

裸地土中の水分・温度長期変動予測

—近似した気象データによる表面境界条件の設定—

斎藤広隆*・Jiri Šimůnek**・取出伸夫***

Prediction of Long-term Changes in Soil Water Content and Temperature
in Bare Soils : Determining Surface Boundary Conditions
from Estimated Meteorological Information

Hirotaka SAITO*, Jiri ŠIMŮNEK** and Nobuo TORIDE***

1. はじめに

乾燥地や半乾燥地での農業、とりわけ限られた水資源の有効利用を目指した精密な農法において、作物の育成に最適な灌漑を行うためには、地表面付近における水分量の数ヶ月から1年程度の長期間の変動の正しい把握が必要不可欠である。この表層付近の水分は、蒸発散や降雨のみならず、特に気温の日変化が激しい乾燥地や半乾燥地では、熱の移動やそれに伴う水蒸気移動にも強く影響される (Saito *et al.*, 2006)。そのため、表層付近の水分量の長期変動予測には、液状水に加えて、水蒸気および熱の移動を同時に考慮する必要がある。

土中の液状水・水蒸気・熱同時移動計算を行う場合、適切な境界条件および初期条件を設定する必要がある。等温条件下で液状水のみを対象とする場合、境界条件はフラックス、圧力、あるいは圧力勾配のいずれかで与える (斎藤ら, 2006)。しかし、液状水に加えて水蒸気と熱移動を考慮する場合、それぞれの成分についての境界条件を設定する必要がある。特に、大気と土の境界面である地表面境界においては、境界は土の水分量や温度に依存し、時間と共に変化する系依存型境界条件となる (斎藤ら, 2006)。また、地表面を横切る液状水・水蒸気・熱が相互に依存し連動しているため、液状水・水蒸気・熱の各々で独立して境界条件を導くことはできない。通常、地表面境界条件は、水収支式とエネルギー収支式を解くことで導くことができる。

エネルギー収支式は、土だけでなく大気や地表面の状態にも依存するため、正確な境界条件の設定のためには、気象データも不可欠となる。一般に大気温・湿度・

風速などの気象データは、気象観測所や簡易気象観測装置などから入手可能であるが、様々な理由から必ずしも計算に必要な時間スケールの気象データが入手可能であるとは限らない。特に、長期間の気象データが必要となる場合に、機械の不具合などでデータに空白期間が生じたり、測定間隔が予定よりも長くなったりすることは、頻繁に起こりうる。そうした場合、計算に必要な気象データを限られた気象データから補間法などにより近似し、土中の水分・温度変動予測に用いなければならない。また、土中の水分や温度の中期あるいは長期変動予測には、多くのパラメータを決定する必要があるが (Saito *et al.*, 2006)、より精度の高い土中水分・温度変動予測のためには、何をどの程度の精度で計測するかの決定は非常に難しい。

本報では、地表面境界が裸地である場合について、灌漑計画などに必要な数ヶ月から1年程度の中期間あるいは長期間の土中水分および地温の変動を予測する上で、液状水・水蒸気・熱同時移動計算に必要な境界条件を求める方法について解説する。特に、エネルギー収支式により境界条件を設定する際に、時間的に粗い間隔で観測されたデータを使って近似した連続的な気象データを用いることが、土中水分および地温の変化予測に与える影響について示す。1年に及ぶ水・熱の移動予測を行う場合、例えば1時間以下の短い時間間隔で測定した気象データを用いると、データの整理や入力への準備にかかる労力も大きく、また計算に対する負荷も大きい。そのため、信頼のおける限られた情報を補間式を用いて連続データにするなど、計算結果に大きな影響の出ない範囲で、不必要な手間を軽減する必要がある。こうした視点

*東京農工大学共生科学技術研究院 〒183-8509 府中市幸町 3-5-8

**カリフォルニア大学リバーサイド校環境科学部

***三重大学大学院生物資源学研究所 〒514-8507 三重県津市栗真町屋町 1577

キーワード：エネルギー収支，温度勾配，圧力勾配，数値計算

は、技術や手法を実際の農家や現場の技術者への普及を考える際には非常に重要であるが、これまで研究者があまり関心を払ってこなかった点である。本報では、具体的には、気温・湿度・風速の日データから、連続的な変化を簡単な式で補間し、エネルギー収支式の各エネルギー成分を求め、土中の水分・温度変化予測に用いた。様々な環境計測で、正確かつ精密なデータ収集が求められている現状で、果たしてどの程度精密な測定がどの項目に対して必要なのか、この解説を通して、読者に議論する機会を提供することも本報の目的の一つである。

エネルギー収支式内の各熱エネルギー成分を気象データなどから求めるために、これまで様々なモデル式が経験則、あるいは物理則により提案されている。しかし、ある特殊な気候条件、あるいはある現場でのデータにのみ適合するモデル式も多く、目的に応じたモデル式を決定するのは非常に難しい。そこで本報では、標準的なモデル式を用いてエネルギー収支式の各成分を求めた。なお地表面に植生がある場合は、蒸発だけでなく蒸散を考慮する必要があり、蒸発散における蒸発と蒸散の分離が必要である。蒸発散を考慮するモデルと適用事例については、今後このモデル特集で取り上げる予定である。

計算には、地表面での境界の取り扱いを可能にした修正版不飽和水分移動汎用プログラム HYDRUS-1D (Šimůnek *et al.*, 2005) を用いた (Saito *et al.*, 2006)。なお、以降の議論では、鉛直1次元水分・熱移動を対象とし、鉛直上向きを正とする。また計算事例では、アメリカ合衆国テキサス州の低レベル放射性廃棄物処分場候補地に設置された、遮水工 (カバー) 内の水分および温度の長期変動予測に関して、限られた気象データから境界条件を導き、液状水・水蒸気・熱同時移動計算に適用した例を紹介する。

2. 液状水・水蒸気・熱同時移動計算

2.1 非等温条件下の不飽和水分移動基礎方程式

非等温条件下では液状水に加えて、水蒸気密度勾配によって移動する水蒸気の移動も考慮する必要がある。非等温条件下での土中の水分移動は、Philip and de Vries (1957) により定式化された。なお、水蒸気移動理論の成り立ちについては、坂井・取出 (2006) に詳しい。土中の液状水フラックスおよび水蒸気フラックスは、それぞれ温度勾配と圧力勾配を駆動力とする2成分に分離できる。このとき、鉛直1次元の液状水フラックス q_L と水蒸気フラックス q_v は、次式で表すことができる。

$$q_L = q_{Lh} + q_{LT} = -K_{Lh} \left(\frac{\partial h}{\partial z} + 1 \right) - K_{LT} \frac{\partial T}{\partial z} \quad (1)$$

$$q_v = q_{vh} + q_{vT} = -K_{vh} \frac{\partial h}{\partial z} - K_{vT} \frac{\partial T}{\partial z} \quad (2)$$

ここで、 h は圧力水頭 (以降圧力) [m]、 z は深さ [m]、 T は温度 [K]、 q_{Lh} と q_{LT} はそれぞれ圧力勾配および温度勾配による液状水フラックス [m s^{-1}]、 K_{Lh} [m s^{-1}] と K_{LT} [$\text{m}^2 \text{K}^{-1} \text{s}^{-1}$] はそれぞれ圧力勾配および温度勾配に依存する不飽和透水係数である。また、 q_{vh} と q_{vT} はそれぞれ圧力勾配および温度勾配による水蒸気フラックス [m s^{-1}]、 K_{vh} [m s^{-1}] と K_{vT} [$\text{m}^2 \text{K}^{-1} \text{s}^{-1}$] はそれぞれ圧力勾配および温度勾配に依存する水蒸気拡散係数である。これら各フラックス成分を不飽和土中の水の保存則に代入すると、鉛直1次元非定常液状水・水蒸気移動の基礎方程式が得られる。

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[K_{Lh} \frac{\partial h}{\partial z} + K_{Lh} + K_{LT} \frac{\partial T}{\partial z} + K_{vh} \frac{\partial h}{\partial z} + K_{vT} \frac{\partial T}{\partial z} \right] - S \quad (3)$$

ここで、 θ は全体積含水率 [$\text{m}^3 \text{m}^{-3}$] で、液相率 θ_L と水蒸気相率 θ_v の和となる。また S は植物根による吸水などの吸い込み項 [s^{-1}] である。

2.2 土中の熱移動基礎方程式

水分移動と同様に、体積の変化しない土において鉛直1次元熱移動の基礎方程式は、熱エネルギーの保存則より導かれる。不飽和土中の熱エネルギーの保存則は、熱エネルギーの流出入量と吸い込み量の収支に基づき次式で与えられる。

$$\frac{\partial S_h}{\partial t} = -\frac{\partial q_h}{\partial z} - Q \quad (4)$$

ここで S_h は土中の熱量 (熱エネルギー) [J m^{-3}]、 q_h は熱フラックス [$\text{J m}^{-2} \text{s}^{-1}$]、 Q は熱損失、つまり熱の吸い込み項 [$\text{J m}^{-3} \text{s}^{-1}$] である。土中の熱量 S_h は、一般に次式で与えられる。

$$S_h = C_n T \theta_n + C_w T \theta_L + C_v T \theta_v + L_0 \theta_v \\ = (C_n \theta_n + C_w \theta_L + C_v \theta_v) T + L_0 \theta_v = C_p T + L_0 \theta_v \quad (5)$$

ここで、 T は土の温度 [K]、 θ_n は固相率 [$\text{m}^3 \text{m}^{-3}$]、 C_n 、 C_w 、 C_v 、 C_p はそれぞれ固相、液相、水蒸気相の体積熱容量 [$\text{J m}^{-3} \text{K}^{-1}$]、 C_p は体積分率によって重み付けられた各相の体積熱容量の和である土の体積熱容量 [$\text{J m}^{-3} \text{K}^{-1}$]、 L_0 は水の蒸発潜熱 [J m^{-3}] である。なお、土の体積熱容量において、気相は体積熱容量が他の構成物質と比べても非常に小さいので無視することができる。また各物質の体積熱容量は、各物質の密度と比熱 (単位質量当たりの熱容量) の積で与えられる。Jury and Horton (2006, 表-5.5) は、様々な土の構成物質の比熱をまとめている。水の蒸発潜熱 L_0 は、水の密度 ρ_w と単位質量当

