



群落熱収支モデルを用いた蒸発散にともなう 根圏土壌中の水分・熱移動の予測

坂井 勝¹

Water and heat transport in a root zone during evapotranspiration using the canopy energy budget model

Masaru SAKAI¹

Abstract: To simulate soil water contents and temperatures in a root zone, understanding of root uptake characteristics and unsaturated hydraulic conductivity K is necessary. In this study, numerical simulations of soil water and heat transport were conducted for a soil drying process with evapotranspiration in a soybean field, using a coupled program of HYDRUS-1D and a canopy energy budget model. Impacts of K , compensatory water uptake, and water uptake distribution $\beta(z)$ on simulated soil water contents and temperatures were evaluated comparing with field observed data. Two $\beta(z)$ distributions, uniform distribution β_{uni} and observed root density based-distribution β_{RD} , were tested. K , controlling soil surface evaporation rate E_g , indicated a considerable impact on soil temperatures. In a case with large surface coverage, simulated temperatures agreed well with observed ones when relatively large K was used and E_g under the canopy occurred with the potential evaporation rate. By simulating with compensatory water uptake, water uptake rates S increased at well-watered lower part of the zoot zone. Although S distributions were different between β_{uni} and β_{RD} , simulated water contents agreed well with observed ones for both cases when root adaptability factor $\omega_c = 0$ was used (fully compensated). It indicated that the sensitivity of $\beta(z)$ to soil water content and temperature was much smaller than K and compensatory uptake. To simulate soil water content changes for relatively shallow root zones, using a uniform distribution for $\beta(z)$ and full compensatory uptake ($\omega_c = 0$) can be one simple and useful assumption. And applying soil water and heat transport model to field observed data to determine average K of the root zone is a promising method for further detailed analysis of soil surface evaporation and transpiration.

Key Words : HYDRUS-1D, soil water and heat transport, compensatory water uptake, water uptake distribution, unsaturated hydraulic conductivity

1. はじめに

根圏の土壌水分量や地温は、畑作物の生育に大きな影響を与える要因である。ダイズ栽培においても、開花期前後や子実肥大期の乾燥ストレスは、減収を引き起こすことが知られている(齊藤ら, 1999; 新田見ら, 2013; 熊谷ら, 2018; 今野ら, 2020)。また地温は、窒素肥料の形態変化などをもたらす微生物活性(中村・取出, 2007)や、根粒形成に影響を与えるといった報告もある(Saeki et al., 2008)。畑地で生じる蒸発散は液状水から水蒸気への相変化であり、潜熱消費をともなうため、土壌水分・熱移動と相互作用のある複雑な現象である。そのため、蒸発散にともなう根圏の土壌水分量や地温の変化を予測するためには、気象条件に加え、土中水分・熱移動、および蒸散による根の吸水を同時に考慮する必要がある。

坂井ら(2020)は、群落熱収支モデルの1つである土壌面と植被層の熱収支式を表す2層モデル(Maruyama and Kuwagata, 2010)と、HYDRUS-1D(Šimůnek et al., 2013)を連結し、蒸発と蒸散、および土壌水分量・地温変化の予測プログラムを構築した。ダイズ栽培圃場に適用し、土壌面蒸発速度の制限要因となる低土中水圧力領域の不飽和透水係数 K は、地温変化に影響を与えることを示している。また根圏が乾燥した条件下では、湿潤な根圏下層で吸水速度を増加する補填吸水(Jarvis, 1989)の考慮が必要となる可能性も示している。低土中水圧力領域の K の測定は難しく、室内での蒸発実験における土中水圧力 h の低下に対して逆解析で推定する蒸発法(Šimůnek et al., 1998; 坂井・取出, 2007)など、方法は限られている。蒸発法による K の推定範囲は、従来テンシオメータの測定領域($h > -1,000$ cm)とされていたが、圃場の土壌面近傍で生じる $h < -10,000$ cm 以下の乾燥領域の推定手法も提案されている(Schindler et al., 2010; Iden et al., 2021)。一方、圃場表層の K は、土の不均一性、乾燥密度や土の構造の変化の影響を受け、室内実験で求めた K とは異なる可能性がある。そのため、現場観

¹Graduate School of Bioresources, Mie University, 1577 Kurimamachiya, Tsu 514-8507, Japan. Corresponding author: 坂井 勝, 三重大学大学院生物資源学研究所.
2021年12月22日受稿 2022年3月2日受理

測値に基づき、圃場の水分・熱移動を再現する K の推定が必要である。

Feddes et al. (1974) の根の吸水モデルでは、可能蒸散速度を吸水強度分布 $\beta(z)$ で各深さに分配し、各位置での水ストレスによる吸水低下を計算する。 $\beta(z)$ は根量分布に基づき与えられることが多い (Albasha et al., 2015; 中村ら, 2016; 宮本ら, 2017)。一方で、根量分布の測定は多大な労力を要することからデータが限られていることが多く、また根量分布と吸水分布は異なることも報告されている (de Melo and de Jong van Lier, 2021)。そのため、土壌水分量の測定値に対して数値計算の逆解析で $\beta(z)$ を求めることや (Hupet et al., 2003; Schelle et al., 2012)、根圏で均一な $\beta(z)$ を与えることもあり (亀山ら, 2018; 坂井ら, 2020)、一定の方法が提案されているわけではない。また、補填吸水モデルを現場観測値に適合した研究例は少なく (Markewitz et al., 2010; Albasha et al., 2015)、作土層の土壌水分変化を予測する上で、どの程度の考慮が必要であるか十分に検討されていない。根圏の水分量は、この吸水強度分布 $\beta(z)$ や補填吸水、さらには土壌水分移動による根圏内の再分布や土壌面蒸発の影響を受けるため、これらを包括的に検討する必要がある。

そこで本研究では、比較的根圏が浅いダイズ栽培圃場の、蒸発散にともなう土壌水分・熱移動を明らかにすることを目的とした。坂井ら (2020) が示す群落熱収支モデルを用いた土壌水分・熱移動の数値計算において、補填吸水の有無、吸水強度分布 $\beta(z)$ 、不飽和透水係数 K の感度解析を行い、体積含水率と地温の計算結果に与える影響、現場観測値の再現性について評価した。

