Force-Restoreモデルによる日平均地温の推定

広田知良*・福本昌人*・城岡竜一*・村松謙生**

(* 北海道農業試験場
** 北陸農業試験場)

Simple Method of Estimating Daily Mean Soil Temperature by Using the Force-Restore Model

Tomoyoshi HIROTA*, Masato FUKUMOTO*, Ryuichi SHIROOKA* and Kensei MURAMATU**

(*Hokkaido National Agricultural Experiment Station,
1, Hitsujigaoka, Toyohira-Ku, Sapporo, Hokkaido, 062 Japan
**Hokuriku National Agricultural Experiment Station,
Inada, Joetsu, Niigata, 943-01 Japan)

Abstract

A simple model to estimate the daily mean soil temperature using routine meteorological data has been developed. The model is based on a heat budget equation connected with the Force-Restore Model, in which interdiurnal variation of the soil temperature at the surface layer is estimated. The model has some advantages. First, it is not necessary to set up soil thermometric parameters and initial values at the deep soil layer. Second, sensitivities of the soil thermometric parameters are low compared to the case of estimating diurnal variation of soil temperatures. Finally, the boundary condition is easy to determine because annual mean soil temperatures at different depths are nearly equal.

The model was applied for a bare soil field and verified using the observed data by the heat balance method. Estimated values of daily mean soil temperature agreed well with the observed value, even if the soil thermometric parameters were set as approximated values. To adapt the model for any case, a way to estimate the initial value of soil temperature was examined.

Although the soil moisture availability was required to estimate the evaporation in the model, the average value of long-time period gave a good result for estimation of soil temperature. In case the value of the actual soil moisture is unavailable, the model gave a good estimation of cumulative evaporation using routine meteorological data and soil temperature at the surface layer. The model could be used to evaluate the soil moisture availability.

Key words: Evaporation, Force-Restore Model, Heat balance, Soil heat flux, Soil temperature.

キーワード: 蒸発, 地温, 地中熱流量, 熱収支, Force-Restore モデル

1. はじめに

寒冷地において、地温は播種時期の決定などの農作業計画を左右するばかりでなく、その後の作物の生育にも大きく影響する気象要素である（例えば小沢・濱寄，1992；横田，1976）。しかし、現在、気象官署では地温の観測は行われておらず、また耕地を対象とした地温の観測では地点の選定や保守・管理等の制約により実施することが困難であることから、簡易な地温の推定法の開

発が求められている。

地温の推定については、例えば井上（1987）、高見ら（1989）は水田を対象に、気象官署やアメダス等の入手容易なルーチン気象観測データを用いた簡易かつ高い精度での推定法を報告している。しかし、畑地を対象とした場合は、同じような気象条件でも土壌の種類、水分条件、耕起方法等による地表面の熱収支の違いや（例えば、福本・広田，1994）、土壌の熱的性質の違いにより（例えば、粕淵，1982）地温も異なったものになることから検討例が少ない。

一方、地表面温度の日変化を簡易に計算する Force-

1992年7月5日，1993年4月3日 全国大会にて発表
1994年9月22日 受付，1995年7月18日 受理

Restoreモデルが開発され、大気大循環モデルや局地気象モデル、リモートセンシング等の分野で用いられている(例えば、Bhumralkar, 1975)。このモデルは地表面の熱収支に基づいており、地中熱流量の項を時間微分することにより地表面温度を簡易に求められる点に特徴がある。

本研究では地表面温度の日変化を計算する Force-Restoreモデルの特徴を応用し、任意の厚さをもつ畑土壌表層の日平均地温の簡易な推定方法を開発することを目的として行った。その結果、開発したモデルを用いることによりルーチン気象観測データから、日平均地温や積算蒸発量が精度よく推定できることがわかったので報告する。

報告では、地温の年変化の周期性と年平均地温が深さに依らずほぼ等しい事実より、Force-Restoreモデルをもとに誘導したモデルが土壌表層の地中温度の経日変化(年変化)を簡易に推定できる方法となることを示す。そして、裸地面の熱収支観測データを用いたモデルの検証結果を示す。併せて、このモデルより、ルーチン気象観測データから日平均地温を推定する場合に、必要なパラメータとなる蒸発量(潜熱輸送量)を求めるための蒸発効率や土壌の体積熱容量、熱拡散係数等に関して必要とされる精度、及び初期値の観測値がない場合のその推定方法について検討する。

