

寒冷乾燥地域に適応可能な土壌水・熱輸送モデルの開発について

水文気象研究室 土井 洋典

1. 背景

アジア北部において砂漠化が急激に進行しており、水資源の有効利用および気候システムの解明のために水循環モデルが望まれている。また、この地域では永久凍土や季節凍土が存在し、これらの凍結・融解過程が気候変動に大きな影響を与えることが分かっている。これらの理由から本研究では寒冷乾燥地域に適応可能な土壌水・熱輸送モデルの開発を行った。

2. モデルの概要

本モデルは土壌の鉛直方向に水・熱輸送を考える鉛直1次元モデルを開発した。モデルの概要を図1に示す。

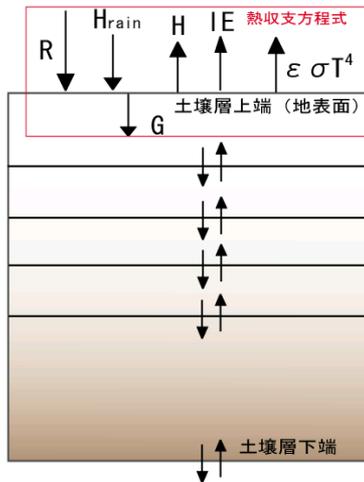


図1.鉛直1次元モデルの概要

鉛直1次元水・熱輸送モデルは土壌を細かい層に分割し、各層での水・熱の輸送を計算するモデルである。鉛直1次元モデルは土壌層上端と下端において境界条件を与える必要がある。本モデルでは土壌層上端において熱収支方程式を解くことによって地表面温度を求めている。

2.1 基礎方程式

本モデルでは、以下に示す式を土壌水・熱輸送を計算するための基礎方程式として用いた。

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(K \frac{\partial \phi}{\partial z} \right) \quad (1)$$

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\lambda}{\rho_s C_s} \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} \quad (2)$$

ここで、 θ は含水率、 ϕ は全ポテンシャル (m) ($\phi = \Psi - z$)、 z は鉛直方向の深さ (m)、 K は不飽和透水係数 ($\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)、 λ は熱伝導率 ($\text{W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$)、 T は地温 (K)、 $\rho_s C_s$ は土壌の熱容量 ($\text{J} \cdot \text{m}^{-3} \cdot \text{K}^{-1}$) である。

水輸送の計算に必要な土壌水特性を求めるために以下の式を用いた。

$$K = K_s \left(\frac{\theta}{\theta_{sat}} \right)^{2b+3} \quad (3)$$

$$\Psi = \Psi_b \left(\frac{\theta}{\theta_{sat}} \right)^{-b} \quad (4)$$

ここで、 K_s は飽和透水係数、 Ψ は毛管ポテンシャル、 Ψ_b は空気侵入圧 (m)、 θ_{sat} は土壌の空隙率、 b は土壌の特性によって異なるパラメータである。また、熱輸送の計算に用いる土壌の熱特性は以下の式で求まる。

$$\rho_s C_s = \rho_m C_m \theta_m + \rho_w C_w \theta_w + \rho_{ice} C_{ice} \theta_{ice} \quad (5)$$

$$\lambda = \frac{\theta_m \xi_m \lambda_m + \theta_w \xi_w \lambda_w + \theta_g \xi_g \lambda_g}{\theta_m \xi_m + \theta_w \xi_w + \theta_g \xi_g} \quad (6)$$