2. 方法

2.1 現場観測の概要

2018 年に三重大学附属農場内のダイズ栽培圃場で、土壌環境、気象条件、作物生育データの現場観測を行った (坂井ら, 2020)。ダイズ (フクユタカ) の栽培期間は、6 月 12 日 (播種) から 10 月 17 日 (収穫) であった。畝立てを行わずに株間 20 cm、条間 70 cm とし、ダイズを 1 箇所につき 3 粒播種した。圃場の土性は、表層の作土層が砂質ロームで、およそ 30 cm 以深の下層はロームである。下層はシルト質の土塊を含み、乾燥密度 ρ_b が 1.60 ~ 1.65 g cm⁻³ と非常に高く、排水性が悪いという特徴を持つ。

播種前の 6 月 5 日に、ロッド長 12 cm の土壌水分センサー (CS655, Campbell Scientific) を深さ 0, 10, 20 cm 深から鉛直下向きに 1 本ずつ設置し、それぞれ 0 - 10, 10 - 20, 20 - 30 cm 深の平均体積含水率を測定した。また、5, 15 cm 深に水ポテンシャルセンサー (TEROS-21, METEER group) と、1, 2, 4, 8, 10, 20, 30 cm 深に銅-コンスタンタン熱電対を設置し、土中水圧力と地温を測定した。土壌センサー類は、ダイズの条下に設置した。5 月 29 日にウェザーステーションを設置し、気象

データとして、雨量 (TE525, Campbell Scientific)、2 m 高の温湿度 (HMP-155D, クリマテック株式会社) と風向風速 (Met One 034B, Campbell Scientific)、1.5 m 高の短波放射と長波放射 (NR01, Campbell Scientific) を測定した。センサーはデータロガー (CR1000, Campbell Scientific) に接続し、2019 年 2 月 21 日まで、30 分間隔で観測した。

また、6 月 12 日の播種後から 10 月 17 日まで、ダイズの生育データとして草高、 LAI 、地表面被覆率を 2 ~ 3 週間間隔で測定した。草高は 22 株をランダムに選定して測定した。 LAI の測定は、平均的な大きさの 1 株を刈り取って行った。全ての葉をスキャナーで読み取り、画像解析で総葉面積を求め、対象面積 (20 cm × 70 cm) に対する割合を LAI とした。地表面被覆率は、地上約 5.5 m の高さから撮影した写真から求めた。写真の 3 m × 3 m の領域について画像解析を行い、色相 50 ~ 125 (緑の領域) で選択される面積を被覆面積とし、対象領域 (9 m²) に対する割合を地表面被覆率とした。

2014 年および 2015 年に同一のダイズ栽培圃場で、根重量分布の測定を行った。20 cm × 20 cm の金属枠を、ダイズ株を中心に 5 cm 深単位で土壌に挿入し、採土した。ダイズ根を 2 mm 篩を用いて流水で篩別し、ピンセットで回収後、風乾重量を測定した。測定は、2014 年は約 3 週間隔で、2015 年は約 1 週間隔で、各回 1 反復で行った。ダイズの根は、播種後約 1 か月程度で硬い下層土に到達していた。この時、下層土の高い硬度のため、根は 30 cm 以深にはほとんど見られず、表層 15 cm 程度に集中した。また、播種後 1 か月以降は、ばらつきは見られたものの、同様な根の分布を示した。

2.2 蒸発散をともなう土壌水分・熱移動の数値計算

2.2.1 土壌水分・熱移動式

蒸発散をともなう土壌水分・熱移動の数値計算には、坂井ら (2020) が構築した、HYDRUS-1D (Šimůnek et al., 2013) と群落熱収支モデル (Maruyama and Kuwagata, 2010) の連結モデルを用いた。鉛直 1 次元で根の吸水を考慮した非等温条件下のリチャーズ式は、次式で表される。

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[K \left(\frac{\partial h}{\partial z} + 1 \right) + K_{LT} \frac{\partial T}{\partial z} + K_{vh} \frac{\partial h}{\partial z} + K_{vT} \frac{\partial T}{\partial z} \right] - S \quad (1)$$

ここで、 θ は体積含水率 (m³ m⁻³)、 t は時間 (s)、 z は上向き正の位置 (m)、 h は土中水圧力 (m)、 T は地温 (°C)、 S は各位置における根の吸水速度 (s⁻¹)、 K は圧力勾配による液状水の不飽和透水係数 (m s⁻¹)、 K_{LT} は温度勾配による液状水の透水係数 (m² °C⁻¹ s⁻¹)、 K_{vh} (m s⁻¹) と K_{vT} (m² °C⁻¹ s⁻¹) は圧力勾配、温度勾配による水蒸気の透過係数である。 K_{LT} 、 K_{vh} 、 K_{vT} の定式化は齋藤ら (2007) に詳しく、 K_{LT} は K や T の関数で、 K_{vh}

と K_{VT} は θ , h , T の関数で求めることができる。

水蒸気移動を含む土中の熱の保存則は次式で表される。

$$\frac{\partial C_p T}{\partial t} + L_0 \frac{\partial \theta_v}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[\lambda \frac{\partial T}{\partial z} \right] - C_w \frac{\partial q_L T}{\partial z} - C_v \frac{\partial q_v T}{\partial z} - L_0 \frac{\partial q_v}{\partial z} \quad (2)$$

ここで, C_p , C_w , C_v は土, 液状水, 水蒸気の体積熱容量 ($J m^{-3} \text{ } ^\circ C^{-1}$), θ_v は水蒸気相率 ($m^3 m^{-3}$), L_0 は水単位体積当たりの蒸発潜熱 ($J m^{-3}$), λ は熱伝導率 ($W m^{-1} \text{ } ^\circ C^{-1}$), q_L と q_v は液状水と水蒸気フラックスである ($m s^{-1}$).

水分特性曲線と不飽和透水係数 K を表す不飽和水分移動特性関数には, Durner モデルを用いた (Durner, 1994; Priesack and Durner, 2006).

$$\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} = S_e = w_1 [1 + (\alpha_1 h)^{n_1}]^{-m_1} + w_2 [1 + (\alpha_2 h)^{n_2}]^{-m_2} \quad (3)$$

$$K = K_s (w_1 S_{e1} + w_2 S_{e2})^l \times \frac{(w_1 \alpha_1 [1 - (1 - S_{e1}^{1/m_1})^{m_1}] + w_2 \alpha_2 [1 - (1 - S_{e2}^{1/m_2})^{m_2}])^2}{(w_1 \alpha_1 + w_2 \alpha_2)^2} \quad (4)$$

ここで, θ_s は飽和体積含水率 ($m^3 m^{-3}$), θ_r は残留体積含水率 ($m^3 m^{-3}$), S_e は有効飽和度 (-), w_i ($i = 1, 2$) は重み係数 (-) で $w_1 + w_2 = 1$ である. α_i (m^{-1}), n_i , m_i ($= 1 - 1/n_i$) は曲線の形状を与えるパラメータ, K_s は飽和透水係数 ($m s^{-1}$), l は間隙結合係数である (-).

