12～2月はとくに大きい。

(3) 12～2月は他の月に比べて、地表面から失

なわれる熱量が大きい、失われる熱量に対する気温の低下量は小さい。すなわち地表面から失なわれる熱量ほど気温は低下していない。

以上のことが、明らかになった。

謝 辞

筑波大学水理実験センターの古藤田一雄助教授をはじめ職員の皆様には、観測設備、資料など種々の御便宜をはかっていただきました。ここに記して厚く感謝します。

文 献

- 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。筑波大学水理センター報告, 2号, 25-36.
- 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, 2号, 65-89.
- Garratt, J. R. and Brost, R. A. (1981) : Radiative cooling effects within and above the nocturnal boundary layer. *Jour. Atom. Sci.*, 38, 2730-2746.