たりの蒸発潜熱 L の積である。

水蒸気移動を考慮した熱フラックス q_h は、顕熱の伝導による移動、液状水および水蒸気による顕熱輸送、そして水蒸気移動による潜熱輸送の和で表される。

$$q_h = -\lambda(\theta) \frac{\partial T}{\partial z} + C_w T q_L + C_v T q_v + L_0 q_v \quad (6)$$

ここで $\lambda(\theta)$ は伝導および対流による熱伝導を考慮した見かけ熱伝導率 [$\text{J m}^{-1} \text{s}^{-1} \text{K}^{-1}$] で、含水率の関数となっている。(4)式に、(5)、(6)式を代入すると、土中の熱移動の基礎方程式が得られる。

$$\begin{aligned} \frac{\partial C_p T}{\partial t} + L_0 \frac{\partial \theta_v}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[\lambda(\theta) \frac{\partial T}{\partial z} \right] \\ - C_w \frac{\partial q_L T}{\partial z} - C_v \frac{\partial q_v T}{\partial z} - L_0 \frac{\partial q_v}{\partial z} - C_w S T \end{aligned} \quad (7)$$

右辺最後の項は、植物根による吸水などの吸い込み S [s^{-1}] による熱損失を表している。

土中の水分および熱移動の(3)式、(7)式を数値的に解くには、それぞれの係数に適当な値を与えることが必要

となる。液状水の圧力勾配に依存する不飽和透水係数は、広く使われている van Genuchten-Mualem モデル (van Genuchten, 1980) を用いた。また、本報の計算に用いた非等温条件下の不飽和透水係数および水蒸気拡散係数のモデル式を表-1 に、熱伝導率のモデル式を表-2 にまとめた。

非等温下での土中の水分移動の基礎方程式 (3)式 および熱移動の基礎方程式 (7)式 から明らかなように、水分移動と熱移動は相互依存して連動している。したがって、液状水・水蒸気・熱同時移動計算は、それぞれの成分について独立して解くことはできない。そのため多くの数値解析プログラムでは、任意の時間ステップで、まず水分移動に関する基礎方程式を解き圧力分布を求め、続いて熱移動に関する基礎方程式を解き温度分布を求め (あるいは逆)、解が収束するまで反復を行う手法を用いている (Šimůnek *et al.*, 2005)。

2.3 地表面境界

液状水・水蒸気・熱同時移動計算での地表面境界条件

表-1 非等温条件下の液状水不飽和透水係数 K_{LT} および水蒸気拡散係数 K_{vh} と K_{vT} のモデル式

水分移動係数	パラメータ	詳細	値	
K_{LT}	$G_{wT}[-]$	水分特性曲線の温度依存性を表す係数 (Nimmo and Miller, 1986)	7.0	
	$K_{Lh} \left(h G_{wT} \frac{1}{\gamma_0} \frac{d\gamma}{dT} \right)$	γ_0 [g s^{-2}]	25°C での土中水の表面張力	71.89
		γ [g s^{-2}]	土中水の表面張力 ($= 7.56 - 0.1425T - 2.38^{-4}T^2$)	—
K_{vh}	$\frac{D}{\rho_w} \rho_{sv} \frac{Mg}{RT} H_r$	D [$\text{m}^2 \text{s}^{-1}$]	土中の水蒸気拡散係数 ($= \tau \theta_a D_a$)	—
		ρ_{sv} [kg m^{-3}]	飽和水蒸気密度	—
		M [kg mol^{-1}]	水のモル質量	0.018015
		g [m s^{-2}]	重力加速度	9.81
		R [$\text{J mol}^{-1} \text{K}^{-1}$]	気体定数	8.314
		H_r [-]	相対湿度	—
		τ [-]	屈曲度 ($= \frac{\theta_a^{7/3}}{\theta_s^2}$)	—
		D_a [$\text{m}^2 \text{s}^{-1}$]	大気中の水蒸気拡散係数 ($= 2.12 \cdot 10^{-5} \left(\frac{T}{273.15} \right)^2$)	—
θ_a [$\text{m}^3 \text{m}^{-3}$]	気相率	—		
K_{vT}	$\frac{D}{\rho_w} \eta H_r \frac{d\rho_{sv}}{dT}$	η [-]	促進係数 ($= 9.5 + 3 \frac{\theta}{\theta_s} - 8.5 \exp \left\{ - \left[\left(1 + \frac{2.6}{\sqrt{f_c}} \right) \frac{\theta}{\theta_s} \right]^4 \right\}$)	—
		f_c [-]	粘土含量 (質量比)	0.02

表-2 伝導および対流による熱伝導を考慮した見かけ熱伝導率のモデル式

見かけ熱伝導率		パラメータ		参考文献
$\lambda(\theta)$	$\lambda_0(\theta) + \beta C_w q _l$	λ_0	熱伝導率 ($= b_1 + b_2\theta + b_3\theta^{0.5}$)	Chung and Horton, 1987
		b_1, b_2, b_3	実験定数	
		β [m]	熱分散係数	Hopmans <i>et al.</i> , 2002

は、水分移動と熱移動の基礎方程式のそれぞれに設定する必要がある。水分移動については、地表面を横切る全水分フラックス、すなわち液状水フラックスと水蒸気フラックスの和が境界条件となる。通常、地表面境界での液状水フラックスは、降雨強度や灌漑強度によって与えられる。そして、過剰な水分により湛水が生じる場合、境界条件はフラックス境界条件から湛水深に基づく圧力境界条件へと変化する(斎藤ら, 2006)。また、地表面が水分不飽和の場合、水蒸気移動についても考慮しなければならない。一般に、地表面境界での水蒸気フラックスは、土中の水蒸気密度と表層付近の大気中の水蒸気密度の差から与えられる。このようにして求められた液状水フラックスと水蒸気フラックスの和が、(3)式の不飽和水分移動基礎方程式の地表面境界条件である。

(7)式の土中熱移動基礎方程式に対しては、境界条件として熱フラックス、あるいは温度を与える(Šimůnek *et al.*, 2005)。地表面境界においては、大気と土の間で熱エネルギー交換が行われ、次のエネルギー収支に基づき地表面熱フラックスが決まる。

$$R_n - H - LE - G = 0 \tag{8}$$

ここで、 R_n は純放射[W m⁻²]、 H は顕熱フラックス[W m⁻²]、 L は水の蒸発潜熱[J kg⁻¹]、 E は蒸発速度[kg m⁻² s⁻¹]、 LE は地表面からの水分の蒸発に伴う潜熱フラックス[W m⁻²]、 G は地表面熱フラックス[W m⁻²]であり、この地表面境界を横切る熱フラックス G が境界条件として与えられる(van Bavel and Hillel, 1976; Noborio *et al.*, 1996; Fayer, 2000 など)。またここで用いられる、蒸発速度 E は水蒸気移動の上部境界条件である。(8)式では、 R_n と G が下向き正、 H と LE が上向き正であるが、定義により符号は変わるので注意が必要である。また、各熱フラックス成分の大きさや向きは、1日のうちで昼と夜では異なる。図-1は、晴天日における典型的な昼の各熱フラックス成分の向きを示す(Jury and Horton, 2006)。日中は、純放射により地表面に届いた熱エネルギーの一部が熱フラックス G (下向き)として土を暖める。一方、夜間は G が上向きで、日中に暖められ

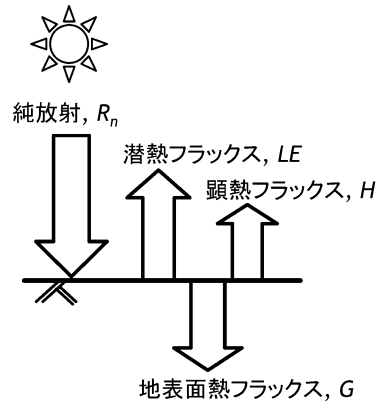


図-1 日中の典型的な太陽放射エネルギーの分配。

た土から熱エネルギーが大気へ放出され、土が冷却される。このエネルギー収支式は、時間刻みに関係なく成立するエネルギー保存則であり、1日あたりの平均熱フラックスや、連続的な任意の時間での熱フラックスまで、目的に合わせて求めることができる。

エネルギー収支式から地表面熱フラックス G を求めるためには、他の項目 (R_n, H, LE) について、目的の時間間隔に適した値を与える必要がある。しかし、必要な時間間隔のデータが利用できない場合や測定困難な場合も多く、そうした場合、測定が容易な大気温度や湿度から、間接的に推定する方法が用いられる。次の適用事例において、限られた気象データから、エネルギー収支式の各項目求める方法について解説する。

3. 適用事例

適用事例として、本報でとりあげるのは、アメリカ合衆国テキサス州西部のチワワ砂漠(Chihuahu Desert)の、低レベル放射性廃棄物処理候補地に設置された厚さ約3mの遮水工内の12ヶ月間にわたる水分・地温の変動予測である。ここでは、遮水工内で深さごとに測定された地温の実測データ(Scanlon *et al.*, 2005)に対して、液状水・水蒸気・熱同時移動の数値計算との比較を示

表-3 遮水工の各層の土性および水分移動特性 (Scanlon, *et al.*, 2002)

層	厚さ (m)	土性	透水係数 (cm/day)	θ_s	θ_r	$\alpha(\text{cm}^{-1})$	n
1	0.3	Sandy clay loam	41	0.45	0.00	0.027	1.276
2	1.7	Sandy clay loam	20	0.35	0.00	0.010	1.167
3	0.3	Sand loam	639	0.40	0.00	0.020	1.464
4	0.3	Muddy gravel	10	0.14	0.00	0.007	1.188
5	0.3	Gravel	159840	0.51	0.00	10.95	1.722
6	0.15	Sand	587	0.38	0.00	0.050	1.774

$\theta_s, \theta_r, \alpha, n$ は van Genuchten モデルパラメータ (van Genuchten, 1980)

す。

1997年に設置されたこの遮水工は、地表から約2mの深さに砂層のキャピラリーバリアを備えており、水の浸入はこのキャピラリーバリアまでに制限されている。また、このような遮水工は表面の植生の蒸散により水分を除去することで、水貯留能を高めることもできる。しかし、今回用いたデータが測定された時点では、遮水工表面は裸地状態で植生はなかったため、本報告では蒸散は解析の対象に含めない。厚さ3.05mの遮水工は、6層に分かれており、各層の厚さ、土性、物理性は、表-3にまとめた。地温および土中の水分量は、表層から0.15, 0.3, 0.6, 0.9, 1.2, 1.5, 2.0mの計7地点で1997年10月1日から数年に渡って連続測定された (Scanlon *et al.*, 2002)。