2.2.2 群落熱収支モデル

植生条件下の地表面熱収支を計算する群落熱収支モデルとして, 土壌面と植被層の熱収支を個別に計算する2層モデルを用いた (Maruyama and Kuwagata, 2010). Fig. 1 に2層モデルの概略図を示す。

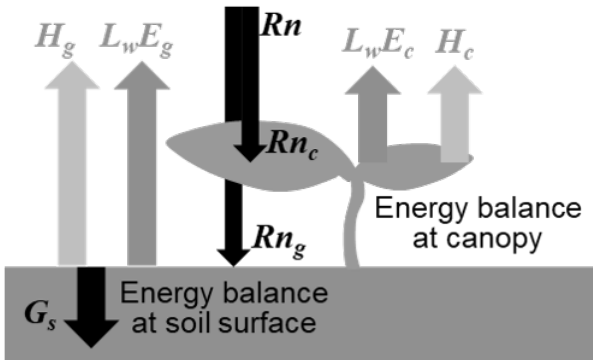


Fig. 1 2層モデルの概略図.
Schematic illustration of the double source model.

$$Rn_g = H_g + L_w E_g + G_s \quad (5)$$

$$Rn_c = H_c + L_w E_c$$

ここで, Rn_g と Rn_c は土壌面と植被層に対する純放射量 ($W m^{-2}$), H_g と H_c は土壌面-大気間と植被面-大気間の顕熱フラックス ($W m^{-2}$), E_g と E_c は土壌面蒸発速度と蒸散速度 ($kg m^{-2} s^{-1}$), L_w は水単位質量当たりの蒸発潜熱 ($J kg^{-1}$), G_s は土中熱フラックスである ($W m^{-2}$). 各層の純放射成分は次式で表される。

$$Rn_g = (1 - \alpha_g) \tau R_S + \tau R_L + (1 - \tau) \sigma T_c^4 - \sigma T_g^4$$

$$Rn_c = (1 - \alpha) R_S - (1 - \alpha_g) \tau R_S + (1 - \tau) (R_L + \sigma T_g^4) - 2(1 - \tau) \sigma T_c^4 \quad (6)$$

ここで, R_S と R_L は群落上の日射と長波放射 ($W m^{-2}$), τ は放射に対する群落の透過率 (-), α_g と α は土壌面と群落上のアルベド (-), T_g と T_c は土壌面と群落温度 ($^\circ C$), σ はステファン-ボルツマン定数 ($5.67 \times 10^{-8} W m^{-2} \text{ } ^\circ C^{-4}$) である。

各層の顕熱・潜熱フラックス成分は次式で表される。

$$H_g = c_a C_{Hg} U (T_g - T_a)$$

$$H_c = c_a C_{Hc} U (T_c - T_a)$$

$$L_w E_g = L_w C_{Eg} U (\rho_{sat}(T_g) H_r(h_g, T_g) - \rho_a)$$

$$L_w E_c = L_w C_{Ec} U (\rho_{sat}(T_c) - \rho_a) \quad (7)$$

ここで, c_a は空気の体積熱容量 ($J m^{-3} \text{ } ^\circ C^{-1}$), U は風速 ($m s^{-1}$), T_a は気温 ($^\circ C$), ρ_a は大気の水蒸気密度 ($kg m^{-3}$), C_{Hg} , C_{Eg} はそれぞれ土壌面-大気間の顕熱交換と潜熱交換に対するバルク輸送係数 (-), C_{Hc} , C_{Ec} はそれぞれ植被面-大気間の顕熱交換と潜熱交換に対するバルク輸送係数 (-) である. ρ_{sat} は飽和水蒸気密度 ($kg m^{-3}$) で土壌面温度 T_g または群落温度 T_c の関数, H_r は土壌面における相対湿度 (-) で土壌面の土中水圧力 h_g と地温 T_g の関数である. 各パラメータの計算方法については, 坂井ら (2020) に詳しい。

2.2.3 根の吸水モデル

根の吸水速度 S は, 補填吸水を考慮した Feddes のモデルを用いて計算した (Feddes et al., 1974; Šimůnek and Hopmans, 2009).

$$S = \frac{E_{cp}}{\max(\omega, \omega_c)} \alpha(h) \beta(z) = \frac{1}{\max(\omega, \omega_c)} \alpha(h) S_p \quad (8)$$

ここで, E_{cp} は可能蒸散速度 ($m s^{-1}$) $\alpha(h)$ は h に依存する水ストレス応答関数 (-) である. $\beta(z)$ は吸水強度分布 (m^{-1}) で, E_{cp} を各深さの可能吸水速度 S_p に分配する. 計算された各深さの S を根群域の深さ L_R (m) に対し

Table 1 計算に用いた Durner モデルの水分移動特性パラメータ.
Soil water hydraulic parameters of the Durner model used for simulations.

depth	θ_r	θ_s	α_1	n_1	w_2	α_2	n_2	K_s (cm d ⁻¹)	l
0 – 10 cm	0	0.371	0.030	2.00	0.55	0.0005	1.30	54.1	0.5, 1, 2, 3, 4
10 – 30 cm	0	0.366	0.021	1.98	0.67	0.00025	1.42	23.0	0.5, 1, 2, 3, 4
30 – 100 cm	0	0.340	0.00088	1.25	0	–	–	0.04	0.5

* $l=0.5$ より大きな不飽和透水係数を与える計算に用いた値.

