日平均地表面温度の推定法

横山慎司*・白井清恒**・高橋 悟**

(* 財団法人日本気象協会)
(** 東京農業大学農学部)

A Method of Estimating Soil Surface Temperature

Shinji YOKOYAMA*, Kiyotune SHIRAI** and Satoru TAKAHASHI**

(*Japan Weather Association, Sapporo, 064 Japan)
(**Tokyo University of Agriculture, Tokyo, 153 Japan)

Abstract

Both the equation of estimating evaporation (E) from soil surface and that of estimating temperature (T_0) at soil surface are obtained from the heat balance equation applied by the theory of heat transfer. It is difficult to observe the value of E , but it is comparatively easy to observe the value of T_0 . If the estimated results of T_0 coincide well with the observed results, it is certified that not only the heat balance equation but the method to estimate E is accurate. Therefore, we examined a method to estimate T_0 from the meteorological factors such as air temperature, relative humidity, solar radiation, wind velocity which can be measured without difficulty. The results are as follows:

1) The effective radiation (when T_0 is equal to the air temperature) Q_{R0} is calculated from the solar radiation and albedo.

2) The relative humidity and the soil moisture content at soil surface can be estimated from albedo.

3) T_0 is more influenced by Q_{R0} than the Soil heat flux Q_B .

By the results obtained above, we estimated T_0 . Those calculated values were almost equal to measured values. Consequently, we confirmed that the method to estimate E is appropriate.

Key words: Albedo, Effective radiation, Evaporation from soil surface, Heat balance equation, Soil surface temperature.

キーワード: アルベド, 地表面温度, 土壌面蒸発量, 熱収支式, 有効放射

1. はじめに

圃場において土壌面蒸発量を実測することは極めて困難なことである。そこで、著者の一人白井(1988)は容易に得られる気象要素、例えば気象台の発表するデータ

から推定する方法の一つとして、伝熱論を応用して計算式を導いた。この式は、蒸発量が表面と大気との水蒸気密度の差に比例するという仮定のもとに、地表面における熱収支式より導かれたものである。この土壌面蒸発量推定式の妥当性を蒸発量の実測値との対比により検討することは容易なことではない。そこで、蒸発量算定式を導く途中で得られた地表面温度をその実測値と比較することにより、土壌面蒸発量推定式の妥当性を検証することが考えられる。すなわち、地表面温度の推定値が実測値とよく一致すれば、これによる土壌面蒸発量推定式は妥当であると評価できよう。また、地表面温度を実測

1992年1月16日 日本農業気象学会北海道支部大会にて発表

1993年12月3日 受付, 1994年9月17日 受理

* 現在: (有)アグリウェザー 〒052 北海道伊達市舟岡町139番地32

Present address: The Agri Weather Company, Inc., Funaoka-cho 139-32, Date city, Hokkaido, 052 Japan.

することは土壌面蒸発量の実測に比べ容易であり、注意深く測定すれば、かなりの精度が得られると思われる。しかし、容易に得られる気象要素から地表面温度を推定するためには、有効放射量の推定等いくつかの問題を解決しなければならない。本報告は限られた気象要素から地表面温度を推定する方法について検討し、土壌面蒸発量推定式の妥当性を評価しようとしたものである。ここで検討する地表面温度は日平均値であり、土壌面蒸発量は日単位の蒸発量である。

2. 日平均地表面温度の推定式について

地表面における白井(1975, 1988)の熱収支式を略記すれば次のようである。ただし、 x 軸を地表面より鉛直下方に向かってとる。

$$Q_C + Q_L + Q_B = Q_R \quad (1)$$

ここに、 Q_C : 顕熱フラックス, Q_L : 潜熱フラックス, Q_B : 地中伝導熱フラックス, Q_R : 放射熱フラックス。

以下にそれぞれの項について説明する。まず、顕熱フラックス Q_C は以下の式で表される。

$$Q_C = h \cdot (T_0 - T_a) \quad (2)$$

ここに、 h : 熱伝達係数, T_0, T_a : それぞれ地表面及び大気温度($^{\circ}\text{C}$)。

次に、潜熱フラックス Q_L は、前述のように蒸発量は水蒸気密度差に比例するとすれば次式が成り立つ。

$$Q_L = L \cdot E = L \cdot h_0 \cdot (\rho_0 - \rho_a) \quad (3)$$

ここに、 L : 蒸発潜熱, E : 蒸発量, h_0 : 水蒸気伝達係数, ρ_0, ρ_a : それぞれ地表面及び大気の水蒸気密度。

ここで、飽和水蒸気密度は温度の一次式で近似されるとすれば次式が成り立つ。

$$\rho_0 - \rho_a \approx r_0 \cdot \rho_s' (T_0 - T_a) + (r_0 - r_a) \rho_{sa} \quad (4)$$