2. 日平均地温の推定モデルの誘導

2.1 Force-Restore モデルによる日平均地温の推定式

2.1.1 モデル誘導の前提条件

Force-Restoreモデル(以下、FRMと略す)は、地温の日変化の周期性を利用して誘導された地表面温度の簡便な推定法(例えば、Bhumralkar, 1975; Deardorff, 1978; Lin, 1980; Dickinson, 1988)である。本研究では、地温の年変化の周期性も日変化の周期性と類似であることに着目し、また年平均地温が深さに依存せずほぼ等しいことより、地表面温度の日変化の推定法であるFRMを任意の厚さを持つ土壌表層の地温の経日変化(年変化)の推定に応用した。以下にまず、モデル誘導の前提条件について述べ、それからモデルの誘導を行う。

ある深さ z の地温 $T(z, t)$ の年変化は日変化の場合と同様な形式で、熱伝導方程式の基本的な周期解である次式で近似的に表される(例えば、キャンベル, 1987)。

$$T(z, t) = T_{ym} + \Delta T_0 e^{-z/D_u} \sin(\omega t - z/D_u) \quad (1)$$

ここで、 T_{ym} は年平均地温、 ΔT_0 は地表面温度の振幅、 D_u は制動深さであり、土壌の熱拡散係数 α と角振動数

ω より、 $D_u = (2\alpha/\omega)^{1/2}$ で表わされる。 α は熱伝導率 λ と体積熱容量 c より、 $\alpha = \lambda/c$ 、 ω は周期が1年の場合には、 $\omega = 2\pi/\tau_y$ で表わされる。 τ_y は年周期である。

ここで、年変化の場合(日平均地温を推定する場合)の制動深さ D_u の性質に着目する。年変化の場合では日変化と比べて周期が365倍(ω が1/365倍)であるため、制動深さ $D_u = (2\alpha/\omega)^{1/2}$ の値が $\sqrt{365} \approx 19.1$ 倍大きくなる。そのため、日変化の場合と比べると、式(1)の地温の振幅を決めている e^{-z/D_u} の値は土壌の熱拡散係数 α の違いによる影響が指数的に低下することがわかる。例えば、日変化について $z = 0.1$ mで $\alpha = 3.6 \times 10^{-7}$ ($\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$)の場合と、その半分の $\alpha = 1.8 \times 10^{-7}$ ($\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$)の場合とでは、 e^{-z/D_u} を計算して両者の比をとると0.368/0.243 $\approx$ 1.51となる。年変化の場合について同様に計算すると、制動深さ D_u が約19.1倍大きくなることにより、両者の比は0.949/0.929 $\approx$ 1.02となり、年変化では α の影響が抑えられていることがわかる。したがって、地温の年変化を求める場合(日平均地温を推定する場合)は、土壌の熱的パラメータを精度よく求める必要はなく、モデルの適用場面では有利となる。これについては、実際の観測データとの比較で検証する。

また、この制動深さの性質は地温の年変化を求める場合(日平均地温を推定する場合)には、日変化を求める場合と比べて地表面薄層をかなり大きくとれることも意味する。すなわち制動深さが年変化では日変化と比べて約19.1倍大きいと、例えば、日変化の場合の深さ0.01 mの地温の変化は、年変化では深さ約0.2 mの地温の変化に相当することになる。そのため年変化を求める場合は、地表面から数十 cm 程度の厚みのある土壌層でも地表薄層とみなすことができることを意味する。以上のことを前提条件として、以下モデルの誘導を行う。

2.1.2 モデルの誘導

土壌の地中熱流量 $G(z, t)$ は次式で表される。

$$G(z, t) = -\lambda \frac{\partial T(z, t)}{\partial z} \quad (2)$$

式(2)に式(1)を代入すると

$$G(z, t) = \Delta T_0 \left(\frac{\omega c \lambda}{2} \right)^{1/2} \{ \sin(\omega t - z/D_u) + \cos(\omega t - z/D_u) \} \quad (3)$$

となり、さらに式(3)と式(1)を組み合わせ ΔT_0 を消去すると

$$G(z, t) = \left(\frac{\omega c \lambda}{2} \right)^{1/2} \left\{ \frac{1}{\omega} \frac{\partial T(z, t)}{\partial t} + T(z, t) - T_{ym} \right\} \quad (4)$$

となる。式(4)の誘導によって、これまで式(2)のように空間微分で表現されていた $G(z, t)$ を、時間微分で表

現することができる。

次に、地表からある深さ δ までの土壌表層の平均地温 $T_g(\delta, t)$ を考える。 $T_g(\delta, t)$ の時間変化は次のエネルギー収支式で表わされる (Lin, 1980)。

$$c \frac{\partial T_g(\delta, t)}{\partial t} = - \left\{ \frac{G(\delta, t) - G(0, t)}{\delta} \right\} \quad (5)$$