て積分することで、実蒸散速度 E_c が得られる。補填吸水モデルは、可能蒸散速度 E_{cp} と補填吸水を考慮しない場合の実蒸散速度 E_c の比で表される水ストレス指数 ω ($=E_c/E_{cp}$) を用いて、仮想的に E_{cp} を増大させるモデルである (Jarvis, 1989; Jarvis, 2011)。 ω_c は根の適応係数と呼ばれる ω の閾値であり ($0 \leq \omega_c \leq 1$)、 $\omega \geq \omega_c$ では $E_c = E_{cp}$ となり、 $\omega < \omega_c$ では $E_c < E_{cp}$ となる。 $\omega_c = 1$ の場合は補填吸水を考慮しないモデルとなり、 $\omega_c = 0$ の場合は根群域に吸水可能な水が存在する限り E_{cp} で蒸散が生じる (完全補填吸水)。

2.3 計算条件

計算土層や初期・境界条件は、坂井ら (2020) と同様である。計算対象領域は、水分・熱移動の下端境界条件の影響を避けるため、十分な長さとして地表面から深さ 100 cm までの 1 次元鉛直土層とした。計算土層は、0 – 10、10 – 30、30 cm 以下の 3 層の成層土層とし、各層に水分移動特性を与えた。0 – 10 cm と 0 – 30 cm の水分特性曲線は、それぞれ 0 – 10 cm 深、10 – 20 cm 深の土壤水分センサーの測定値と 5 cm 深、15 cm 深の水ポテンシャルセンサーの測定値の関係から求めた。また土中水圧力 $h < -5,000$ cm の乾燥領域については、任意の水分状態において鏡面冷却式湿度計 WP4-T (Decagon devices) で測定した h と炉乾法で測定した含水比 ω の関係と、対象土層の乾燥密度 ρ_b を用いて、 h と θ の関係を求めた。30 cm 以深の水分特性曲線は、吸引法、加圧板法、WP4-T で測定した。各土層の水分特性曲線の測定値に Durner (1994) の不飽和水分移動特性関数を適合し、水分移動特性パラメータを得た (Table 1)。各層の水分特性曲線と不飽和透水係数を Fig. 2 に示す。この時、飽和透水係数 K_s は、100 cm³ の採土円筒で採取した各深度の不攪乱土層を用いて、変水位透水試験で測定した。以降、透水係数の単位は cm d⁻¹ で示す。

土壌の熱特性は、熱特性計 (KD2Pro, Decagon devices) を使って測定した。攪乱土層を任意の体積含水率に調整し、100 cm³ 採土缶に充填後、3 cm デュアルニードルセンサー (SH-1, Decagon devices) を用いて、熱伝導率および体積熱容量を測定した。得られた熱伝導率 λ と体積含水率 θ の関係に、Chung and Horton (1987) のモデル ($\lambda = b_1 + b_2\theta + b_3\theta^{0.5}$) を適合し、熱特性のパラメータを求めた ($b_1 = 0.183$, $b_2 = 3.646$, $b_3 = 0.146$ W m⁻¹ °C⁻¹)。ここでは、土層全体に対して同じ熱特性を与えた。

数値計算は、2018 年 7 月 31 日 0 時 ~ 8 月 12 日 0 時の、無降雨期間を対象とした。この期間において、ダイズの草高はおおよそ 50 cm から 70 cm に、LAI は 2.5 から 4.0 に、被覆率は 60 % から 80 % に生長している。観測した生育データ、および 30 分毎の気象データ (日射量、下向き長波放射、気温、相対湿度、風速) を入力項目とし、2 層モデルから計算される土壌面蒸発速度 E_g 、土中熱フラックス G_s を、それぞれ水分・熱移動の上端境界条件とした。この時、放射透過率 τ は、被覆率の観測値 S_c に基づいて与えた ($\tau = 1 - S_c$)。また、同様に 2 層モデルで計算される可能蒸散速度 E_{cp} を、根の吸水モデル (8 式) に与えた。水ストレス応答関数 $\alpha(h)$ に線形型モデルを用い (Feddes et al., 1974)、飽和近傍

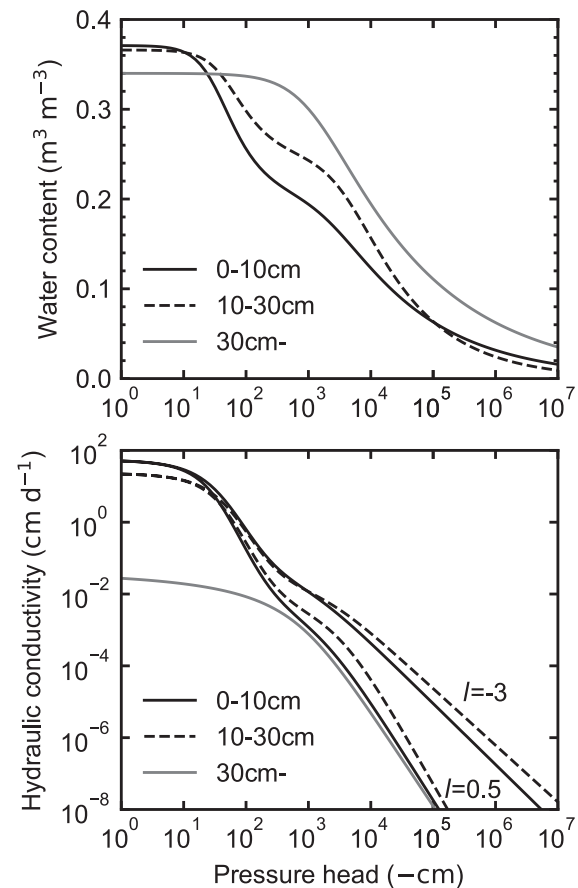


Fig. 2 計算に用いた水分特性曲線 (上段) と不飽和透水係数 (下段).
Soil water retention curves (top) and unsaturated hydraulic conductivities (bottom) used for simulations.

の吸水制限は考慮せず、土中水圧力 $h_3 = -1,700$ cm と $h_4 = -15,000$ cm (永久しおれ点) の間で $\alpha(h)$ が 1 から 0 まで直線的に減少する関数とした。下端境界条件にはそれぞれ自由排水条件 ($dh/dz = 0$)、温度勾配ゼロ条件を与えた ($dT/dz = 0$)。初期条件は体積含水率と地温の観測値を与え、観測値のない 30 cm 以深の下層については、20 - 30 cm 深の体積含水率と 30 cm 深の地温で一定値を与えた。