ここに、 r_0, r_a : それぞれ地表面及び大気の相対湿度, ρ_s' : 飽和水蒸気密度 ρ_s の温度勾配, ρ_{sa} : 気温に対する飽和水蒸気密度。

また、 h と h_0 の間には伝熱論により次の関係が成り立つ(Rohsenow and Choi, 1963)。

$$\Theta = h_0/h = (\kappa_a/D)^{1/3} \cdot (D/\kappa_a) \quad (5)$$

ここに、 κ_a : 空気熱拡散係数, D : 大気中の水蒸気拡散係数, κ_a : 空気熱伝導係数。これらはいずれも気温により与えられる。

そして、放射熱フラックス Q_R は

$$Q_R = Q_{R0} + 4 \varepsilon_L \cdot \sigma \cdot T_{a0}^3 \cdot (T_a - T_0) \quad (6)$$

ここに、 ε_L : 長波の地表面吸収率, σ : ステファン・ボルツマンの定数, T_{a0} : $273.15 + (T_0 + T_a)/2$ (K)。

上式で右辺第2項は地表面と大気との温度差による補正項である。したがって、 Q_{R0} は地表面が気温と等しいときの有効放射である。また、 Q_R は放射収支計によ

て実測は可能である。

以上の(2)~(6)式を(1)式に代入し、 T_0 について整理すると次のような地表面温度の推定式が得られる。

$$T_0 = T_a + (F - Q_B)/h_t \quad (7)$$

$$h_t = h + L \cdot \Theta \cdot h \cdot r_0 \cdot \rho_s' + 4 \cdot \varepsilon_L \cdot \sigma \cdot T_{a0}^3 \quad (8)$$

$$F = Q_{R0} - L \cdot \Theta \cdot h \cdot (r_0 - r_a) \cdot \rho_{sa} \quad (9)$$

(8)式の h_t は顕熱、潜熱、及び放射についての伝達係数の和であり、総熱伝達係数といわれるものである。ここで、 $\Theta, L, \rho_s', \rho_{sa}$ は T_a より求められる。また、熱伝達係数 h は、白井ら(1979)が三重大学農場において気温 $3^{\circ}\text{C} \sim 28^{\circ}\text{C}$ 、風速 $0.7 \text{ m/sec} \sim 4.5 \text{ m/sec}$ について求め次式を得た。

$$h = 13.73 \cdot U^{0.792} \quad (10)$$

$$h: [\text{cal}/(\text{cm}^2 \cdot \text{day} \cdot ^{\circ}\text{C})]$$

$$U: 2.0 \text{ m 高度の風速} [\text{m/sec}]$$

この式は、乱流境界層の場合の伝熱論の成果と対比して妥当性があり、さらに白井ら(1988)は台湾において水面蒸発量の推定に用い、実測値とよく一致することを認めた。

以上により、 Q_{R0} と Q_B 及び r_0 が得られれば、 T_0 は反復法により T_a, r_a, U から求められることになる。

3. 測定方法

地表面温度及びその推定に必要な各種の気象要素は、北海道網走市にある東京農業大学寒冷地農場の区画 $17.0 \text{ m} \times 7.5 \text{ m}$ の裸地(火山灰土壌)において1時間おきに観測したもので、観測期間は、平成4年の5月から10月までである。

地温は直径 0.5 mm の銅・コンスタンタン熱電対により、地表面から深さ 10 cm まで 2 cm 間隔で測定した。気温は通風型白金抵抗温度計を、湿度は通風型の塩化リチウム露点温度計を、そして風速は三杯型風速計を用い、いずれも 2.0 m の高度で測定した。日射量はエプリー型日射計を用いた。また、アルベドを求めるため反射日射量も測定した。有効放射量は放射収支計を用いて測定した。

4. 有効放射

Q_{R0} は前述のように T_0 が T_a に等しいときの有効放射であり、放射収支計による実測値 Q_R 、地表面温度 T_0 、及び気温 T_a により(6)式から求められる。