$z = \delta$ を代入した式 (4) と式 (5) を組み合わせることによって、式 (6) を得る。ただし、この誘導においては、モデルの前提条件より、 δ が数十 cm 程度の厚みのある土壌層でも、十分に小さいとみなすことができることより、式 (4) ($z = \delta$) の $T(\delta, t)$ を $T_g(\delta, t)$ に置き換えて表わした。

$$C1(\delta) \frac{\partial T_g(\delta, t)}{\partial t} = \frac{2}{c D_u} G(0, t) - \frac{2\pi}{\tau_y} (T_g(\delta, t) - T_{ym}) \quad (6)$$

ここで、 $C1(\delta) = (1 + 2\delta/D_u)$ である。式 (6) が FRM をもとに誘導した土壌表層 (厚さ δ) の日平均地温を推定する式である。

さらに、 $\delta \rightarrow 0$ とすれば

$$\frac{\partial T(0, t)}{\partial t} = \frac{2}{c D_u} G(0, t) - \frac{2\pi}{\tau_y} (T(0, t) - T_{ym}) \quad (7)$$

となり、地表面温度 $T(0, t)$ (なお、 $T(0, t) = T_g(0, t)$ である) の日平均値が推定できる。なお、式 (7) は地表面温度の日変化の推定に一般に利用される FRM の式と同じ形式である。

2.2 結合する熱収支式およびバルク式

地表面の熱収支式は次式で表わされる。ただし、ここで用いる気象データはすべて日平均値である。

$$G(0, t) = R_n - lE - H \quad (8)$$

$$R_n = (1 - a) R_s + \varepsilon (L_d - \sigma (273.15 + T(0, t))^4) \quad (9)$$

ここで R_n は正味放射量、 R_s は日射量、 L_d は下向き大気放射量、 a はアルベド、 ε は地表面の射出率、 σ はステファン・ボルツマン定数。

また、顕熱輸送量 H および潜熱輸送量 lE は次のバルク式 (近藤, 1994) で表わす。

$$H = c_p \rho C_H U (T(0, t) - T_a) \quad (10)$$

$$lE = l \rho \beta C_H U (q_{sat}(T(0, t)) - q_a) \quad (11)$$

ここで、 c_p は空気の定圧比熱、 ρ は空気の密度、 C_H は顕熱輸送量に対するバルク係数、 U は地上の代表的な高度における風速、 T_a は地上の代表的な高度における気温、 l は蒸発潜熱、 β は蒸発効率 ($0 \sim 1$ をとり地表面が十分に湿っている時は $\beta \approx 1$ である)、 $q_{sat}(T(0, t))$ は

地表面温度に対する飽和比湿、 q_a は地上の代表的な高度における比湿。

式 (8) ~ (11) の熱収支式およびバルク式を式 (7) に結合して解くことにより、 $T(0, t)$ が求まる。

2.3 年平均地温 T_{ym} の設定

式 (6) および式 (7) に必要な年平均地温 T_{ym} は多くの場合、深さに依存せずほぼ等しい値をとることが知られている (農林水産省・気象庁, 1982; 西沢, 1992)。このことは、どの厚さ δ の日平均地温 $T_g(\delta, t)$ を推定する場合でも、 T_{ym} は同じ値で代表できることを示している。また、年平均地温と年平均気温の関係については、過去の全国 104 地点の気象官署の芝生地の地温データを用いて (農林水産省・気象庁, 1982) 深さ 0.5 m の年平均地温 T_{ym} と年平均気温 T_{ya} の関係を調べたところ、次のような関係式で表すことができた (相関係数 0.986, 標準推定誤差 0.62 °C)。

$$T_{ym} = 0.97 T_{ya} + 2.3 \quad (12)$$

年平均地温と年平均気温が一次の高い相関関係にあることは荒川・東 (1951) や西沢 (1992) の報告と同様の結果である。以下、 T_{ym} を年平均気温 T_{ya} から推定する。

2.4 計算手順

計算は、求める土壌表層の厚さ δ を決め、Table 1 や Table 2 に示すように δ に応じた土壌の体積熱容量 c 、熱拡散係数 α 、バルク係数 C_H 、地表面のアルベド a 、地表面の射出率 ε 、年平均気温 T_{ya} の各種パラメータの値、及び必要とする気象データの日平均値を設定した後、次のような手順で行う。