これらの式において、 θ は各要素の体積割合、 ξ は重み係数、 λ は熱伝導率 ($\text{W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$) である。また、添え字 m、w、ice および g は鉱物、水、氷および空気を示す。式 (6) おける重み係数は式 (7)、(8) および (9) により求められる。

$$\xi_g = \frac{2}{3 \left[1 + g_a \left(\frac{\lambda_g}{\lambda_f} - 1 \right) \right]} + \frac{1}{3 \left[1 + g_c \left(\frac{\lambda_g}{\lambda_f} - 1 \right) \right]} \quad (7)$$

$$\xi_w = \frac{2}{3 \left[1 + g_a \left(\frac{\lambda_w}{\lambda_f} - 1 \right) \right]} + \frac{1}{3 \left[1 + g_c \left(\frac{\lambda_w}{\lambda_f} - 1 \right) \right]} \quad (8)$$

$$\xi_m = \frac{2}{3 \left[1 + g_a \left(\frac{\lambda_m}{\lambda_f} - 1 \right) \right]} + \frac{1}{3 \left[1 + g_c \left(\frac{\lambda_m}{\lambda_f} - 1 \right) \right]} \quad (9)$$

g_a および g_c は形状係数であり、 g_c は g_a を決定することで以下の式により求める。一般的に鈹質土壌では g_a は約 0.1 であるといわれている。

$$g_c = 1 - 2g_a \quad (10)$$

土壌中の水蒸気相の熱伝導率 λ_g は次式によって表現できる。

$$\lambda_g = \lambda_a + \frac{L_e \Delta h_r f_w \hat{\rho} D_v}{p - e} \quad (11)$$

ここで、 λ_a は空気の熱伝導率 ($\text{J} \cdot \text{m}^{-3} \cdot \text{K}^{-1}$)、 L_e は水の蒸発散潜熱 ($\text{J} \cdot \text{mol}^{-1}$)、 Δ は飽和水蒸気圧曲線の勾配 ($\text{Pa} \cdot \text{K}^{-1}$)、 h_r は相対湿度、 $\hat{\rho}$ は空気のコル濃度 ($\text{mol} \cdot \text{m}^{-3}$)、 f_w は流れ係数である。また、 λ_f は流体の熱伝導率 ($\text{J} \cdot \text{m}^{-3} \cdot \text{K}^{-1}$)であり、以下に示す Campbell ら (1994) の式で求められる。 f_w は Campbell ら (1994) によって提案されている式を用いた。

$$\lambda_f = \lambda_g + f_w (\lambda_w - \lambda_g) \quad (12)$$

$$f_w = \frac{1}{1 + \left(\frac{\theta}{\theta_0} \right)^{-q}} \quad (13)$$

これらの式において、 θ_0 は土壌中において潜熱輸送の流れが分断される含水率を規定し、 q は流れの分断がどの程度早く生じるかを規定する定数である。両定数とも粗い土壌ほど一般的に小さい値をとると言われているが明確な定義はなく、 θ_0 は約 0.05~0.25、 q は約 2~6 の値であると言われている。

2.2 地表面熱収支方程式

本モデルでは、以下に示す熱収支方程式を用いた。

$$R + H_{rain} - \varepsilon \sigma T_s^4 - H - LE + G = F_s \quad (14)$$

R は入力放射 ($\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$)、 H_{rain} は降雨による熱量、 $\varepsilon \sigma T_s^4$ は地表面からの長波放射、 H は顕熱、 LE は潜熱、 G は地中伝導熱である。各項は以下の式で計算できる。

$$R = S \downarrow (1 - \alpha) + L \downarrow \quad (15)$$

$$H_{rain} = \frac{P}{C_w} (T_a - T_s) \quad (16)$$

$$H = \rho_a C_p C_H U (T_s - T_a) \quad (17)$$

$$LE = \frac{622}{p} \rho_a C_H U \beta (e_{sat} - e) \quad (18)$$

$$G = \lambda(0) \frac{T_1 - T_s}{dz} \quad (19)$$

$$\varepsilon = \varepsilon_s + (\varepsilon_s - \varepsilon_w) \theta(0) \quad (20)$$

$$\beta = \left(1 + \frac{C_H U F(\theta)}{D_{ATM}} \right)^{-1} \quad (21)$$

$$F(\theta) = 7 \times 10^3 (\theta_{sat} - \theta)^{11.2} \quad (22)$$

ここで、 α は地表面アルベド、 $S \downarrow$ は下向き短波放射量 ($\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$)、 $L \downarrow$ は下向き長波放射量 ($\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$)、 ε は地表面放射率、 σ はステファン・ボルツマン定数 ($\text{W} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{K}^{-4}$)、 T_s は地表面温度 (K) である。また、 P は降雨強度 ($\text{mm} \cdot \text{s}^{-1}$)、 T_a は気温 (K)、 ρ_a は乾燥空気の