Q_{R0} の地表面温度 T_0 に及ぼす影響の度合は、(7)式と(9)式より Q_{R0}/h_t ($^{\circ}\text{C}$) で知ることができる。例えば、5月上旬の平均値を用いて計算例を示す次のようである。観測値は、 $T_a = 5.1^{\circ}\text{C}$ 、 $T_0 = 7.6^{\circ}\text{C}$ 、 $U = 3.1 \text{ m/sec}$ 、 $Q_R = 204.3 \text{ cal}/(\text{cm}^2 \cdot \text{day})$ 、アルベド = 10% (Fig. 5 により r_0 は 1.0、説明は後述)であった。 T_a から、蒸発潜

熱 L 、空気熱拡散係数 κ_a 、水蒸気の拡散係数 D 、空気熱伝導係数 κ_a 、飽和水蒸気密度の温度勾配 ρ_s' が与えられ、(5)式より $\Theta=3704\text{ cm}^3\cdot^\circ\text{C}/\text{cal}$ となる。また、(10)式より熱伝達係数 $h=33.6\text{ cal}/(\text{cm}^2\cdot\text{day}\cdot^\circ\text{C})$ となり、 ε_L を0.95とすれば(8)式より $h_t=68.0\text{ cal}/(\text{cm}^2\cdot\text{day}\cdot^\circ\text{C})$ となる。したがって、 Q_{R0} は(6)式より $228.6\text{ cal}/(\text{cm}^2\cdot\text{day})$ となり、求める Q_{R0}/h_t は 3.4°C となる。以下同様に10月下旬まで計算した結果、Fig.1が得られた。Fig.1より、 Q_{R0}/h_t の変化幅は約 $2^\circ\text{C}\sim 5^\circ\text{C}$ であった。

しかし、 Q_R は放射収支計が高価であること、さらに気象庁では観測地点が限られていることなどから、容易に入手できないのが現状である。そこで、 Q_{R0} を簡単に求める方法として日射量 R_s との関係を検討した。 T_0 、 T_a 及び Q_R の実測値を用いて(6)式から求めた Q_{R0} と R_s との関係を示したのがFig.2である。 Q_{R0} は R_s と直線関係にあり、その回帰式は以下のものであった。

$$Q_{R0}=0.576\cdot R_s-2.09 \quad (11)$$

(相関係数=0.915, 単位は $[\text{cal}/(\text{cm}^2\cdot\text{day})]$)

Q_{R0} と R_s の関係については、白井(1988)が先に水面のアルベドを5%とおき

$$Q_{R0}=0.7\cdot R_s$$

として蒸発量を推定し、台湾における水面蒸発量の実測値とよく一致することを認めた。これを地表面に応用するために、地表面のアルベド α との差 $(\alpha-0.05)$ を係数の0.7から引くと、上式は次のようになる。

$$Q_{R0}=(0.75-\alpha)\cdot R_s \quad (12)$$

そこで、(11)式と(12)式による Q_{R0} を比較した結果、Fig.3のようになった。両者の間には大きな差はなく、(12)式の妥当性が認められた。即ち、 R_s と α の実測値より Q_{R0} を推定することができる。

5. 地表面相対湿度とアルベドの関係

次に、地表面の相対湿度 r_0 は実測が困難であるので、地表面のアルベドから推定する方法について検討する。

r_0 は、地表面の土壌水分量によって変化する。湿った状態では1.0であり、乾燥状態では0.9程度(PF値5.1に相当)にまで小さくなる。一方、アルベド α も地表面の土壌水分量に左右され、湿潤時のときの方が、乾燥時のときよりも暗色となり α は小さくなる。

まず、地表面におけるアルベドを測定してから土壌を表面から3mm程度採取し、その含水比とアルベドの関係を調べた。その結果がFig.4である。採取した土壌の含水比の範囲は37%~3%であり、それに伴うアルベドの変化は7%~22%で、含水比が減少すればアルベドは増加する傾向がある。尚、5月から10月までの観測期

Fig. 1. Change of decade mean value of Q_{R0}/h_t and Q_B/h_t .

●: Q_{R0}/h_t , ○: Q_B/h_t

Fig. 2. Relationship between solar radiation R_s and Q_{R0} .

Fig. 3. Comparison of the calculated results from eq. (12) with those from eq. (11).

Fig. 4. Relationship between albedo and soil moisture ratio.

Fig. 5. Relationship between albedo and relative humidity at soil surface.