本研究では、根圏土壌の不飽和透水係数 K や補填吸水の有無、吸水強度分布 $\beta(z)$ が、蒸発散および土壌水分量と地温の計算結果に与える影響について検討する。そこで、不飽和透水係数のモデルに含まれる間隙結合係数 l ((4) 式)、補填吸水モデルの適応係数 ω_c ((8) 式) について、感度解析を行った。 ω_c には、1 (補填吸水なし)、0.5、0 (完全補填吸水) を用いた。 l は、水分特性曲線とは独立して、 h の低下に対する K の低下の傾きを与えるパラメータである。Mualem (1976) の推奨値 ($l = 0.5$) が用いられることが多いが、特に測定が困難な乾燥領域の K に影響を与えるため、逆解析で推定されることが多い (Sakai et al., 2009)。ここでは、0 - 10 と 10 - 30 cm 深の 2 層に対して同じ値とし、 $l = 0.5, -1, -2, -3, -4$ を与えて計算を行った (Table 1)。 l 値が小さい程、不飽和領域の K が大きな値となる (Fig. 2)。また、0 - 10 と 10 - 30 cm 深の 2 層では、 K と h の関係に大きな違いは見られない。さらに、吸水強度分布 $\beta(z)$ には、ダイズの根重量分布に基づく分布 (β_{RD})、および根圏 30 cm で均一な分布 (β_{uni}) の 2 通りを与えて計算を行った (Fig. 3)。 β_{RD} には、2014 年 9 月 22 日に測定した根重量分布を、根群域 (30 cm) で積分すると 1 になる様に正規化し、指数関数 (Vrugt et al., 2001) を適合した分布を用いた。

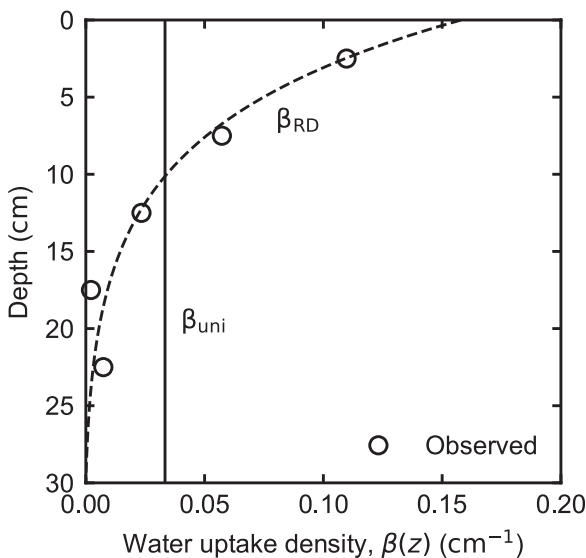


Fig. 3 計算に用いた吸水強度分布 $\beta(z)$ 。 β_{RD} : 根重量の測定値に適合した分布、 β_{uni} : 根群域で均一な分布。
Water uptake distribution $\beta(z)$ used for simulations. β_{RD} indicates an estimated $\beta(z)$ from the observed root density distribution, and β_{uni} indicates a uniform $\beta(z)$ for the zoot zone.

β_{RD} は表層付近で非常に大きく、30 cm 深に向かって減少する分布となっている。計算は、5 通りの l 値、3 通りの ω_c 値、2 通りの $\beta(z)$ の計 30 通りの条件で行った。

計算期間の気象条件とダイズ生育状況における可能蒸散速度 E_{cp} と可能蒸発速度 E_{gp} は、30 cm 深の根圏が十分に湿潤な条件で、別途数値計算を行い求めた。 E_{cp} は (8) 式で水ストレス応答関数 $\alpha(h)$ が 1、 E_{gp} は (7) 式で土壌面の相対湿度 H_f が 1 の条件下で生じる。そこで、初期土中水圧力 h に土壌表面 $h = -30$ cm で下端 $h = 70$ cm の水理学的平衡条件を与え、下端水分境界条件を一定圧力境界条件とし、30 cm 以深の 3 層目の飽和透水係数 K_s を 10 cm d^{-1} と大きな値に変更することで、地下水面が 30 cm 深と浅い位置に留まる計算を行い、実蒸散速度 E_g と実蒸発速度 E_c の計算結果を、それぞれ E_{cp} と E_{gp} とした。

2.4 土壌水分・地温変化の再現性の評価

圃場の土壌水分・地温の再現性を示すために、体積含水率と地温それぞれに対して観測値と計算値の二乗平均平方根誤差 (RMSE: Root Mean Square Error) を計算した。

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N (x_i - X_i)^2}{N}} \quad (9)$$

ここで、 x_i は計算値、 X_i は観測値、 N はデータ数を示す。 θ については 0 - 10、10 - 20、20 - 30 cm 深の観測値と計算値の比較から、体積含水率の誤差 $RMSE_\theta$ ($\text{m}^3 \text{ m}^{-3}$) を求め、地温については 4、8、20 cm 深の比較から地温の誤差 $RMSE_T$ ($^\circ\text{C}$) を求めた。

3. 結果と考察

3.1 均一な吸水強度分布 β_{uni} を用いた計算結果

均一な吸水強度分布 β_{uni} を用いて、間隙結合係数 l に 0.5 と -3 を与えた場合、および適応係数 ω_c に 1 (補填吸水なし) と 0 (完全補填吸水) を与えた場合の計算結果を示す。Fig. 4 は各深度の体積含水率 θ と地温 T の観測値 (灰色線) と計算値の比較である。Fig. 5 には蒸散速度 E_c と蒸発速度 E_g の積算値の計算結果を、可能蒸散速度 E_{cp} と可能蒸発速度 E_{gp} の積算値 (灰色線) と共に示す。被覆率が 60 % から 80 % に増加する計算対象期間では、蒸発散速度 ($E_c + E_g$) に対する E_g の割合は 0.3 から 0.2 程度に低下し、 E_c に比べ小さい。Fig. 6 には、根圏土層である 0 - 30 cm 深の、8 月 4 日の 12 時と 8 月 6 日の 12 時における土中水圧力 h の分布、吸水速度 S の分布、不飽和透水係数 K の分布、土中水分フラックス J_w (cm d^{-1}) の分布の計算値を示す。また Fig. 7 には、様々な l と ω_c の組合せで計算した場合の $RMSE_\theta$ と $RMSE_T$ の値を示す。