密度 ($\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$)、 C_p は定圧比熱 ($\text{J}\cdot\text{kg}^{-1}\cdot\text{K}^{-1}$)、 U は風速 ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$)、 C_H はバルク係数、 β は蒸発効率、 L は水の気化の潜熱 ($\text{J}\cdot\text{kg}^{-1}$)、 D_{ATM} は水蒸気の分子拡散係数 ($\text{m}^2\cdot\text{s}^{-1}$)、 e は規定高さでの水蒸気圧 (Pa)、 e_{sat} は温度 T_s での飽和水蒸気圧 (Pa)、 p は大気圧 (Pa)、 $T_1 - T_s$ は地表面と土壌層第1層と温度の差 (K)、 $\lambda(0)$ は地表面の熱伝導率、 $\theta(0)$ は土壌層最上層における含水率、 ε_s と ε_w は土と水の射出率で、それぞれ0.95と0.99とした。

2.3 土壌中での蒸発・凝結

本モデルでは土壌層内からの蒸発量も考慮している。土壌層内においては、大気湿度が非常に低い場合においても深さ0.05m以上では湿度が100%に近いことが報告されている。そこで、本研究では深さ0~0.05mの土壌における蒸発のみを考慮した。蒸発量 E_{soil} ($\text{kg}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$) は以下の式により求める。

$$E_{soil} = \rho D_{ATM} \frac{q_{sat}(T) - q}{0.02F(\theta)} \quad (23)$$

ここで、 $q_{sat}(T)$ は温度 T に対する飽和比湿、 q は土壌内における大きな間隙内での比湿、 $F(\theta)$ は土壌間隙の奥から地表面までの水蒸気の流れに対する距離を表すパラメータである。この式において $q_{sat}(T)$ より q が大きくなる場合には E_{soil} は凝結量となり、土壌水分が増加する。

2.4 計算手順

本モデルでは以下の手順で計算を行っている。

1. 入力値として各層の深さ、土壌特性 (K_s 、 Ψ_b 、 b)、初期の含水率、地温プロファイルを与える。
2. 地表面熱収支方程式を解き、初期条件と気象データから地表面温度を求める。
3. 熱輸送の基礎方程式を計算し、各計算ノ

ドの代表する土壌内の水の相変化を考慮し、新しい温度プロファイルを計算する。

4. 更新された温度プロファイルを用いて、相変化が起こるかどうかを判定する。相変化を伴う場合は土壌層の温度変化経路を考慮し、地温、含水率および含氷率を更新する。
5. 凍結が発生した場合に、土壌間隙率を超える液体水を下層へ落とす。
6. 水輸送の基礎方程式を計算し、含水率を計算する。

3. 対象地点

本研究ではモンゴルの東部 Kherlen 川流域 (図2) を今回の対象領域とした。この流域は2002年より行われている RAISE project により得られた種々の気象・水文データが利用可能である。今回は当該流域内に設置された気象観測地点の中から Kherlen bayan Ulaan 地点を選び、この地点に対し今回開発したモデルを適用する。