間を通してのアルベドの変化は4%～22%であった。

そこで、あらかじめ作成しておいた PF-水分曲線をもとに、含水比から PF 値を求め、蒸気圧法の原理から相対湿度 r_0 を計算した。このようにして求めた r_0 と α の関係が Fig. 5 である。 r_0 は α が約 15% のときを境として、一定値 1.0 から徐々に低下し、 $\alpha=22\%$ のとき 0.97 となる。その境界時の PF 値は約 3.2 であるから、土壤の乾燥過程において湿潤時から PF 3.2 程度までは

$r_0=1.0$ ということになる。

以上より、地表面のアルベドを観測することにより、土壤面の相対湿度が求められ、さらには表面土壤の PF 値及び含水比が少なくとも PF 値 3.2 以上について求められることになる。

6. 地中伝導熱 Q_B

地中伝導熱 Q_B は一年あるいは一日を単位として考えるとき、ほぼ 0 に等しいとして論じられる場合が多い。ここでは、表層における地温の変化から土壤の熱定数を求めて Q_B を計算することにより、地表面温度を推定する際の Q_B の影響度について検討することにする。

Q_B は土壤の熱伝導係数 K と地表面付近の地温勾配 $\partial T / \partial X$ から、 $-K \cdot \partial T / \partial X$ で求めることができる。また、 K は土壤の熱拡散係数 κ と体積熱容量 C_v から $\kappa \cdot C_v$ で求められる。そこで、まず κ を深さ 2 cm と 4 cm の地温を調和解析して、その振幅比と位相差により求めた。その結果が Table 1 である。Table 1 には調和項の第一項と第二項について、それぞれ振幅比と位相差から求めた κ の値を示した。次に、 C_v を含水比 W と乾燥密度 ρ_d から $(C_s + C_w \cdot W) \cdot \rho_d$ で求めた。式中の C_s と C_w は土粒子と水の比熱であり、それぞれ 0.2, 1.0 (cal/g/°C) とした。 ρ_d は実測値から 0.9 g/CC とし、 W は Fig. 4 をもとにアルベドの値から求めた。

Q_B の T_0 に及ぼす影響の度合は、 Q_{R0} の場合と同様に Q_B/h_t で知ることができる。5月上旬の平均値の場合を例にとると、Table 1 より調和第一項の位相差による κ の値は 153 cm²/day であった。また、アルベドの観測値は 10% であったから Fig. 4 より $W \approx 0.3$ であり、 C_v は $(C_s + C_w \cdot W) \cdot \rho_d$ より 0.45 cal/(cc·°C) となる。したがって、 K は $\kappa \cdot C_v$ から 68.9 cal/(cm·day·°C) となる。また、深さ 2 cm と 4 cm の地温の実測値はそれぞれ 7.3°C, 7.0°C であったから、 $-K \cdot \partial T / \partial X$ より $Q_B = 10.3$ cal/(cm²·day) となる。したがって、 h_t は 4 に示したように 68.0 cal/(cm²·day·°C) であるから、求める Q_B/h_t は 0.15°C となる。以下同様に 10 月下旬まで計算した結果が Fig. 1 である。調和第一項の位相差による κ の外に他の 3 例の κ を用いて同様に計算した結果、 Q_B/h_t の変化幅は -1.0 ~ +1.5°C であり、期間を通しての平均

Table 1. Calculated results of κ (thermal diffusivity of soil).

	Month Decade	5			6			7			8			9			10		
		I	II	III	I	II	III	I	II	III	I	II	III	I	II	III	I	II	III
First term:	Amplitude ratio	140	151	158	146	187	177	169	183	191	204	230	197	211	428	458	425	416	497
	Phase difference	153	153	154	176	194	227	246	192	242	212	226	231	215	511	529	483	570	572
Second term:	Amplitude ratio	130	147	195	118	189	240	217	177	203	246	253	245	277	499	432	492	423	488
	Phase difference	171	197	175	170	226	240	247	224	380	202	201	222	272	537	465	426	482	553

値は $+0.1^{\circ}\text{C}$ であった。Fig. 1 のように Q_B/h_t はその日の気象条件や土壌の乾湿条件によって日々変化するが、 T_0 に与える影響は Q_{R0}/h_t に比較し大変小さいことが認められた。したがって、ここでは上述の平均値 $Q_B/h_t = 0.1^{\circ}\text{C}$ とし、 T_0 を推定することにする。