数値計算は、鉛直1次元の6層からなる3.05mの計算領域を対象として行い、実測データのある7観測点を対象に地温と水分量を求めた。計算領域は103節点に分割し、節点間の距離は表層付近で0.2cm、層境界で2cm、深層部で15cmとした (Scanlon *et al.*, 2002)。そして、鉛直1次元液状水・水蒸気・熱移動式により、各観測点で1997年10月1日 (DOY274) から365日間の計算を行った。便宜上1998年に対しても1997年の通日 (DOY) を適用したので、計算はDOY639 (1998年9月30日) までの365日間とした。初期体積含水率および地温分布は、測定データを線形補間して求めた。なお、現場の気象観測所では、降雨、風速、相対湿度、気温、太陽放射、純放射が1時間毎に測定されているが、土中水分と地温の長期変動の予測計算には、日データから近似した連続気象データを使用し、時間毎の測定データは、検証に用いた。

3.1 気象データ

地表面のエネルギー収支式 ((8)式) における純放射や顕熱、潜熱の熱フラックスは、土中の水分や熱の状態だけでなく、大気的水分や熱、また風の状態に影響される。

大気中の水分量 (湿度)、温度、風力および風向は、通常、簡易気象測定装置を用いて測定するが、近くの気象観測所から入手することもできる。連続的な気象データが必要であるが、時間間隔が短い1時間ごとのデータが入手できない場合は、1日ごとのデータを補間して、連続的な値を近似する必要がある。例えば1日の最高・最低気温から、任意の時間 t の気温 T_a を求めるには、通常、次式を用いて1日の気温の周期変化を近似する (Kirkham and Powers, 1972)。

$$T_a = \bar{T} + A_t \cdot \cos \left[2\pi \left(\frac{t - t_{\max}}{24} \right) \right] \quad (9)$$

ここで、 \bar{T} は1日の平均気温 [°C]、 A_t は1日の最高気温と最低気温の差から求まる余弦関数の振幅 [°C]、 t_{\max} は最高気温の時刻 [h] を表す。例えば気温が午後1時 (13時) に最高となるとすると、 t_{\max} は13となり、12時間後の午前1時に最低となる。図-2に対象現場の1時間ごとの気温変化の実測値と、(9)式に基づき日最高・最低気温データから求めた気温の変動を示す。長期的な変動予測を行う場合、最高・最低気温データのみが利用可能な場合であっても、このように近似した連続的な気温変動を用いて、エネルギー収支式における熱フラックスの連続的な値を求めることができる。

地表面付近の風は、熱の輸送や大気と地表面の境界層を効果的に攪拌すること、また不規則な気流の乱れにより、風速や風向は時間とともに大きく変動することが知られている (Campbell, 1977)。ところが、実際の顕熱や潜熱などの輸送の計算には、風速・風向の連続的なデータ値が必要であるにも関わらず、1日の平均風速のデータのみが利用可能な場合がある。そのような場合、気温と同様に1日の平均風速 \bar{U} [m s⁻¹] のみから連続的な風速の変化を近似する必要があり、次式で定義される風速の最大最小比 U_r を用いる方法が知られている。

$$U_r = \frac{U_{\max}}{U_{\min}} \quad (10)$$

ここで、 U_{\max} と U_{\min} [m s^{-1}] は風速の最大・最小値である。もし1日平均風速のみが与えられた場合は、この比の値を既存のデータなどから推定しなければならない。風速の最大値 U_{\max} および最小値 U_{\min} は、この比 U_r と平均風速 \bar{U} を用いて次式で表現する。

$$U_{\max} = \frac{2U_r}{1+U_r} \bar{U}, U_{\min} = \frac{2}{1+U_r} \bar{U} \quad (11)$$

FAO (1999) は、以上のように求められた最大値および最小値を、それぞれ日中（午前7時から午後7時）および夜間（午後7時から翌朝7時）の風速として用いた。一方 Gregory (1989) は、風速 U_h の周期的な変化を考慮して、三角関数を用いて以下の式から任意の時間 t の風速を求めた。

$$U_h = \bar{U} + (U_{\max} - \bar{U}) \cdot \cos \left[2\pi \left(\frac{t - t_{\max}}{24} \right) \right] \quad (12)$$

ここで t_{\max} は1日のうち風速が最も大きくなる時刻 [h] を表す。図-3に、気温同様、対象現場での風速の実測値と、FAO (1999) および Gregory (1989) による方法で求めた風速の時間変化と、日平均風速を示す。ここで、最大最小比 U_r を3として求めた。(11), (12)式は、風速が日中に最大となり、夜間に最小となる傾向を表すことはできるが、風速特有のランダムな変化は再現できない。

相対湿度についても、気温や風速と同様に1日で周期的な変化するので、(9)式と同じく三角関数を使って任意の時間 t における相対湿度 H_h が得られる (Gregory *et al.*, 1994)。

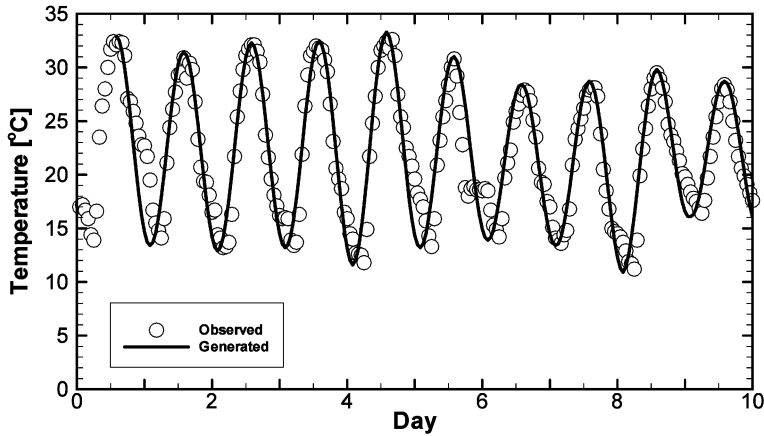


図-2 1日の最高・最低気温から近似式を使って求めた気温変化（実線）と現場の時間毎実測値（○）の比較。

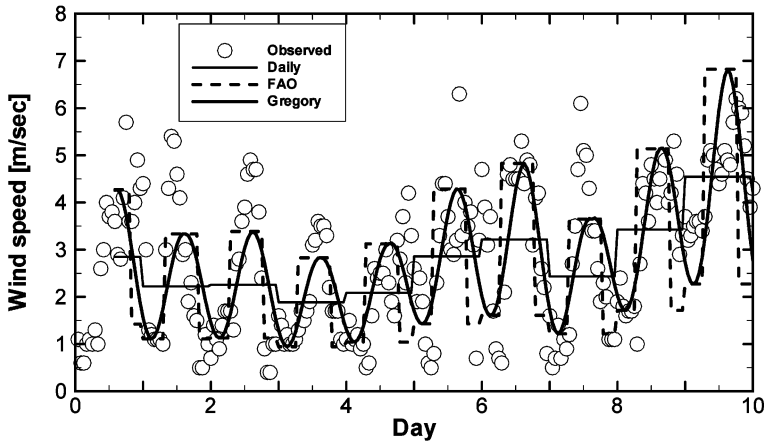


図-3 1日平均風速データ（細い実線）に基づき近似式を使って求めた風速変化（実線と破線）と現場の時間毎実測値（○）との比較。

$$H_h = \bar{H} + A_r \cdot \cos \left[2\pi \left(\frac{t - t_{\max}}{24} \right) \right] \quad (13)$$

ここで、 \bar{H} は1日の平均相対湿度[-]、 A_r は1日の最高相対湿度と最低気温の差から求まる余弦関数の振幅[-]、 t_{\max} は1日のうち相対湿度が最も高くなる時刻[h]を表す。一般に相対湿度は、気温と風速が最大となる昼間にもっとも低くなり、Gregory *et al.* (1994) は、テキサス州ラボック (Lubbock) における相対湿度が午前5時と6時の間に最大となることを示した。(10)、(11)式の風速の場合と同様に1日平均の相対湿度のみから連続的な変化を近似する場合、振幅 A_r は、相対湿度の最大最小比に基づく最大値と最小値により与えられる。図-4は、対象現場における1時間毎の大气相対湿度の実測値と日平均から(13)式より求めた湿度である。最大最小比 H_r は、2および3として比較を行った。このデータの場合、 $H_r=3$ の方がやや再現がよいが、いずれの H_r の場合でも、実測の大气相対湿度の時間変化の特徴を表している。

ここでは、土中水分・温度の中期あるいは長期変動予測のため必要な、大気温度・風速・大気湿度の連続的な変化を、日データから簡単な関数を使って求める方法を示した。より複雑な関数を用いる試みも多くの研究でなされている(例えば Ephrath *et al.*, 1996)。しかし、計算の対象期間に対して、どの程度の精度の気象データが、どの時間間隔で必要となるのかはいまだ未解明であり、今後の研究課題である。

3.2 純放射

エネルギー収支式(8式)の純放射 R_n は、一般に大気を通過した太陽放射(短波放射)の地上到達分から地表

面で反射した分を差し引いた純短波放射 R_{ns} [W m^{-2}]と、大気からの熱放射(長波放射)から大気へ放出される熱放射(長波放射)を差し引いた純長波放射 R_{nl} [W m^{-2}]の和として与えられる(Jury and Horton, 2006 など)。

$$R_n = R_{ns} + R_{nl} = (1-a)S_t + (\epsilon_s R_{ld\downarrow} - R_{lu\uparrow}) \quad (14)$$

ここで、 a は短波放射の地表面での反射率を表すアルベド[-]、 S_t は全天放射 [W m^{-2}]、 ϵ_s は長波放射の地表面での反射を考慮した射出率(同時に吸収率でもある)[-]、 $R_{ld\downarrow}$ は地表面での大気や雲からの下向き熱放射(長波放射) [W m^{-2}]、 $R_{lu\uparrow}$ は地表面(植物や土)から大気へ放出される熱放射(長波放射) [W m^{-2}]を表す。