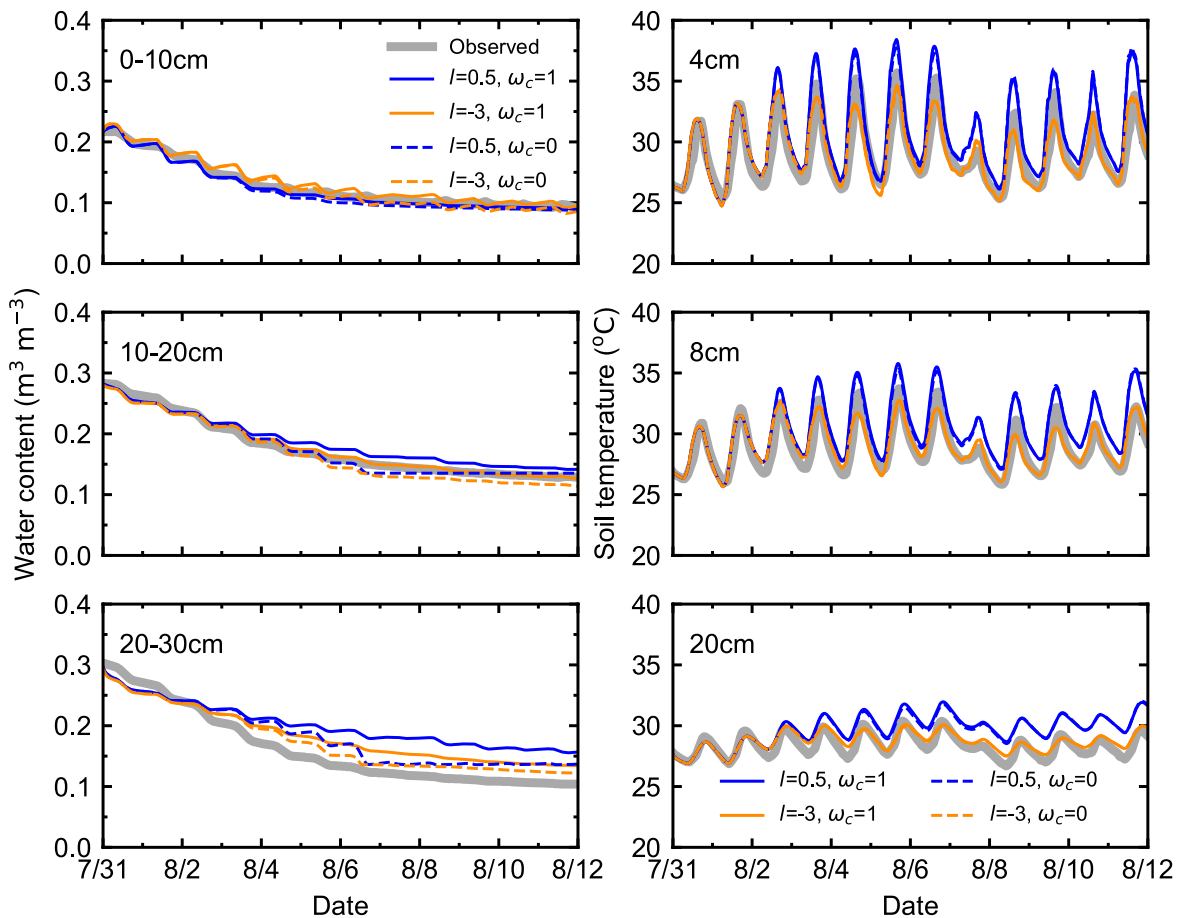


Fig. 4 根圏で均一な吸水強度分布 β_{uni} を用いた場合の体積含水率（左列）と地温（右列）の計算結果。灰色線は観測値。 Simulated soil water contents (left column) and soil temperatures (right column) using the uniform water uptake distribution β_{uni} . Gray lines indicate observed data.

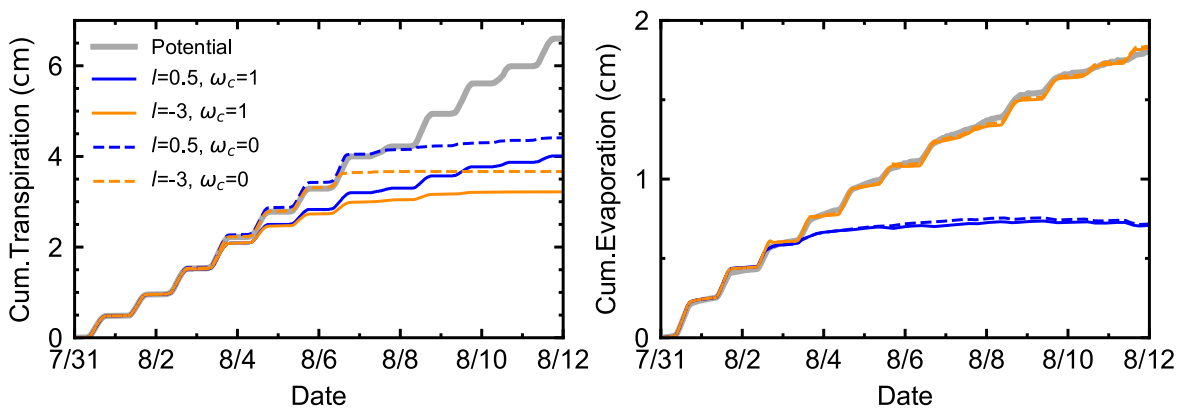


Fig. 5 根圏で均一な吸水強度分布 β_{uni} を用いた場合の積算蒸散量（左）と積算蒸発量（右）の計算結果。灰色線は積算可能蒸散量と積算可能蒸発量。 Simulated cumulative transpiration amounts (left) and cumulative evaporation amounts (right) using the uniform water uptake distribution β_{uni} . Gray lines indicate the cumulative potential transpiration and the cumulative potential evaporation.