7. 日平均地表面温度の推定

以上のように、 Q_{R0} を(12)式から計算し、 r_0 をアルベドから求め、さらに Q_B/h_t を 0.1°C として日平均地表面温度 T_0 を推定した。まず、(8)式中の T_{a0} を T_a として第一近似値 $T_{0(1)}$ を計算する。次に、この $T_{0(1)}$ を用いて、 $T_{a0} = (T_a + T_{0(1)})/2$ を求め、これによって第二近似値 $T_{0(2)}$ を求める。このような計算を、 $T_{0(i)} \rightarrow T_{0(i+1)}$ になるまで繰り返す。計算の結果、 $T_{0(1)}$ と $T_{0(i)}$ の収束値との差は5月から10月を通して 0.1°C 以内であった。従って、 $T_{a0} = T_a$ として求めた第一近似値であっても十分な精度が得られることが認められた。

このようにして推定した T_0 を実測値と比較した結果が Fig. 6 であり、両者の一致はほぼ良好であるといえよう。

以上のように T_0 が推定されると、実測の困難な土壌面蒸発量 E は(3)式により容易に求められることになる。ここで、 T_0 の推定誤差が E の推定値に及ぼす影響について検討する。いま、 T_0 の推定誤差を $\pm 0.5^{\circ}\text{C}$ として、 E の推定値の誤差を計算した結果、その最大値は $\pm 1.0 \text{ mm/day}$ であった。また、そのときの風速は 6.9 m/sec であった。 E は、(3)式、(5)式、(10)式からわかるように風速が大きくなると増加する。観測地点における5月から10月までの平均風速は約 2 m/sec であるから、風速が 2.0 m/sec 以下、 3.0 m/sec 以下、 4.0 m/sec 以下

の気象条件について E の推定値の誤差を計算した結果、その最大値はそれぞれ $\pm 0.5 \text{ mm/day}$ 、 $\pm 0.6 \text{ mm/day}$ 、 $\pm 0.7 \text{ mm/day}$ であった。したがって、 T_0 の推定値に 0.5°C の誤差があっても、 E に及ぼす影響は 1 mm/day より少ないことが認められた。

7. ま と め

土壌面蒸発量 E の推定式の妥当性を検証するために、限られた気象要素から日平均地表面温度 T_0 を推定する方法について検討した。北海道網走市における裸地の測定結果をもとに推定値と実測値とを比較した結果、よく一致することが認められ、土壌面蒸発量推定式の妥当性が検証された。ここで検討した結果の要約は以下の通りである。

- ① Q_{R0} は日射量と地表面のアルベドを用いて(12)式より求められる。
- ② 地表面のアルベドから地表面の相対湿度 r_0 が推定でき、更に表面土壌の水分量も推定できる。
- ③ 地中熱流量 Q_B の T_0 に及ぼす影響は、 $T_0 = T_a$ のときの有効放射量 Q_{R0} に比較し非常に小さい。

以上の結果より、 T_0 は気温、湿度、日射量、風速の4要素を用いて(7)式～(9)式により推定することができる。さらに、推定した T_0 の値を用いれば、(3)式により容易に土壌面蒸発量 E を推定することができる。そのとき、 T_0 の推定に 0.5°C 程度の誤差があっても、 E に及ぼす影響は 1 mm/day より少ない。

また、(7)式～(9)式より T_0 の時間変化を推定することも可能である。しかし、 Q_B は大きく変化するので T_0 を精度よく推定するためには、土壌の熱拡散係数 κ を正確に求めなければならない。これが可能となれば、 T_0 はもちろん E の時間変化も推定することが可能となろう。

引用文献

- 清沢秀樹・白井清恒・松井重光, 1979: 散水時の地温に関する研究, 散水による気温・湿度の変化に関する研究Ⅲ, 三重大農学報, **58**, 21-31.
- 松井重光・白井清恒・清沢秀樹, 1979: 散水による気温・湿度の変化に関する研究, Ⅱ 実験的考察, 三重大農学報, **58**, 10-20.
- Rohsenow and Choi, 1963: Heat, Mass and Momentum Transfer, Prentice-Hall Inc., New York, 412-414.
- 白井清恒, 1975: 散水による気温・湿度の変化に関する研究, I 理論的考察, 三重大農学報, **49**, 62-82.
- 白井清恒, 車 張賢, 1988: 廣大水面上年平均蒸発量之推定, 応用輸送現象論原理, 中原学報(台湾), **17**, 71-84.

Fig. 6. Relationship between observed and estimated daily mean temperature at soil surface.