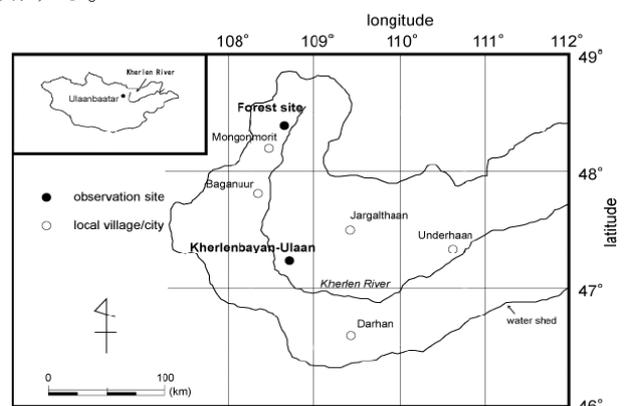


図2. 研究対象地点

4. モデルの適用

4.1 対象期間

本研究では以下の3期間を対象期間としてモデルを用いた解析を行った。計算結果と観測結果の比較によってモデルの有効性を検証する。

表1. 対象期間

年度	季節	開始日	終了日
2003	夏季	8月17日	8月31日
	秋季	10月1日	10月31日
2004	夏季	8月1日	8月31日

4.2 土壌の初期条件

水輸送を考える上で、飽和透水係数と飽和含水率を知る必要がある。本対象地点において、0~0.05m、0.1~0.15m、0.25~0.3m、0.5~0.55m、0.8~0.85mおよび1~1.05mの深さで飽和透水係数および飽和含水率が測定されている。図3に飽和含水率の鉛直プロファイルおよび飽和透水係数の鉛直プロファイルを示す。

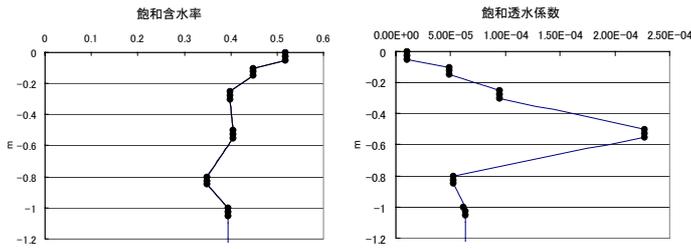


図3. 対象地域の初期条件

4.3 土壌層の分割

本研究では、図4に示すように土壌層を50層に分割した。この土壌層において0、0.05、0.1、0.2、0.3、0.5、0.7および1.0mの深さで地温と含水率の観測値と計算値を比較することでモデルの検証を行う。

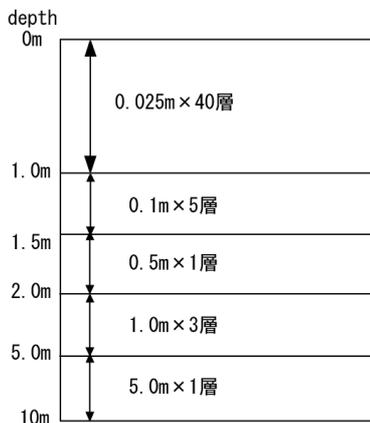


図4. 本研究における土壌層の分割

4.4 使用データ

本モデルの入力値として気温、地表面温度、風速、相対湿度、下向き短波放射、上向き短波放射、下向き長波放射、上向き長波放射、大気圧および降雨を用い、地温および土壌含水率を

初期条件として与え計算を行い、観測値との比較を行う。本研究で用いる観測データの概要は以下の表に示す。観測データはすべて各サンプリング間隔で測定された値を30分間ごとに平均し、記録している。また、図5、6および7に各対象期間の地温および含水率の初期条件を示す。