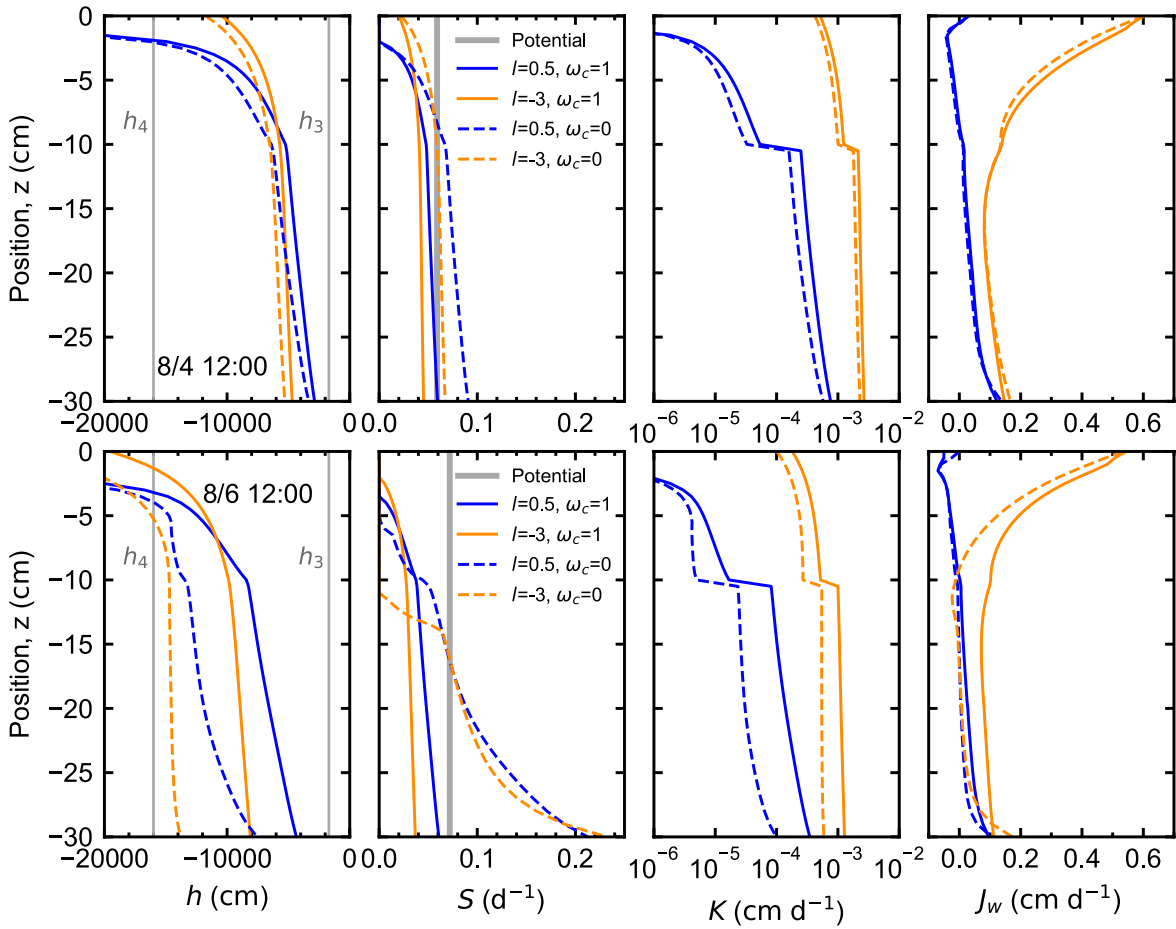


Fig. 6 根圏で均一な吸水強度分布 β_{uni} を用いた場合の土中水圧力 h , 吸水速度 S , 不飽和透水係数 K , 水分フラックス J_w の深さ分布の計算結果. 上段は8月4日12時, 下段は8月6日12時を示す.

Simulated profiles of soil water pressure head h , root water uptake S , unsaturated hydraulic conductivity K , and soil water flux J_w for 8/4 12:00 (top) and 8/6 12:00 (bottom) using the uniform water uptake distribution β_{uni} .

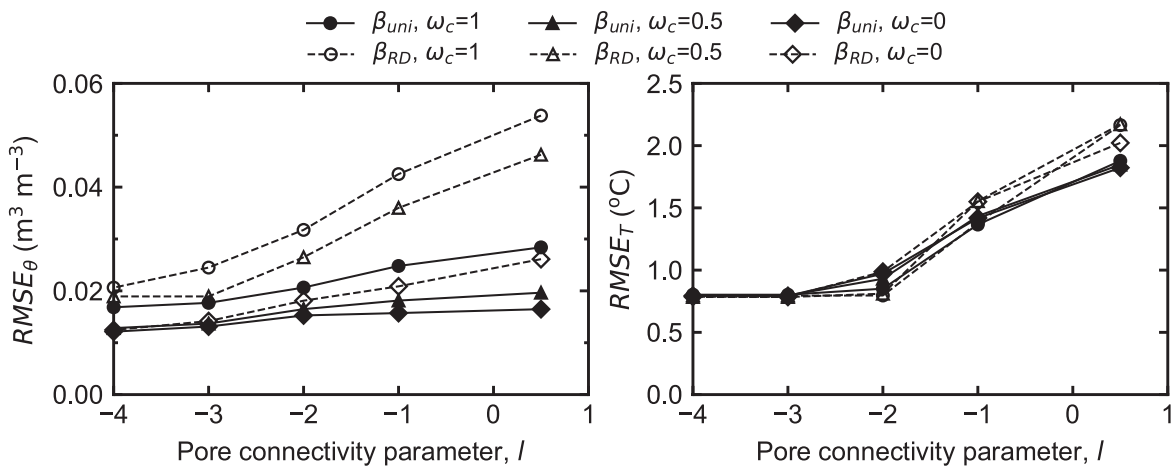


Fig. 7 様々な間隙結合係数 l と適応係数 ω_c の組合せを用いた計算における, 体積含水率 (左) および地温 (右) の観測値に対する誤差 $RMSE$.

$RMSE$ between observed data and simulated results with various combinations of l and ω_c for volumetric water contents (left) and soil temperatures (right).