地球上の任意の場所、時間における全天放射 S_t は、太陽の位置を考慮して与えられる(Campbell, 1987)。

$$S_t = \max(G_{sc} T_t \sin e, 0) \quad (15)$$

ここで、 G_{sc} は地表面の単位面積に垂直に入射する短波放射量(約 $1,366 [\text{W m}^{-2}]$)で、太陽定数よばれている。 T_t は大気透過係数[-]であり、大気圏外の日射量(潜在日射量)に対して、実際に地表面に届く日射量の割合である。(15)式中の e は太陽高度[rad]を表し、次式で与えられる(Monteith and Unsworth, 1990)。

$$\sin e = \sin \phi \sin \delta + \cos \phi \cos \delta \cos \frac{2\pi}{24}(t - t_0) \quad (16)$$

ここで、 δ は太陽赤緯[rad]、 ϕ は緯度[rad]、 t は時間、 t_0 は南中時刻を表す。なお、太陽赤緯とは、太陽の赤道からの高さ(角度)をあらわし、夏至と冬至でそれぞれ最大値 23.5° と最小値 -23.5° をとる。

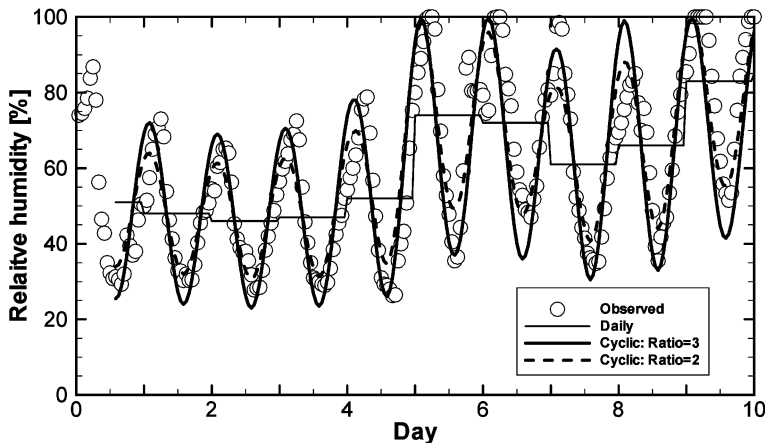


図-4 1日平均相対湿度データ(細い実線)に基づき近似式を使って求めた相対湿度変化(実線と破線)と現場の時間毎実測値(○)との比較。

(14)式内の地表のアルベド a は地表面の状態に大きく依存し、一般に雪面などは太陽放射(全天放射)をよく反射し ($a \approx 0.4 - 0.95$), 地表面の温度上昇が抑えられる(長野・大政, 2005)。また、植物がある場合などはアルベドの値は小さくなるが、太陽放射は直接地表面まで届かず、熱エネルギーは葉の表面からの水分の蒸発などに使われ(潜熱)、地表面の温度上昇は抑えられる。一方、裸地の場合は地表面の含水率によりアルベドの値は $0.05 - 0.4$ と大きく変わり、高含水率では小さい傾向がある。アルベドを地表面の含水率の関数として求める経験式はいくつか提案されている(Kondo *et al.*, 1992; van Bavel and Hillel, 1976 など)が、本報では van Bavel and Hillel (1976) による次の関係式を用いた。

$$\begin{aligned} a &= 0.25 & \theta_0 < 0.1 \\ a &= 0.35 - \theta_0 & 0.1 \leq \theta_0 < 0.25 \\ a &= 0.10 & \theta_0 \geq 0.25 \end{aligned} \tag{17}$$

ここで、 θ_0 は、地表面の体積含水率 [$\text{m}^3 \text{m}^{-3}$] である。(17)式によると、乾燥あるいは湿潤領域ではアルベドは一定であり、中間領域では体積含水率の上昇により線形に減少する。アルベドの実測データがある場合は、実測データを再現する関数を用いることが望ましいが、十分なデータがない場合には、上記のようなモデル式を用いることができる。

純長波放射 R_{nl} は、(14)式に示したように、上向き(地表面から大気)と下向き(大気から地表面)の長波放射の和で与えられる。ある表面温度 T (K) の物体からの長波放射(熱放射)量 Σ [W m^{-2}] は、ステファン・ボルツマンの法則に基づき、射出率 ε の関数として与えられる(例えば Jury and Horton, 2006)。

$$\Sigma = \varepsilon \sigma T^4 \tag{18}$$

ここで、 σ はステファン・ボルツマン定数 ($5.67 \times 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$ or $4.89 \times 10^{-9} \text{ MJ m}^{-2} \text{ K}^{-4} \text{ d}^{-1}$) である。射出

率 ε は黒体の場合 1, その他の物体では $\varepsilon < 1$ となり、黒体に対する放射量の比をあらわす。以上より、純長波放射 R_{nl} は次式で与えられる。

$$R_{nl}(t) = \varepsilon_s \varepsilon_a \sigma T_a^4 - \varepsilon_s \sigma T_s^4 \tag{19}$$

ここで、下付き文字 s と a は土と大気をそれぞれ表している。地表面の土の射出率 ε_s は、地表面の植生や土の含水率に依存する。植生のある地表面での射出率に対しても多くの経験式が提案されているが、いずれもその値は $0.9 \sim 0.98$ と 1 に近い(例えば Ortega-Farias *et al.*, 2000; Fuchs and Tanner, 1966)。本報の対象現場は裸地であるが、裸地の射出率も経験式がいくつか提案されている(Noborio *et al.*, 1996b; van Bavel and Hillel, 1976 など)。本報では van Bavel and Hillel (1976) に従い、地表面の体積含水率 θ_0 の関数として射出率を与えた。

$$\varepsilon_s = 0.90 + 0.18\theta_0 \tag{20}$$

(20)式では、乾燥している裸地での射出率が 0.9, また飽和体積含水率が 0.45 の土の地表付近が飽和しているときは射出率が 0.98 となり、乾燥時と飽和時では 0.1 程度の違いが生じる。大気からの長波放射は単に大気放射ともよばれ、主に大気中の水蒸気と二酸化炭素からの熱放射である。大気の射出率 ε_a は、大気温度や湿度などの関数として与えられる。一般に、地上で受ける大気からの長波放射は、その約半分が地上約 100 m にあるガスからの熱放射であり、90% が地上約 1 km にあるガスからの熱放射である(Monteith and Unsworth, 1990)。したがって、大気温度および湿度の高さ方向 1 km の分布が分かれば、大気の射出率は正確に得られるが、実際には十分な情報が得られることは稀である。そのため、容易に入手可能な地表面付近の大気温度と湿度から、水蒸気圧 e_a [kPa] や水蒸気密度 ρ_{va} [kg m^{-3}] を求め(表-4)、大気の射出率を推定するモデル式が数多く提案されている(Brunt, 1932; Chung and Horton, 1987;

表 4 気温と相対湿度の関数で表された蒸気圧 e_a および水蒸気密度 ρ_a

熱特性係数		パラメータ		参考文献
e_a	$0.611 \cdot e^{\frac{17.27(T_a - 273.15)}{T_a - 35.85}} \cdot H_h$	H_h [-]	相対湿度 $\left(= \exp\left[\frac{hMg}{RT}\right] \right)$	Philip and de Vries, 1957
		T_a [K]	大気温度	—
ρ_{va}	$10^{-3} e^{\frac{31.3716 - \frac{6014.79}{T} - 7.92495 \cdot 10^{-3} T}{T}} \cdot H_h$	T [K]	温度	—

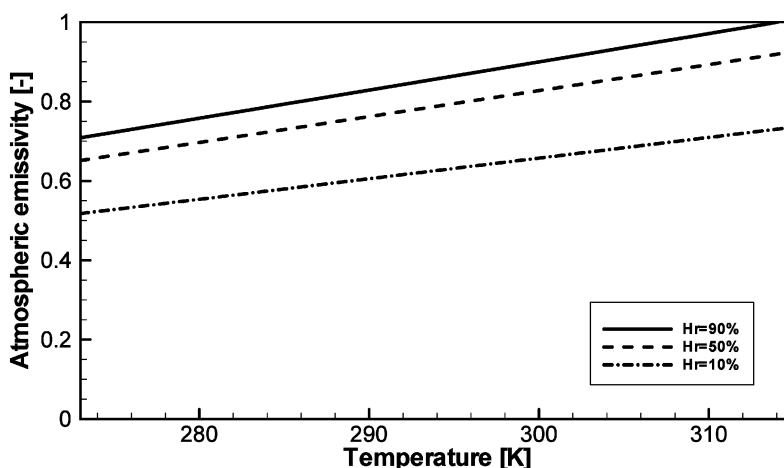


図-5 異なる相対湿度 (10, 50, 90%) における 275 K から 325 K の Brutsaert 式による大気の射出率。

Brutsaerts, 1975 など)。本報では、広く用いられている Brutsaert (1975) による、べき関数を使ったモデルを用いた。

$$\epsilon_a = 1.24 \cdot \left(\frac{e_a}{T_a} \right)^{1/7} \quad (21)$$

ここで、 T_a は地表面付近の大気の温度 [K] である。図-5 に Brutsaert (1975) による大気の射出率を示す。射出率は大気温度と湿度の両方の関数であるため、相対湿度がそれぞれ 10, 50, および 90% の場合について、射出率を大気温度の関数として求めた。 ϵ_a は気温の上昇とともに、大気湿度の上昇とともに、その値が上昇する。

図-6 (a) に、日気象データから求めた、DOY274 から 100 日間の純放射の連続的变化と、1 時間ごとに測定された純放射を示す。なお、アルベドや地表面射出率は地表面体積含水率 θ_0 の関数であり、純放射の計算は水分・熱同時移動計算の進行と同時にを行うため、各時間ステップで繰り返し計算をしなければならない。DOY300 前後の実測値は機械の不具合により計算値との比較はできないが、それ以外の期間においては、計算値は実測値の変動、特に純放射のピーク値をよく再現している。図-6 (b) は、もう少し短い期間 (DOY500 から DOY520 まで) における計算値と実測値である。1 日の純放射のピークの値とその時刻は正確に求められているが、夜間の純放射については、全体に過大評価 (負に大きい) している。また、夜間の純放射の計算値は凹型であるが、実測値は凸型となっている。同様の現象は、Saito *et al.* (2006) でも報告されている。夜間は、太陽放射がない時間帯であり、雲や霧などを含めて様々な要素が純放射の値の決定に寄与しているため、計算による予測が難しく