表2. 観測データの概要

観測項目	単位	観測高さ(m)	サンプリング間隔	記録間隔
下向き短波放射	$W \cdot m^{-2}$	2.5	5sec	30min
上向き短波放射	$W \cdot m^{-2}$	2.5	5sec	30min
下向き長波放射	$W \cdot m^{-2}$	2.5	5sec	30min
上向き長波放射	$W \cdot m^{-2}$	2.5	5sec	30min
地表面温度	$^{\circ}C$	0	5sec	30min
気温	$^{\circ}C$	3	5sec	30min
風速	$m \cdot s^{-1}$	3	10Hz	30min
相対湿度	%	3	5sec	30min
大気圧	hPa	0	30min	30min
降雨	mm	0	30min	30min
地温	$^{\circ}C$	-0.05	10sec	30min
地温	$^{\circ}C$	-0.1	10sec	30min
地温	$^{\circ}C$	-0.2	10sec	30min
地温	$^{\circ}C$	-0.3	10sec	30min
地温	$^{\circ}C$	-0.5	10sec	30min
地温	$^{\circ}C$	-0.7	10sec	30min
地温	$^{\circ}C$	-1	10sec	30min
地温	$^{\circ}C$	-1.5	10sec	30min
体積含水率	$m^3 \cdot m^{-3}$	-0.05	10sec	30min
体積含水率	$m^3 \cdot m^{-3}$	-0.1	10sec	30min
体積含水率	$m^3 \cdot m^{-3}$	-0.2	10sec	30min
体積含水率	$m^3 \cdot m^{-3}$	-0.3	10sec	30min
体積含水率	$m^3 \cdot m^{-3}$	-0.5	10sec	30min
体積含水率	$m^3 \cdot m^{-3}$	-0.7	10sec	30min
体積含水率	$m^3 \cdot m^{-3}$	-1	10sec	30min
体積含水率	$m^3 \cdot m^{-3}$	-1.5	10sec	30min