まず、式 (7) ~ (11) を組み合わせて、地表面温度 $T(0, t)$ を未知数として逐次近似の方法で解く。次に、得られた $T(0, t)$ を用いて式 (6) および式 (8) ~ (11) を組み合わせて土壌表層の地温 $T_g(\delta, t)$ を解く。これらの $T(0, t)$ と $T_g(\delta, t)$ の値は次の時間ステップ (1 日, 86400 s) の計算の初期値として用い、順次計算を行う。

3. 熱収支観測データによるモデルの検証

3.1 検証方法

モデルの検証には、北海道農業試験場 (札幌市羊ヶ丘) の裸地圃場で得られた 1992 年 5 月 19 日 ~ 7 月 26 日までの熱収支、地温、土壌水分等の観測データを用いた。観測圃場の土壌は湿性黒色火山性土 (多湿黒ボク土) に分類され、表層 0.2 m がよく耕起されていた。測定項目やその方法の詳細については福本・広田 (1994) の報告の通りである。ここでは、FRM から誘導した推定式 (式 (6) および式 (7)) のみについて検証するために、式 (8) の R_n および lE には観測値を代入して計算を行った。また計算する土壌表層の厚さ δ は 0 m, 0-0.1 m 層, 0-

Table 1 The values of parameters used in chapter 3.

Item	Symbol	Thickness of δ		
		A 0m	B 0–0.1m	C 0–0.4m
Volumetric heat capacity	c ($\text{J} \cdot \text{m}^{-3} \cdot \text{K}^{-1}$)	1.0×10^6	1.6×10^6	2.3×10^6
Thermal diffusivity	α ($\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$)	1.2×10^{-7}	2.3×10^{-7}	3.5×10^{-7}
Bulk coefficient for sensible heat flux	$C_H^{(1)*}$	3.9×10^{-3}	3.9×10^{-3}	3.9×10^{-3}
Annual mean air temperature	T_{ya} ($^{\circ}\text{C}$)	6.8	6.8	6.8

*Reference height: 0.5m.

0.4 m 層の3通りであり、それぞれの土壌の熱的パラメータやバルク係数はTable 1に示したA,B,Cの値を福本・広田(1994)の実測に基づいて与えた。すなわち、土壌の体積熱容量 c については、土壌の固相率や体積含水率の毎日の測定値を基に、計算では熱収支観測期間中の平均的な値を採用し、一定値として用いた。また熱拡散係数 α は観測期間中の晴れた日の地温の観測値より、地温の日変化の振幅の減衰から求める方法より求め、これも計算では一定値として用いた。バルク係数 C_H は熱収支観測より求めた値を採用した。

3.2 検証結果

日平均地温の推定値と観測値の比較をFig.1に示す。なお、土壌表層の日平均地温 $T_g(\delta, t)$ の観測値は、以下の式(13)のように表わされるが、式(14)の土壌層の中間の点での $T(\delta/2, t)$ の値とほぼ等しいことがわかったので(0–0.4 m層なら深さ0.2 mの値)、その深さでの観測値 $T(\delta/2, t)$ と推定値 $T_g(\delta, t)$ を比較している。

$$T_g(\delta, t) \equiv \frac{1}{\delta} \int_0^{\delta} T(z, t) dz \quad (13)$$

$$\approx T(\delta/2, t) \quad (14)$$

図の実線は、Table 1に示したパラメータの値を用いた推定結果である(パラメータAは0 m, Bは0–0.1 m層, Cは0–0.4 m層に対応する)。実線と白丸で表わした観測値とを比較すると、0 m, 0–0.1 m層, 0–0.4 m層のどの土壌層においても推定値と観測値とはよく合致している。なお、この時の推定誤差RMSE(2乗平均平方根誤差)は0 mで0.95 $^{\circ}\text{C}$, 0–0.1 m層で0.86 $^{\circ}\text{C}$, 0–0.4 m層で0.57 $^{\circ}\text{C}$ であった。

以上より、本モデルによって土壌表層の日平均地温を精度よく推定できることが確かめられた。

3.3 土壌層の厚さ δ の適用範囲について

以上は0–0.4 mまでの結果であるが、0–0.5 m以上の層になると、モデルの推定値と観測値の推定誤差は大きくなる傾向にあった。したがって、式(6)で日平均地温を求める場合、土壌表層の厚さ δ には適用範囲があると考えられる。そこで、本モデルで適用できる土壌表層

Fig. 1. Comparison between calculated daily mean soil temperature by use of observed heat balance data and observed daily mean soil temperature. The values of parameters used here are shown in Table 1.