なっているためと考えられる。夜間の負の純放射は、熱エネルギーの大気への放出を表している。

3.3 顕熱・潜熱フラックス

エネルギー収支式 (8 式) の顕熱と潜熱フラックスは、空気の乱流によって空気の塊が上下と交換することで運ばれる熱エネルギーである。顕熱フラックス H と蒸発速度 E は、バルク式とよばれる以下の式より求めることができる (van Bavel and Hillel, 1976; Camillo and Gurney, 1986)。

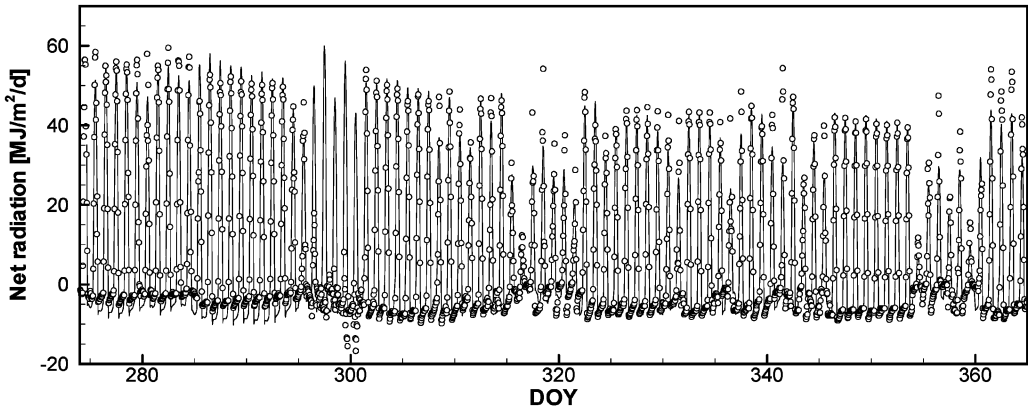
$$H = C_a \frac{T_s - T_a}{r_H} \quad (22)$$

$$E = \frac{\rho_{vs} - \rho_{va}}{r_v + r_s} \quad (23)$$

ここで、 C_a は空気の単位体積あたりの熱容量 [$\text{J m}^{-3} \text{K}^{-1}$]、 T_s および T_a はそれぞれ地表面および大気の温度 [K]、 r_H は顕熱輸送の空力学的抵抗 [s m^{-1}]、 ρ_{vs} は地表での水蒸気密度 [kg m^{-3}]、 ρ_{va} は大気の水蒸気密度 [kg m^{-3}]、 r_v および r_s はそれぞれ水蒸気移動に対する空力学的抵抗と地表面抵抗 [s m^{-1}] である。なお、一般に顕熱輸送の空力学的抵抗 r_H と潜熱輸送の空力学的抵抗 r_v はほぼ等しいので、以降、 $r_H = r_v = r_a$ として、空力学的抵抗 r_a を用いる。この空力学的抵抗は、大気の安定性が熱フラックスに与える抵抗を表し、その逆数をコンダクタンスとよぶ。一方、水蒸気移動の地表面抵抗は、水蒸気が発生源から地表面に抜ける際に水蒸気フラックスに対する抵抗を表している。

空力学的抵抗 r_a は、地表面付近の大気の状態や地表面の形状などから求められるが、風速や大気の渦状態などによって決まり、風速 u の関数として以下の式で与えら

(a)



(b)

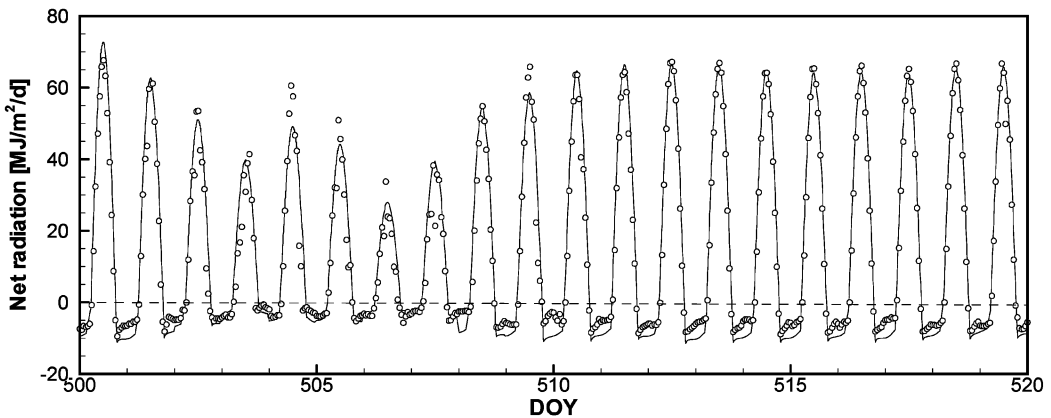


図-6 アメリカ合衆国テキサス州現場における日気象データを用いた純放射計算値(実線)と実測値(白丸): (a) 1997年10月1日(DOY274)~12月31日(DOY365), (b) 1998年5月13日(DOY500)~1998年6月2日.

れる (Campbell, 1987 など)。

$$r_a = \frac{1}{uk^2} \left[\ln \left(\frac{z_{ref} - d + z_H}{z_H} \right) + \Psi_H \right] \cdot \left[\ln \left(\frac{z_{ref} - d + z_m}{z_m} \right) + \Psi_m \right] \quad (24)$$

ここで $k (=0.4)$ はカルマン定数, z_{ref} は気温および風速の観測位置 [m], u は高さ z_{ref} での風速 [$m s^{-1}$], d はゼロ面変位 [m] であり, 風に対する地表面の基準が建物や植生により不明瞭な場合の見かけ上の地表面の高さをあらわす。 z_H および z_m はそれぞれ熱および風に対する地表面の(空力学的)粗度 [m], Ψ_H および Ψ_m は熱および風に対する安定度補正量 [-] である。風に対する粗

度 z_m とは, 風速を横軸に, 高度の対数を縦軸にとって直線状に並んだデータを延長して, 風速がゼロとなる高度である。そして, 熱に対する粗度 z_H は, 同様に温度プロットしたときに, 直線を延長して地表面温度と等しくなる高度を指す (近藤, 1994)。また安定度補正量とは, 地表面加熱時 ($T_a < T_s$) に大気が不安定となり, 乱流の発生により顕熱・潜熱の鉛直方向の輸送が盛んになるようなときや, 地表面冷却時 ($T_s < T_a$) に大気が安定となり, 大気の混合が抑えられるときに対して, 空力学的抵抗に加える補正項である。地表温度と大気温度の差が小さい ($|T_s - T_a| < 0.1$) ときは, 大気の安定度は中立であり, 補正量はともにゼロとなる (Camillo and Gurney,

1986 など)。ここで裸地の場合、ゼロ面変位 d は 0 であり、観測地点 z_{ref} は地上 1.5 m から 2 m となり、裸地の粗度である 0.005~0.001 m (Oke, 1978; 近藤, 2000) と比べて十分大きい ($z_{ref} \gg z_H, z_m$) ので、(24) 式は次のように簡素化できる。

$$r_a = \frac{1}{u k^2} \left[\ln \left(\frac{z_{ref}}{z_H} \right) + \Psi_H \right] \cdot \left[\ln \left(\frac{z_{ref}}{z_m} \right) + \Psi_m \right], z_{ref} \gg z_H, z_m \quad (25)$$

安定度補正量を求めるためには、乱流状態の度合い、つまり大気安定度を定める必要がある。通常リチャードソン数 (Richardson number) R_i やモニン・オブコフのスケール長 L (Monin-Obukhov あるいは MO length) を使い、大気安定度の度合いを決め、補正量は R_i か L の関数として求めることができる (近藤, 2000)。本報では、次式で与えられるモニン・オブコフのスケール長 L より安定度の判定を行った (van de Griend and Owe, 1994 など)。

$$L = \frac{\rho_a c_a T_a u^{*3}}{k g H} \quad (26)$$

ここで、 u^* は摩擦速度であり、

$$u^* = u k \left[\ln \left(\frac{z_{ref}}{z_m} \right) + \Psi_m \right]^{-1} \quad (27)$$

と定義され、風速の次元をもつ。摩擦速度は、風速を縦軸に、高度の対数を横軸としたときの、風速分布の傾きであり、摩擦速度が大きいほど乱流が強いことを示す。

モニン・オブコフのスケール長 L を安定度の指標に使う場合には、安定度に依存している変数 (例えば (26) 式内の顕熱フラックス H) から安定度を推定せねばならず、繰り返し計算が必要となる。安定度の評価には、実際は無次元化した高度 $\zeta (= z_{ref}/L)$ を使い、 $\zeta < 0$ で不安定、 $\zeta > 0$ で適度に安定、 $\zeta > 1$ でかなり安定となる。また $\zeta = 0$ で中立となり、安定度補正量はゼロとなる。安定な場合、安定度補正量は次式によって与えられ、

$$\Psi_h = \Psi_m = \begin{cases} 5 \cdot \zeta & 0 < \zeta < 1 \\ 5 & \zeta > 1 \end{cases} \quad (28)$$

不安定な場合は次式で与えられる (Camillo and Gurney, 1986)。

$$\Psi_h = -2 \ln \left(\frac{1 + \sqrt{1 - 16 \zeta}}{2} \right) \quad (29)$$

$$\Psi_m = -2 \ln \left(\frac{1 + (1 - 16 \zeta)^{0.25}}{2} \right) - \ln \left(\frac{1 + \sqrt{1 - 16 \zeta}}{2} \right) + 2 \arctan \{ (1 - 16 \zeta)^{0.25} \} - \frac{\pi}{2} \quad (30)$$

安定度補正量は、他にも R_i を使って与える方法なども

あるが (van Bavel and Hillel, 1976)、本報では上述の Camilo and Gurney (1986) による安定度補正量を用いて、顕熱・潜熱フラックスを求めた。

水蒸気移動に関する地表面抵抗 r_s は、土の土性と構造に大きく依存する。例えば、van de Griend and Owe (1994) は、地表面が乾燥すると抵抗が増すとして、地表面抵抗と地表面の水分量との関係を、指数関数を使い経験的に求め次式を提案した。

$$r_s = \begin{cases} r_0 \cdot \exp(35.63(0.15 - \theta_0)) & \theta_0 \leq 0.15 \\ r_0 & \theta_0 > 0.15 \end{cases} \quad (31)$$