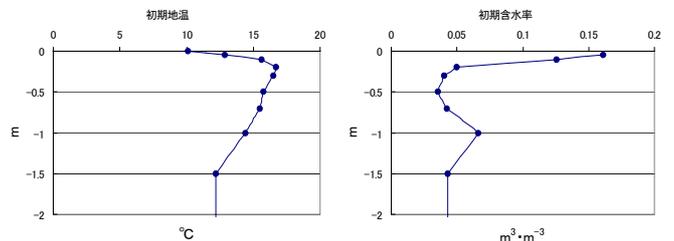


図5. 2003年夏季における初期条件

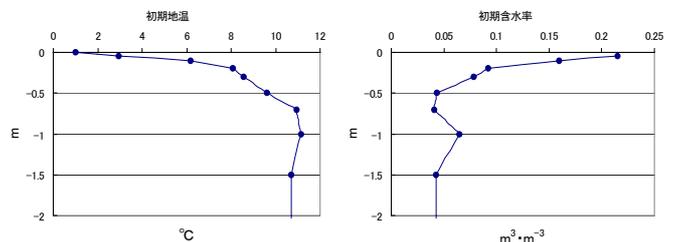


図6. 2003年秋季における初期条件

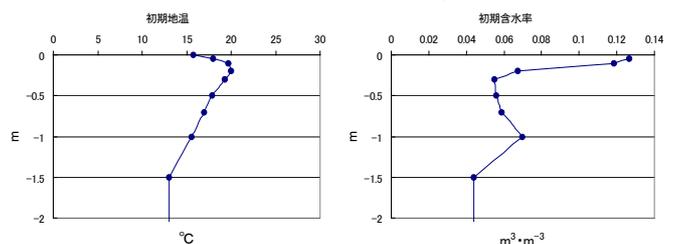


図7. 2004年夏季における初期条件

4.5 パラメータ

モデルによる計算を行う上でパラメータを与える必要がある。表 3 に計算に用いたパラメータを示す。

表 3. 計算に用いたパラメータ

要素	パラメータ		
放射収支	アルベド ^α	α	0.2
降雨による熱量	水の比熱	C_w	4181.6 [J・kg ⁻¹ ・K ⁻¹]
顕熱・潜熱	バルク係数	C_H	0.005
	蒸発効率	β	0.1
	水の気化の潜熱	l	2.5×10^6 [J・kg ⁻¹]
土壌の体積熱容量	水の密度	ρ_w	0.9982×10^3 [kg・m ⁻³]
	氷の密度	ρ_{ice}	0.917×10^3 [kg・m ⁻³]
	氷の比熱	C_{ice}	2000 [J・kg ⁻¹ ・K ⁻¹]
土壌の熱伝導率	水の熱伝導率	λ_w	0.57 [W・m ⁻¹ ・K ⁻¹]
	氷の熱伝導率	λ_{ice}	2.24 [W・m ⁻¹ ・K ⁻¹]
	乾燥空気熱伝導率	λ_a	0.025 [W・m ⁻¹ ・K ⁻¹]