の厚さ δ の範囲を、地温の振幅や位相を決めるパラメータである制動深さ D_u より考察する。

本観測では日変化周期に対する制動深さ D_u は地温の観測値、またはTable 1の0–0.1 m層の熱拡散係数 α の

値より 0.08m 程度と見積られた。今回対象とした土壌層では $\delta \approx 0.5$ m までモデルが適用可能であったことから、日変化周期の制御深さ D_u を基準にとると、およそ $\delta < 6 D_u$ がモデルの適用範囲と考えられる。

3.4 土壌の熱的パラメータ c, α への依存性について

本観測期間中の土壌水分は経日的には大きく変化していたが(福本・広田, 1994), 土壌の熱的性質を表すパラメータの体積熱容量 c と熱拡散係数 α を土壌水分に依らず一定値として与えても, Fig. 1 のように推定値(実線)と観測値は良い対応を示した。

また, これらのパラメータ c, α を実際に異なる値を用いて計算したときの(例えば, 0–0.1m 層の計算に 0–0.4m 層のパラメータの値を用いる)推定値を Fig. 1 に破線で示した。この推定値も観測値とほぼ合致しており, 土壌の熱的性質に関するパラメータの値が少し異なっても推定結果に大きな影響を与えていない。

Force-Restore モデルのパラメータの検討では c, α を精度よく求める必要がないことを述べたが, 日平均地温を推定する場合は土壌の熱的パラメータについては概略値が得られれば十分であることが確かめられた。

4. ルーチン気象観測データを用いた推定方法

4.1 推定方法

前節では, モデルの妥当性を確認し, さらに必要な土壌の熱的パラメータも概略値でよいことを示した。次にルーチン気象観測データからの推定方法を示し, その妥当性を検討する。

ルーチン気象観測データから推定する場合, アルベド a やバルク係数 C_H が既知であるとする, 潜熱輸送量(蒸発量)を求めるための蒸発効率 β が地表面の熱収支や地表面温度, 地温を支配する重要なパラメータとなる。この蒸発効率 β は表層土壌水分量と密接な関係がある(例えば, Kondo *et al.*, 1990)。また, 初期値の観測値が得られない場合はその推定も必要となる。そこで, 用いる蒸発効率 β や初期値が観測値として得られない場合を中心にルーチン気象観測データからの推定方法について検討する。さらに, この方法は地温ばかりでなく, 熱収支各項も推定できるので, その中で特にルーチン気象観測データから精度のよい推定が困難とされている蒸発量の評価についても検討を加える。

検証用のデータは前章と同様の熱収支観測データであるが, 用いる気象データは, 日射量, 日照時間, 気温, 風速, 水蒸気圧であり, いずれも気象官署等で得られるデータである。

計算方法は次の通りに行う。放射収支の計算は式(9)

を用い, 日射量 R_s には観測値を, アルベド a には降雨日に 0.06, それ以外には 0.14 の値を, 下向き大気放射量 L_d には近藤ら(1991)の次の式による推定値を与える。

$$L_d = C_c \cdot L_{df} + (1 - C_c) \cdot \sigma (273.15 + T_a)^4 \quad (15)$$

ここで, L_{df} は快晴日の下向き大気放射量で, Swinbank (1963)の気温から推定する次の式を用いる。

$$L_{df} = 5.85 \cdot (273.15 + T_a)^4 - 14.77 \quad (16)$$

C_c は雲の効果を表すファクターであり, 本観測期間中のデータを用いて近藤ら(1991)に準じ, 日照時間 n (新型太陽電池式日照計による測定)と可照時間 N の比の回帰式を求めた。

$$C_c = 2.100 (n/N)^3 - 3.241 (n/N)^2 + 2.291 (n/N) + 0.291 \quad (17)$$

顕熱輸送量, 潜熱輸送量は式(10), 式(11)のバルク式を用いる。地温の推定は 2.4 節で示した手順に従う。計算する土壌表層の厚さ δ は 0–0.2m 層(深さ 0.1m の地温の値にはほぼ等しい)であり, 用いるパラメータを Table 2 に示す。

Table 2 The values of parameters used in chapter 4.