ここで、 $r_0 (= 10)$ は理論的には自由水面からの水蒸気の分子拡散に対する抵抗と等しく、地表面の抵抗の最低値であり、35.63 はフィッティングパラメータ、 θ_0 は地表 1 cm の体積含水率である。他にも、線形モデル (Camillo and Gurney, 1986) やべき関数モデル (Kondo *et al.*, 1990) などが提案されているが、いずれも地表面の体積含水率 θ_0 の関数となっている。

3.4 地表面熱フラックス

ここまで、土中の水分・熱移動問題における地表面境界条件としての地表面熱フラックス G を求めるために、一般的に使われるエネルギー収支式の各項目の推定法を示した。図-7 に、DOY280 から DOY300 までのエネルギー収支式の各成分の計算値を示す。純放射 R_n 、顕熱フラックス H 、および潜熱フラックス LE は上述の方法から求め、地表面フラックス G はエネルギー収支式を解いて求めた。日中、純放射として地表面に降り注がれた熱エネルギーの一部は顕熱フラックスとして再び大気へ放射され、残りは地表面フラックスとなり地中に貯留され、地温の上昇に使われる。DOY296, 297, 299 日に降雨があった以前は乾燥しており、潜熱フラックスは日中、夜間を通して非常に小さい。DOY296 以降、日中の潜熱フラックスは大きくなり、顕熱フラックスはそれ以前に比べて小さくなっている。このようにして求めた地表面フラックス G は、土中の熱移動の基礎方程式 (7) 式) に対する表面フラックス境界条件として用いた。また、蒸発速度 E は、水蒸気移動の上部境界条件として用いた。

3.5 地温・水分長期変動予測

3 点の深さ (地表面から 0.15, 0.6, 1.2 m) における、365 日間 (1 年間) の地温の計算値および実測値を図-8 に示す。また図-9 には、DOY450 から 25 日間の各深さの地温変化を表示した。気温の日変化の影響をほとんど受けない深さ 0.6 m と 1.2 m の地温は、計算値は実測値の年変化をよく再現している (図-8)。深さ 0.6 m では、実測値の細かな変動についても計算値はよく再現してい

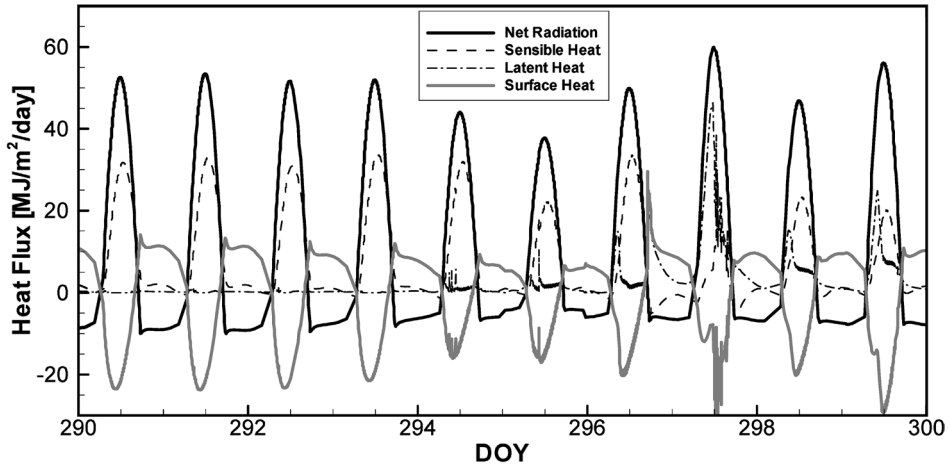


図-7 アメリカ合衆国テキサス州現場における1997年10月15日(DOY290)から1997年10月25日(DOY300)のエネルギー収支式の各熱フラックス成分(純放射, 顕熱フラックス, 潜熱フラックス, 地表面熱フラックス)。

る。一方、地表面に近い深さ0.15mの地温は、気温の日変化の影響により1日の変化は大きい。一部期間を拡大表示した図-9では、計算値が1日の変化をほぼ再現するが、ピーク温度を全体に過大評価していることがわかる。この事例では、土の水分移動特性や熱特性に関してキャリブレーションを行わず文献値をそのまま用いているにも関わらず、365日後の誤差が両深さとも最大で5℃、平均して1~2℃程度に収まった。

図-10に、各深さでの圧力水頭および体積含水率の計算値を示す。深さ0.15mの含水率は、降雨や蒸発の影響により含水率が大きく変化するが、0.6m以下の含水率はほとんど変動していない。DOY600以降は、ほぼ毎日降雨があったため、表層付近は飽和に近い湿潤状態となっている。深さ2mでの圧力水頭が飽和に近いのは、深さ2m付近にキャピラリーバリアがある影響であると考えられる。

本報では、最大値と最小値に代表される気象の日データを簡単な関数で補間して近似的に得られた気象データを用い、熱収支式より境界条件を導き出した。そして、地温の中期あるいは長期変動予測を十分な精度で行えることを示した。このことは、地温の予測を大きく改善するために、単純に一部の気象データの精度を高め、また時間的に密に測定してデータ数を増やすことが必ずしも効果的でないことを示唆している。しかも、長期間にわたる時間的に密な気象データを必要以上に用いることは、データの加工や整理に大変な労力を必要とする上、計算に対する負荷も大きく、望ましくない。さらに、よく知られているように、土中の水分量や地温を決定する

要素は数多く、またそれぞれが互いに依存しあっている。したがって、土中の水分量や地温の長期変動予測のためには、これら要素を求めるために必要な気象データについて、どれか限られた項目を正確に求めることよりも、それぞれの項目を釣り合いのとれた精度で求めることの方がより重要であるといえる。

3.6 地温・水分分布

ここまで示してきたように、地表面における水分と熱の境界条件を適切に与えることができると、土中の水分や地温分布の詳細について計算することができる。図-11と12は、降雨の少ないDOY400と降雨の多かった時期のDOY600における、地温と体積含水率分布の24時間変化である。DOY400では、含水率の変化は地表面下約1cmのみで生じていて、約1cmの乾燥層が形成された。それ以深では含水率はほとんど変化しない。乾燥層内では、昼間(DOY400.6)に乾燥がさらに進み、地表面付近で蒸発起こったことが分かる。夜間にかけて再び含水率が上昇するのは、表層付近の乾燥や冷却に伴い、上向きの圧力勾配と温度勾配が形成され、地表面に向けた水分移動が促されたためである。冷却された地表面に向かった水蒸気も、凝縮して水分量増加にも寄与する(宮崎, 1976)。図-11のDOY400では、含水率の変化は表面1cm程度に限られるが、地温変化は深さ50cm付近まで日変動が生じている。これは、伝導による熱移動の成分が、水分移動に伴う潜熱移動よりも卓越していることが原因である。圧力勾配の日変動は全体的に小さいが、常に上向きの勾配となり、上向きの等温液状水および水蒸気フラックスが形成される。一方、温度勾配は日

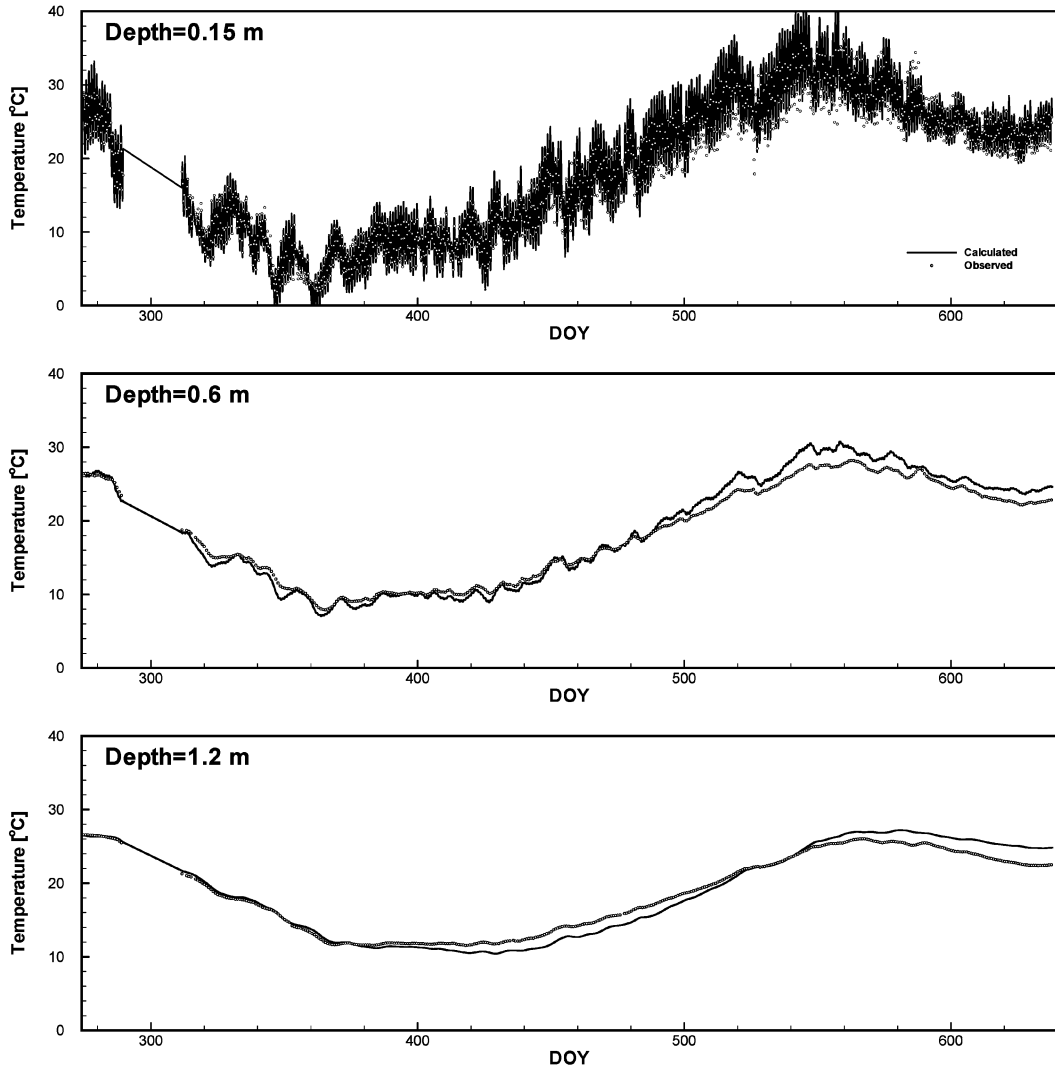


図-8 1997年10月1日（DOY274）から1998年9月30日（DOY639）の遮水工内深さ0.15、0.6、1.2 mにおける地温の計算値（実線）と実測値（シンボル）の比較。