	水の蒸発散潜熱	L	44100 [J・mol ⁻¹]
	飽和水蒸気圧曲線の勾配	Δ	145 [Pa・K ⁻¹]
	空気モル濃度	ρ	41.4 [mol・m ⁻³]
	土壌の水蒸気拡散係数	D_v	2.42×10^{-5} [m ² ・s ⁻¹]
土壌の水の蒸発	水蒸気分子拡散係数	D_{ATM}	2.54×10^{-5} [m ² ・s ⁻¹]

また、熱伝導率の計算に必要なパラメータは Force-Restore 法を用いて決定した。表 4 にパラメータを示す。

表 4. 熱伝導率の重みパラメータ

深さ(m)	q	θ_0	g_a	λ_m
0~0.1	4	0.2	0.12	2.5
0.1~0.2	2	0.05	0.1	4
0.2~0.3	2	0.03	0.08	8
0.3~0.5	2	0.1	0.15	4
0.5~	2	0.1	0.1	6

5. モデルの検証

モデルを用いた計算結果と観測結果の比較によりモデルの検証を行う。2003 年夏季における深さ 0.1、0.2、0.3、0.5、0.7 および 1.0m での地温の変化を図 8 に示す。また、図 9 に深さ 0.05、0.1 および 0.2m での含水率の変化を示す。

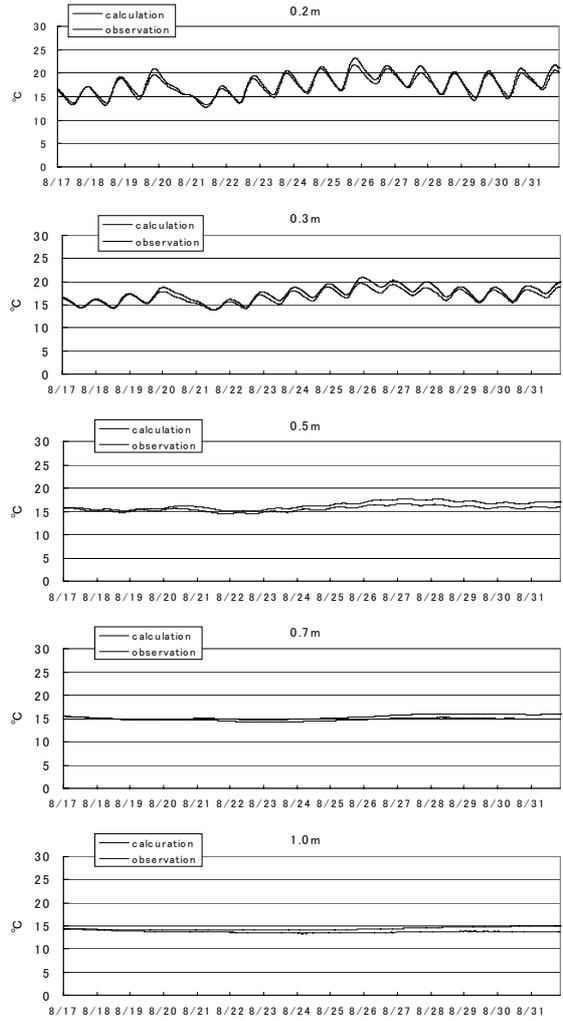
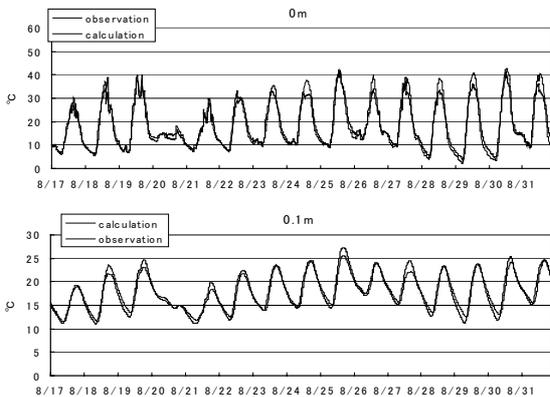