Item	Symbol	Thickness of δ
		D 0–0.2m
Volumetric heat capacity	c ($\text{J} \cdot \text{m}^{-3} \cdot \text{K}^{-1}$)	2.0×10^6
Thermal diffusivity	α ($\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$)	3.0×10^{-7}
Bulk coefficient for sensible heat flux	C_H	3.9×10^{-3}
Annual mean air temperature	T_{ya} ($^{\circ}\text{C}$)	6.8
Surface emissivity	ϵ	1.0
Surface albedo	a	0.06 (rainy day) 0.14 (others day)

4.2 日平均地温の推定結果

蒸発効率 β は, 一般に表層土壌水分量の関数として扱われているため, これを求めるためには日々の土壌水分量の値が必要となる。しかし, 日々の土壌水分量の値を得ることは実際には難しい問題であるため, ここでは検証期間中, 一定値の蒸発効率 β を与えて地温の観測値と推定値が最も一致するように計算を行った。Fig. 2 に蒸発効率 $\beta = 0.38$ と与えた場合の日平均地温の推定結果を示す。この場合に, 推定値は観測値と最も良く合致した結果が得られた。推定誤差 RMSE は 0.75°C であり, 3.2 節で得られた場合と同程度の結果であった。

このことは, 蒸発効率 β は日々の値を求める必要がなく, 数十日間の平均的な値を適切に与えることで, 本モ

Fig. 2. Comparison between calculated daily mean soil temperature and observed daily mean soil temperature.

The values of parameters are shown in Table 2.

デルがルーチン気象観測データから日平均地温を推定できていることを示している。

4.3 積算蒸発量の推定結果および蒸発効率 β の検討

次に、本モデルを用いて、ルーチン気象観測データから蒸発量(潜熱輸送量)を精度よく求めることについて検討する。Fig. 3には前節の日平均地温を推定した場合と同様に、蒸発効率 $\beta=0.38$ を与えた場合の積算蒸発量の推定結果を示す。積算蒸発量の途中の推移は β を一定とされているため、必ずしも一致はしていないが、最終的には推定値は131mmであり、観測値の133mmとほぼ一致した結果が得られた。蒸発効率 $\beta=0.38$ を与えた場合、地温ばかりでなく積算蒸発量も精度良く推定することができたことは、この観測期間中に与えた蒸発効率 β の平均値が0.38であることが妥当であることを示している。すなわち、地表面の熱収支に基づく本モデルで地温が精度良く推定できれば、積算蒸発量も精度良く求められることを示している。言い替えると、土壌表層の地温が観測されている場合、ルーチン気象観測データと組み合わせることで、本モデルより裸地の積算蒸発量や蒸発効率 β の平均値を求めることができることを示している。

ここでさらに、蒸発効率 β を次の降雨等の気象条件に応じて設定期間を変えて与えてみた。観測期間中、5月中旬～6月中旬と7月中旬以後は比較的降雨があった時期であり、その間の6月下旬～7月中旬までは降雨が比較的少なかった時期であったため(福本・広田, 1994,あるいは後に示す Fig. 6), 蒸発効率の設定期間をこの3つの期間に分けた。そして、蒸発効率 β は設定期間の地温の観測値とモデルによる推定値の誤差が最も小さく

Fig. 3. Comparison between calculated cumulative evaporation and observed, when β is given as a constant value of 0.38.

Fig. 4. Comparison between calculated cumulative evaporation and observed, when values of β are different for each period.

なるように与えた。Fig. 4に5/19～6/20は $\beta=0.56$, 6/21～7/17は $\beta=0.24$, 7/18～7/26は $\beta=0.50$ として、計算した結果を示す。この場合、積算蒸発量の推移も計算値は観測値と数%の誤差の範囲内ではほぼ一致した。この結果は、蒸発効率の設定値を降雨量が大きく変化しない期間は一定とすることにより数日以上積算蒸発量がより精度良く求められることを示している。

したがって、本モデルは降雨条件に対応した期間の平均的な蒸発効率 β の値を与えることにより、ルーチン気象観測データを用いた高精度の積算蒸発量の推定に適用できる。

4.4 初期値の設定について

本モデルでは土壌の熱的パラメータや初期値は熱伝導

Fig. 5. Vertical profile of daily mean soil temperature on April 8, 1993, just the day before snow thawing (Hokkaido National Agricultural Experiment Station, in Sapporo).

方程式を解く場合と異なり、地中深くまで設定する必要はなく、土壌層の任意の厚さのみを設定すればよい。このうち初期値について、観測値が得られない場合は、地表から深さ 0.3～0.4 m までの地温がほぼ同じ場合を用いて、次のような方法で推定し、設定できる。

一つは、凍土の発達しない積雪地帯で適用可能な方法であるが、根雪消雪日前日に初期値を設定する方法である。この積雪下裸地面の根雪消雪日前日の地温分布の例を Fig. 5 に示す。測定深さ 0～0.3 m (土壌の厚さ δ は 0.4～0.6 m 程度までとれる) では概ね 0～1℃と安定した値であることから、これを初期値として利用することができる。