変動が大きく、日中と夜間ではその向きが逆転するため、熱移動および温度勾配による水分移動の向きも同時に逆転する。通常、日中は地表面が暖められるため、地表面付近では地温の下向きの勾配が生じるが、夜間は地表面が冷やされ、地表面付近で上向きの温度勾配が生じている。温度勾配による、液状水フラックスは常に無視できるほど小さいが、地表面に大きな温度勾配が形成されると、大きな非等温水蒸気フラックスが生じる。

一方、図-12のDOY600は、日中（DOY600.4頃）降雨があったため、体積含水率は深さ約5 cm付近まで増加している。しかし、乾燥の進行も早く、DOY601には、

降雨による浸透は再分布して、表層付近が再び乾燥し、上向きの圧力勾配が形成されている。また、DOY400が冬であったのに対し、DOY600は夏であるため、地温が全体的に15°C近く高い。地表面付近の地温変動も、DOY400では10°C前後だったのに対し、DOY600では15°C以上となっている。

液状水・水蒸気・熱同時移動計算を行うことで、このような動的な水分・地温の鉛直分布の時間変化を求めることができる。そして、(1)、(2)、(6)式から、液状水・水蒸気、熱フラックスを定量的に評価することが可能であり、等温条件下における液状水のみ移動計算では得ら

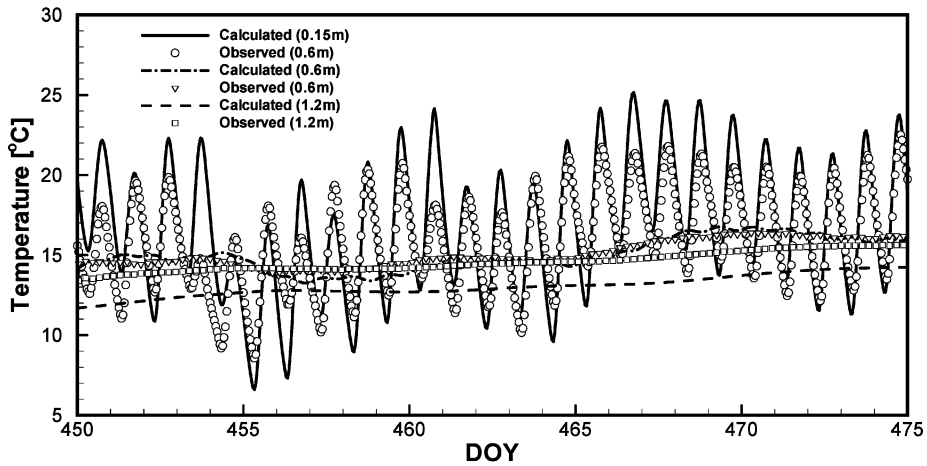


図-9 1998年3月24日(DOY450)から1998年4月18日(DOY475)の遮水工内深さ0.15, 0.6, 1.2 mにおける地温の計算値(実線)と実測値(シンボル)の比較。

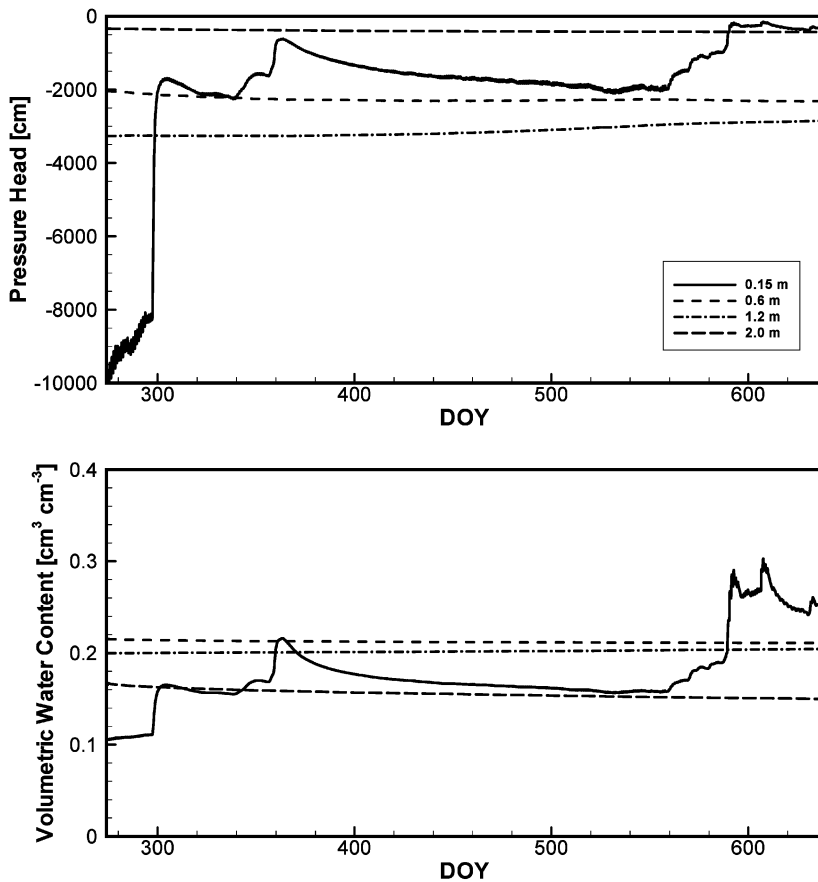


図-10 1997年10月1日(DOY274)から1998年9月30日(DOY639)の遮水工内深さ0.15, 0.6, 1.2, 2.0 mにおける圧力変化(上図)と体積含水率変化(下図)の計算値。

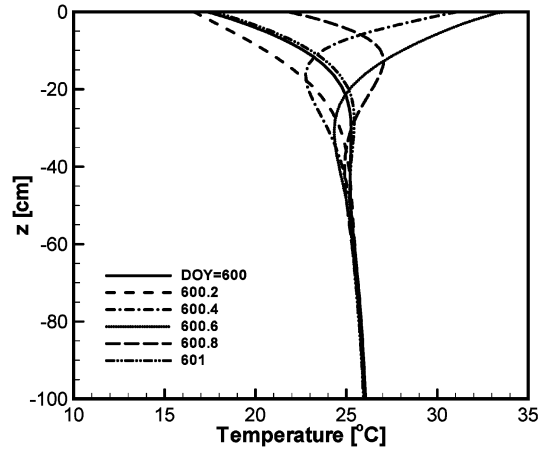
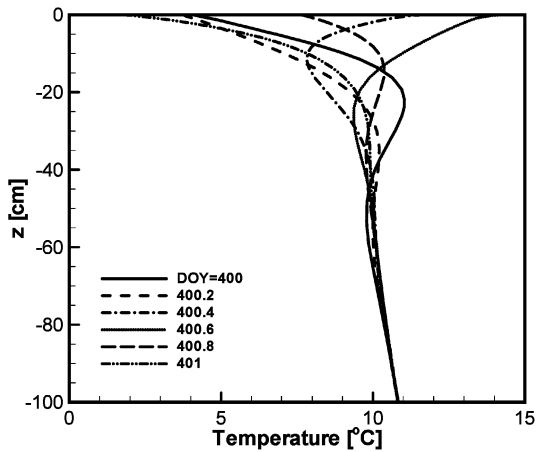
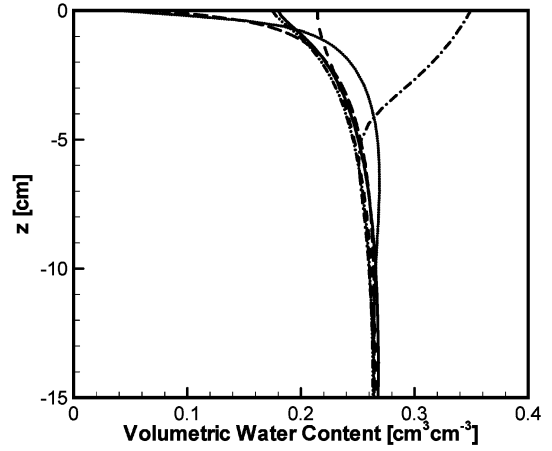
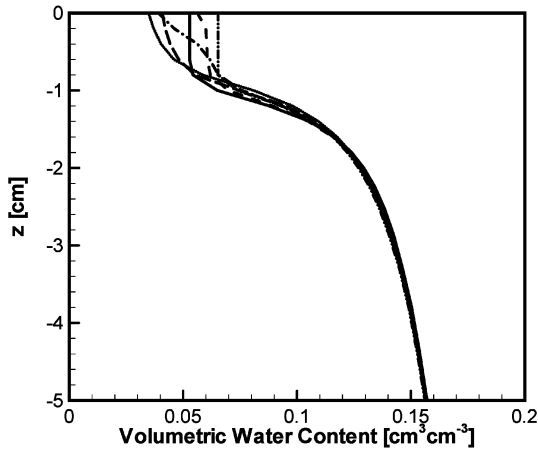


図-11 1998年2月3日 (DOY400) 午前0時から2月4日 (DOY401) 午前0時の4.8時間毎の体積含水率 (上図) および地温 (下図) の鉛直分布。

図-12 1998年8月21日 (DOY600) 午前0時から8月22日 (DOY601) 午前0時の4.8時間毎の体積含水率 (上図) および地温 (下図) の鉛直分布。

れない水分移動と熱移動の相互作用を詳しく観察することができる。

4. おわりに

乾燥地や半乾燥地で、土中の水分・温度の長期変動を予測するために、液状水・水蒸気・熱の同時移動計算を行う場合、それぞれの成分についての境界条件を設定する必要がある。本報では特に、大気と土の境界面である地表面を境界の一つとするような場合について、限られた気象データから、地表面でのエネルギー収支式を解き、境界条件を導く方法について、実例を用いて解説をした。