図 8. 2003 年夏季における地温の計算値と観測値

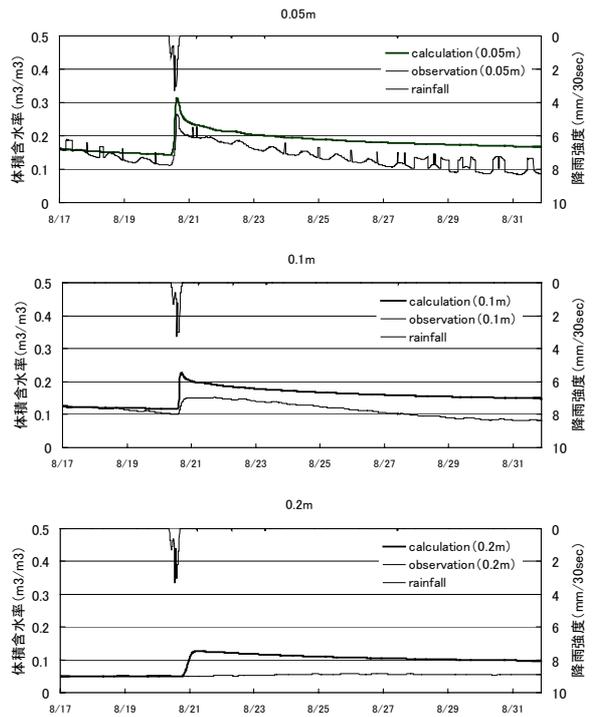


図 9. 2003 年夏季における含水率の計算値と観測値

次に 2003 年秋季における地温および含水率の変化を図 10 および 11 に示す。

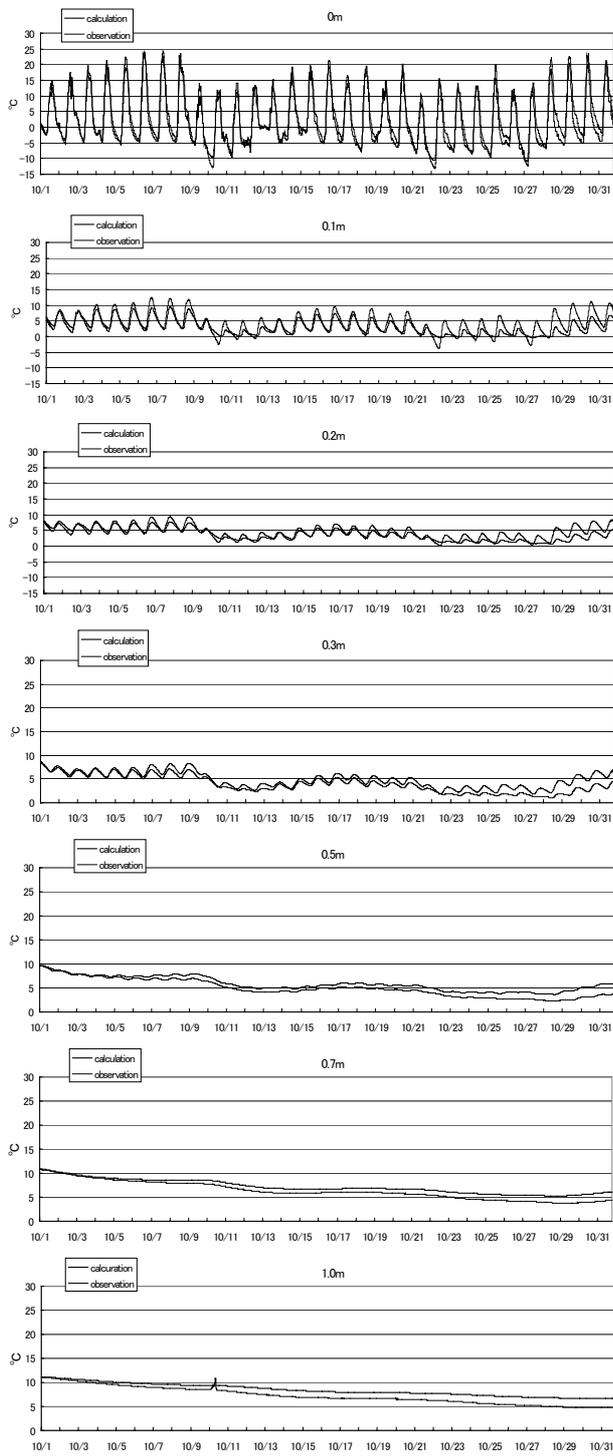


図 10. 2003 年秋季における地温の計算値と観測値

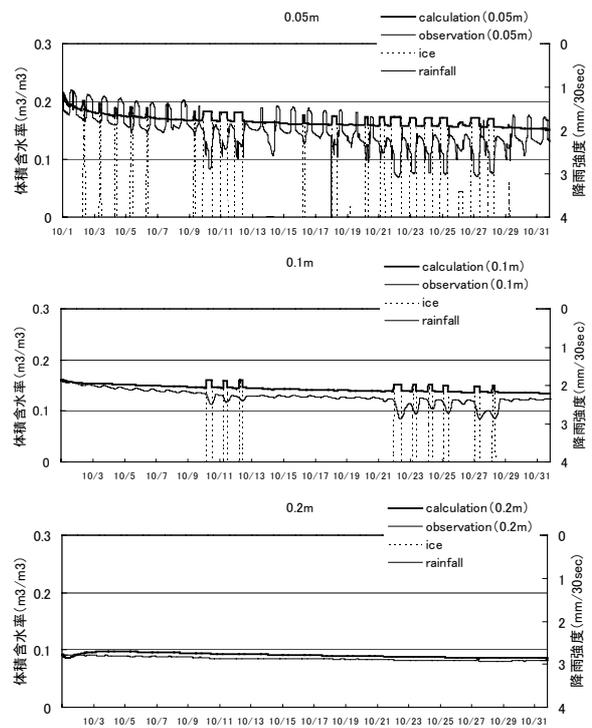


図 11. 2003 年秋季における地温の計算値と観測値

熱輸送については観測結果を良く表現できているが、比較的深い層では観測結果と計算結果に少し差が見られた。これは本研究で提案した Force-Restore 法による熱伝導率の推定方法では深い層のパラメータが正確に表現できなかったことが考えられる。また、秋季に凍結が起こった場合の熱伝導率が大きくなっている。水輸送については無降雨状態での含水率の低下がモデルでは表現できていないが、降雨に対する反応および土壌水の凍結が表現できている。

6. まとめ

本研究により寒冷乾燥地域に適応可能な土壌水・熱輸送モデルが開発できた。本モデルでは積雪がある場合に雪面と地表面との熱収支を考慮していないため、積雪融雪モデルとカップリングさせることが今後の課題である。

7. 参考文献

近藤純正：水環境の気象学 — 地表面の水収支・熱収支 —，朝倉書店、1994