この方法が適用できない場合には、次のような方法で初期値を推定することもできる。土壌深層よりも地表面に近いほど日平均地温が高い春～夏にかけての時期において、日射量の少ない降雨日において初期値を推定する方法である。この春～夏の日平均地温と降水量の例を Fig. 6 に示す。日射量が $10 \text{ MJ} \cdot \text{d}^{-1}$ 以下の降雨日で、しかもその前日も晴天日ではない場合は、地表面からおよそ深さ 0.35 m の範囲においてはほぼ同じ地温となることが多い。

上述の場合、式 (8) の熱収支式で地中熱流量 $G(0, t) = 0$ とし、地表面が十分湿っているので蒸発効率 $\beta = 1$ とおいて次の式で地表面温度 $T(0, t)$ を未知数として解く。

$$(1-a)R_s + \varepsilon(L_d - \sigma(273.15 + T(0, t))^4) - c_p \rho C_{HU}(T(0, t) - T_a) - l \rho C_{HU}(q_{sat}(T(0, t)) - q_a) = 0 \quad (18)$$

Fig. 6 の上述の条件のデータを用いて、式 (18) で求めた地表面温度と実測値との関係を Fig. 7 に示す。 $z =$

Fig. 6. Variations of daily mean soil temperature and precipitation (Hokkaido National Agricultural Experiment Station, in Sapporo).

Fig. 7. Comparison between the calculated soil surface temperature using Eq. (17) and the observed soil temperature (These data are obtained on each day when it is raining and $R_s < 10 \text{ MJ} \cdot \text{d}^{-1}$, except it is clear the day before).

0.3 m 程度 (土壌表層の厚さ δ で 0.4～0.6 m 程度) まで、観測値と計算値は合致しており、本モデルで用いる初期値を推定することができる。

以上のように、初期値の観測値が得られない場合でも、根雪消雪日や降雨日等の条件から地温の初期値を設定することは可能である。

5. ま と め

1. 地温の年変化の周期性と年平均地温が深さに依らずほぼ等しい事実に着目し、地表面温度の日変化の推定に用いられている Force-Restore モデルを応用した、地表からある深さ δ までの土壌表層の日平均地温を簡易

に推定するモデルを開発した。モデルは、必要とする土壌層についてのみパラメータや初期値を決定すればよく、また、土壌の熱的性質に関するパラメータ(体積熱容量、熱拡散係数)の値に敏感ではない等の特徴を持つ。

2. 裸地面の熱収支観測による検証を行い、観測値とモデルによる推定値の日平均地温を比較したところ(Fig. 1), 本モデルが妥当であることが示された。

3. 本モデルでルーチン気象観測データから日平均地温を推定する場合は、蒸発効率を用いた蒸発量(潜熱輸送量)の評価が必要となる。本モデルでは、蒸発効率 β は、日々の表層土壌水分の値に基づく値を与える必要がなく、数十日間の平均蒸発効率を用いることで日平均地温を十分な精度で推定できた。

また、モデルに用いる初期値については、観測値が得られない場合には、根雪消雪日前日や降雨日の地温等から推定することが可能なことを示した(Fig. 5, Fig. 7)。

4. 一方、本モデルにルーチン気象観測データと土壌表層の地温データを利用することによって、裸地面の数日以上の積算蒸発量が高精度で推定できた(Fig. 3, Fig. 4)。このことはまた、逆に本モデルから蒸発効率 β を求めることができることも示している。

なお、ルーチン気象観測データから簡易に裸地の日平均地温・積算蒸発量を推定できる本モデルは、地表面の熱収支・水収支の定量的な評価・解析を行う上でも有用であると考えている。

謝 辞

本研究を行うに際し、貴重な助言と多くの励ましの言葉を頂いた北海道農業試験場の山田一茂室長と干場信司室長(現酪農学園大学教授)、および東京農工大学の青木正敏助教授に感謝の意を表します。

なお、本研究の一部は平成5年度科学技術振興調整費の重点基礎研究によるものである。

使 用 記 号

a : 地表面のアルベド(0~1)
 c : 土壌の体積熱容量($J \cdot m^{-3} \cdot K^{-1}$)
 C_c : 下向き大気放射量の計算に必要な雲の効果を表すファクター
 C_H : 顕熱輸送量に対するバルク係数
 c_p : 定気の定圧比熱($1004.2 J \cdot kg^{-1} \cdot K^{-1}$)
 $D_u = (2\alpha/\omega)^{1/2}$ で表される制動深さ(m)
 G : 地中熱流量($W \cdot m^{-2}$)
 H : 顕熱輸送量($W \cdot m^{-2}$)
 L_d : 下向き大気放射量($W \cdot m^{-2}$)
 L_{df} : 快晴日の下向き大気放射量($W \cdot m^{-2}$)