気温・湿度・風速などの気象データは、必ずしも計算

に必要な精度と時間間隔で入手が可能とは限らない。そこで、日データから補間法などを使って気象データの連続的な変化を近似し、それを使いエネルギー収支式内の純放射・顕熱フラックス・蒸発に伴う潜熱フラックスを推定する方法を示した。このようにして求めた各熱エネルギーフラックスを使ってエネルギー収支式を解き、地表面熱フラックスを求め、熱移動の境界条件とした。そして土中水分量および地温の1年間の変動の計算を行い、アメリカ合衆国テキサス州内の遮水工での実測データとの比較を行った。その結果、簡単な関数で近似した気温・湿度・風速を使って、境界条件を求めた場合でも、深さ約2mまで土中の長期間に渡る温度変化を十分に受け入れ可能な精度で予測できることが示せた。

本報で解説した適用事例は、灌漑計画を立てる上で必要な土中の水分量や温度の中期あるいは長期にわたる変化の予測には、標準的な日気象データが手に入れば可能であることを示している。このことは、地温の予測を大きく改善するために、単純に一部の気象データの精度を高め、また時間的に密に測定してデータ数を増やすことが必ずしも効果的でないことを示唆している。さらに、時間的に密な気象データを必要以上に使うことは、特に長期予測を行う場合においては、データの加工や整理に大変な労力を必要とする上、計算に対する負荷を増大させる。本報で示した日気象データを用いる手法は、長期予測であっても計算の負荷は大幅に軽減される利点がある。そして、地温や水分量の中期あるいは長期変動予測のためには、一部の気象データの精度を高めるだけでなく、すべての要素を釣り合いの取れた精度で求めることも同様に重要である。もちろん、正確かつ精密な環境計測は、否定されるものではない。しかし、あくまでも目的に対して釣り合いの取れた精度の測定が必要なことを、常に念頭に置く必要がある。

なお、計算はすべて、修正版 HYDRUS-1D を用いて行ったが、現段階 (2007年11月時点) では、修正版は公開には至っていない。修正版 HYDRUS-1D には、ここでは示さなかった近似モデルも多く含まれている。今後、様々な適用事例を増やすことにより、計算の信頼性や汎用プログラムとして必要なモデルを確認した上で、公開を行う予定である。多くのユーザーの協力が不可欠であるので、データの解析、さらには解析結果に基づいた将来予測に関して、ここで示した解析が必要な際には、著者らに連絡を取っていただければ幸いである (hydrus-grp@bio.mie-u.ac.jp)。

謝 辞

貴重なフィールドデータを提供していただいた、テキサス大学の Scanlon 博士に心より感謝する。

引用文献

- Brunt, D. (1932): Notes on radiation in the atmosphere. *Quart. J. of the Royal Meteor. Soc.*, **58**: 389-418.
- Brutsaert, W. (1975): On a derivable formula for long-wave radiation from clear skies. *Water Resour. Res.*, **11**: 742-744.
- Camillo, P.J. and Gurney, R.J. (1986): A resistance parameter for bare-soil evaporation models. *Soil Sci.*, **141**: 95-105.
- Campbell, G.S. (1977): *An Introduction to Environmental Biophysics*. Springer-Verlag, New York.
- Campbell, G.S. (1987): パソコンで学ぶ土の物理学 (中野政詩・東山 勇 監訳), 鹿島出版会, 東京.
- Chung, S.-O. and Horton, R. (1987): Soil heat and water flow with a partial surface mulch. *Water Resour. Res.*, **23**: 2175-2186.
- Ephraïm, J.E., Goudriaan, J. and Marani, A. (1996): Modelling diurnal patterns of air temperature, radiation, wind speed and relative humidity by equations from daily characteristics. *Agricultural Sys.*, **51**: 377-393.
- FAO. (1990): FAO Penman-Monteith Formula. In Report: Expert consultation on revision of FAO methodologies for crop water requirement. May 28-31. Rome, Italy.
- Fayer, M.J. (2000): UNSAT-H version 3.0: Unsaturated soil water and heat flow model. Theory, user manual, and examples. Pacific Northwest National Laboratory, Richland, WA.
- Fuchs, M. and Tanner, C.B. (1966): Infrared thermometry of vegetation. *Agronomy J.*, **58**: 597-601.
- Gregory, J.M. (1989): Wind data generation for Great Plains locations. In: Proceedings of American Society of Agricultural Engineers, International Winter Meeting. New Orleans, LA.
- Gregory, J.M., Peterson, R.E., Lee, J.A. and Wilson, G. R. (1994): Modeling wind and relative humidity effects on air quality. *International Conferences on Air Pollution from Agricultural Operations*. Midwest Plan Service, Ames, IA, p183-190.
- Hopmans, J.W., Simunek, J. and Bristow, K.L. (2002): Indirect estimation of soil thermal properties and water flux using heat pulse probe measurement: Geometry and dispersion effects. *Water Resour. Res.*, **38** (1) doi: 10.1029/2000WR000071.
- Jury, W.A. and Horton, R. (2006): 土壌物理学—土中の水・熱・ガス・化学物質移動の基礎と応用— (取出伸夫 監訳: 井上光弘・長裕 幸・西村 拓・諸泉利嗣・渡辺晋生訳), 築地書店, 東京.
- Kirkham, D. and Powers, W.L. (1972): *Advanced Soil Physics*. John Wiley & Sons, New York.
- Kondo, J., Saigusa, N. and Sato, T. (1990): A parameterization of evaporation from bare soil surface. *J. of App. Meteor.*, **29**: 385-389
- Kondo, J., Saigusa, N. and Sato, T. (1992): A model and experimental study of evaporation from

- bare-soil surfaces. *J. of App. Meteo.*, **31** : 304-312.
- 近藤純正 (1994) : 水環境の気象学—地表面の水収支・熱収支—, 朝倉書店, 東京.
- 近藤純正 (2000) : 地表面に近い大気科学, 東京大学出版会, 東京.
- 宮崎 毅 (1976) : 温度勾配下の砂における水蒸気の凝縮と移動, *農業土木学会論文集*, **61** : 1-8.
- Monteith, J.L. and Unsworth, M.H. (1990) : *Principles of Environmental Physics*, Second Edition. Edward Arnold, London.
- 長野敏英・大政謙次 (2005) : 新農業気象・環境学, 朝倉書店, 東京.
- Nimmo, J.R. and Miller, E.E. (1986) : The temperature dependence of isothermal moisture vs. potential characteristics of soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **50** : 1105-1113.
- Noborio, K., McInnes, K.J. and Heilman, J.L. (1996) : Two-dimensional model for water, heat, and solute transport in furrow-irrigated soil : I. Theory. *Soil Sci. Soc. of Am. J.*, **60** : 1001-1009.
- Noborio, K., McInnes, K.J. and Heilman, J.L. (1996b) : Two-dimensional model for water, heat, and solute transport in furrow-irrigated soil : II. Field evaluation. *Soil Sci. Soc. of Am. J.*, **60** : 1010-1021.
- Oke, T.R. (1978) : *Boundary Layer Climates*. Methuen & Co Ltd, London.
- Ortega-Farias, S., Antonioletti, R. and Olioso, A. (2000) : Net radiation model evaluation at an hourly time step for Mediterranean conditions. *Agronomie*, **20** : 157-164.
- Philip, J.R. and de Vries, D.A. (1957) : Moisture movement in porous media under temperature gradients. *Eos Trans. AGU*, **38** (2) : 222-232.
- Saito, H., Šimůnek, J. and Mohanty, B.P. (2006) : Numerical analysis of coupled water, vapor and heat transport in the vadose zone, *Vadose Zone J.*, **5** : 784-800.
- 斎藤広隆・坂井 勝・Šimůnek, J.・取出伸夫 (2006) : 不飽和土中の水分移動モデルにおける境界条件, *土壌の物理性*, **104** : 63-73.
- 坂井 勝・取出伸夫 (2006) : 古典を読む : J.R. Philip and D.A. de Vries 著「温度勾配下における多孔質体中の水分移動について」, *土壌の物理性*, **103** : 105-112.
- Scanlon, B.R., Christman, M., Reedy, R.C., Porro, I., Šimůnek, J. and Flerchinger, G.N. (2002) : Inter-code comparisons for simulating water balance of surficial sediments in semiarid regions. *Water Resour. Res.*, **38** (12), 1323.
- Scanlon, B.R., Reedy, R.C., Keese, K.E. and Dwyer, S.F. (2005) : Evaluation of evapotranspiration covers for waste containment in arid and semiarid regions in the southwestern USA. *Vadose Zone J.*, **4** : 55-71.
- Šimůnek, J., van Genuchten, M.Th. and Sejna, M. (2005) : The HYDRUS-1D software package for simulating the movement of water, heat, and multiple solutes in variably saturated media. Version 3.0. HYDRUS Software Series 1, Dep. of Environmental Sciences, Univ. of California Riverside, Riverside, CA.
- van Bavel, C.H.M. and Hillel, D.I. (1976) : Calculating potential and actual evaporation from a bare soil surface by simulation of concurrent flow of water and heat. *Agri. Meteo.*, **17** : 453-476.
- van de Griend, A.A. and Owe, M. (1994) : Bare soil surface resistance to evaporation by vapor diffusion under semiarid conditions. *Water Resour. Res.*, **30** : 181-188.
- van Genuchten, M.T. (1980) : A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Sci. Soc. of Am. J.*, **44** : 892-898.

要 旨

土中の水分・温度の中期または長期変動を液状水・水蒸気・熱の同時移動計算に基づき予測するとき、大気と土の境界面における境界条件は、地表面で水収支式とエネルギー収支式を解くことで導くことができる。本報では、エネルギー収支式の各エネルギー成分を計算する際に、気温、湿度、風速の日データから簡単な補間式を用いて得られた連続データを使う方法を、乾燥地における裸地への適用実例を用いて解説した。求めた地表面熱フラックスを境界条件として用いたところ、高い精度で地温の長期変動予測が行うことができた。これより、地温の予測を大きく改善するために、単純に一部の気象データの精度を高めたり、また時間的に密に測定してデータ数を増やすことが必ずしも効果的でないことが示唆された。エネルギー収支式を解いて求められた境界条件を使う場合、地温や水分量を決定する様々な要素を、釣り合いのとれた精度で与えることが重要である。

受稿年月日：2007 年 9 月 15 日

受理年月日：2007 年 10 月 16 日