l : 蒸発潜熱 $10^3 \cdot \{2.5 - 0.00237T_a\}$ ($J \cdot kg^{-1}$)
 LE : 潜熱輸送量($W \cdot m^{-2}$)
 N : 可照時間(h)
 n : 日照時間(h)
 q_a : 地上の代表的な高度における比湿($kg \cdot kg^{-1}$)
 $q_{sat}(T(0, t))$: 地表面温度に対する飽和比湿($kg \cdot kg^{-1}$)
 R_n : 正味放射量($W \cdot m^{-2}$)
 R_s : 日射量($W \cdot m^{-2}$)
 T_a : 地上の代表的な高度における気温($^{\circ}C$)
 $T(z, t)$: 任意の深さ z の点における地温($^{\circ}C$)
 $T_g(\delta, t)$: 地表から深さ δ までの土壌層の平均地温($^{\circ}C$)
 T_{ya} : 年平均気温($^{\circ}C$)
 T_{ym} : 年平均地温($^{\circ}C$)
 t : 時間(s)
 U : 地上の代表的な高度における風速($m \cdot s^{-1}$)
 z : 深さ(m)
 $\alpha = \lambda/c$: 土壌の熱拡散係数($m^2 \cdot s^{-1}$)
 β : 蒸発効率(0~1)
 δ : 地表面からある深さまでの土壌層の厚さ(m)
 ΔT_0 : 地表面温度の振幅($^{\circ}C$)
 ϵ : 地表面の射出率
 λ : 熱伝導率($W \cdot m^{-1} \cdot K^{-1}$)
 ρ : 空気密度 $1.204 (kg \cdot m^{-3})$
 σ : ステファン・ボルツマン定数 $5.67 \times 10^{-8} (W \cdot m^{-2} \cdot K^{-4})$
 τ_y : 年周期 3.1536×10^7 (s)
 $\omega = 2\pi/\tau_y$: 角振動数(s^{-1})

引 用 文 献

- 荒川 淳・東 晃, 1951: 日本列島における地温の分布について, 科学, **21**, 144.
 Bhumralkar, C. M., 1975: Numerical experiment on the computation of ground surface temperature in an atmospheric circulation model. *J. Appl. Meteor.*, **14**, 1246–1258.
 キャンベル, G.S. (中野政詩・東山 勇訳), 1987: パソコンで学ぶ土の物理学. 鹿島出版会, pp. 192.
 Deardorff, J. W., 1978: Efficient prediction of ground surface temperature and moisture inclusion of a layer of vegetation. *J. Geophys. Res.*, **83**, 1889–1903.
 Dickinson, R. E., 1988: The Force-Restore Model for surface temperature and its generalization. *J. Clim.*, **1**, 1086–1097.
 福本昌人・広田知良, 1994: 表層土壌水分が裸地面熱収支に与える影響. 水文・水資源学会誌, **7** (5), 393–401.
 井上君夫, 1987: 水田微気象研究への予測モデルの応用.

- 農業気象, **42**, 367–373.
- 粕淵辰昭, 1982: 土壌の熱伝導に関する研究. 農技研報告, **33**, 1–54.
- 近藤純正編著, 1994: 水環境の気象学. 朝倉書店, pp. 348.
- 近藤純正・中村 亘・山崎 剛, 1991: 日射量及び下向き大気放射量の推定. 天気, **38**, 41–48.
- Kondo, J., N. Saigusa and T. Sato, 1990: A parametarization of evaporation from bare soil surfaces. *J. Appl. Meteor.*, **31**, 304–312.
- Lin, J. D., 1980: On the Force-Restore Method for prediction of ground surface temperature. *J. Geophys. Res.*, **85**, 3251–3254.
- 西沢利栄, 1992: 自然のしくみ. 古今書院, pp.213.
- 農林水産省・気象庁, 1982: 地中温度等に関する資料. 農業気象資料第3号, pp.291.
- 小沢 聖・濱寄孝弘, 1992: べたがけ下のうねの形状と冬作コマツナの生育. 農業気象学会 1992 年度全国大会講演要旨, 120–121.
- Swinbank, W. C., 1963: Longwave radiation from clear skies. *Quart. Roy. Meteorol. Soc.*, **89**, 339–348.
- 高見晋一・菅谷 博・鳥山和伸, 1989: 水田水・地温の簡易推定法. 農業気象, **45**, 43–47.
- 横田廉一, 1976: 北海道の気候と農業気象災害. 文永堂, pp.216.