T の計算結果に注目すると、 $l = 0.5$ として低土中水圧力領域で低い不飽和透水係数 K を与えた計算は、8 月 2 日までは各深度の観測値を再現したが、8 月 3 日以降で日中 2°C 程度、夜間 1°C 程度過大評価した (Fig. 4 青線, $RMSE_T = 1.88^\circ\text{C}$)。 $l = -3$ として高い K を与えた計算は、計算期間全体で各深さの T をよく再現した (Fig. 4 橙線, $RMSE_T = 0.80^\circ\text{C}$)。この時、補填吸水の有無による T の計算値の違いは小さい。 K の違いが地温変化に影響する理由は、坂井ら (2020) が示す通り、土壌面蒸発速度 E_g の変化により熱収支式 ((7) 式) の潜熱項 $L_w E_g$ が変化し、その結果、上端境界条件となる土中熱フラックス項 G_s が変化するためである。 $l = 0.5$ の場合、8 月 4 日には表層 $z \geq -10\text{ cm}$ で $K < 10^{-4}\text{ cm d}^{-1}$ に低下し、土壌面への水分フラックス J_w が小さい (Fig. 5 青線)。そのため、8 月 3 日以降は減率蒸発 ($E_g < E_{gp}$) を示し、8 月 5 日以降は $E_g \approx 0\text{ cm d}^{-1}$ であった (Fig. 5 青線)。一方 $l = -3$ の場合、乾燥が進行した 8 月 6 日も根圏全層 $z \geq -30\text{ cm}$ で $K > 10^{-4}\text{ cm d}^{-1}$ の比較的高い透水性を示し、土壌面 ($z = 0\text{ cm}$) への水分フラックス J_w が大きい (Fig. 6 橙線)。そのため、常に E_{gp} に近い大きな蒸発速度で乾燥が進行した (Fig. 5 橙線)。 $l = 0.5$ に比べて下向きの土中熱フラックス (G_s) が小さくなり T が低下することで、 T の再現性が向上した。 l を小さくすることで $RMSE_T$ が大きく低下したことからも (Fig. 7), K は地温変化に大きな影響を与えることが分かる。なお、 $l = -4$ を与えた場合、 T の計算結果は $l = -3$ と違いは見られず、 $RMSE_T$ は同じであった。 $l \leq -3$ の高い K では E_g に違いは現れず、 E_{gp} で蒸発が生じるためである。ここから、ダイズ地上部が比較的大きい本計算期間においては、群落下の土壌面は E_{gp} が生じる湿潤状態にあることが考えられる。そして、根圏下層から土壌表面へ水分供給できる大きさの K が妥当であると言える。一方で、圃場の K は、表層の土壌クラスト層形成など (Schwarz et al., 2010), 根圏土壌内で鉛直方向に異なることが考えられる。今回得られた透水係数は、根圏土層の平均的な K を表していると言える。

低い K で補填吸水を考慮しない計算は ($l = 0.5$, $\omega_c = 1$), $0 - 10\text{ cm}$ 深の θ を計算期間でよく再現したが、下層の $10 - 20$, $20 - 30\text{ cm}$ 深の θ については 8 月 3 日以降で過大評価した (Fig. 4 青実線, $RMSE_\theta = 0.028\text{ m}^3\text{ m}^{-3}$)。 β_{uni} に従い、可能吸水速度 S_p の分布は根圏全層で均一である (Fig. 6)。8 月 4 日には、土中水圧力 h は根圏全層で水ストレス応答関数 $\alpha(h)$ の閾値 h_3 ($= -1,700\text{ cm}$) を下回り、吸水速度 S は可能吸水速度 S_p から低下した (Fig. 6)。特に $z > -2\text{ cm}$ 土壌面近傍では $h < h_4$ ($= -15,000\text{ cm}$) であり、 $S = 0\text{ d}^{-1}$ となった。そのため蒸散速度 E_c は、8 月 4 日以降で可能蒸散速度 E_{cp} より小さい。補填吸水を考慮することで ($l = 0.5$, $\omega_c = 0$), 比較的湿潤な根圏下層で S が増加した。この時、根圏下端 ($z = -30\text{ cm}$) で最大の S を示し、特に土壌面から乾

燥が進行し上層の h が低下するに従い、極端に増加した (8 月 4 日は $S = 0.09\text{ d}^{-1}$, 8 月 6 日は $S = 0.21\text{ d}^{-1}$)。 S が増加することで、8 月 7 日まで E_{cp} で蒸散が進行した (Fig. 5 青点線)。ここで $\omega_c = 0$ (完全補填吸水) であっても 8 月 8 日以降に $E_c < E_{cp}$ となるのは、根圏全層の h が h_4 ($= -15,000\text{ cm}$) を下回る、もしくは近づくことで、 E_{cp} を満たす吸水可能な土壌水分が存在しないためである。根圏下層の S が増加することで、 10 cm 以深の θ の低下が大きくなり、観測値の再現性が向上した (Fig. 4 青点線, $RMSE_\theta = 0.018\text{ m}^3\text{ m}^{-3}$)。

一方で、補填吸水を考慮しない場合でも、高い K を用いることで ($l = -3$, $\omega_c = 1$), θ について同程度の観測値の再現性の向上が見られた (Fig. 4 橙実線, $RMSE_\theta = 0.016\text{ m}^3\text{ m}^{-3}$)。これは、根圏下層からも土壌面へ向かう水分フラックス J_w が生じ (Fig. 6), 土壌面蒸発として土壌水分量が消費されるためである (Fig. 5)。根圏が 30 cm と比較的浅く、根圏全域で水分移動が生じやすいことも一因と考えられる。ここから根圏が浅い場合、補填吸水と根圏土壌の透水係数は、 θ の変化に対しては、同じ影響を示すと言える。ただし、8 月 12 日までの積算蒸散量と積算蒸発量は、 $l = 0.5$, $\omega_c = 0$ の計算で 4.41 cm と 0.72 cm であるのに対し、 $l = -3$, $\omega_c = 1$ の計算で 3.22 cm と 1.82 cm であり (Fig. 5), 根圏土壌水分の消費に対する蒸発と蒸散の割合が異なる。前述の T の再現性から、この 2 条件では $l = -3$, $\omega_c = 1$ の方が妥当だと判断できる。蒸発と根の吸水にともなう蒸散を分けて、根圏土壌中の水分移動を詳細に評価する上で、土壌水分・熱移動モデルを用いて土壌水分量と地温データの解析を行うことが有効であると考えられる。

地温を再現した高い K を与え、補填吸水も考慮することで ($l = -3$, $\omega_c = 0$), E_g と E_c が増加し (Fig. 5 橙点線), 最もよく θ の観測値を再現した (Fig. 4 橙点線, $RMSE_\theta = 0.013\text{ m}^3\text{ m}^{-3}$)。根圏で均一な吸水強度分布 β_{uni} を与えた場合、 $RMSE_\theta$ は $\omega_c = 0.5$ の場合でも $\omega_c = 0$ と同程度に小さい値を示し (Fig. 7), θ 変化を予測する上で補填吸水の考慮の重要性が示された。

3.2 根密度分布に基づく吸水強度分布 β_{RD} を用いた計算結果

根重量分布の測定値に基づいた吸水強度分布 β_{RD} を用いた場合の計算結果を示す。前述 3.1 と同様に、間隙結合係数 l に 0.5 と -3 を与えた場合、および適応係数 ω_c に 1 と 0 を与えた場合の計算値を比較する。Fig. 8 は各深度の体積含水率 θ と地温 T の観測値と計算値の比較、Fig. 9 は蒸散速度 E_c と蒸発速度 E_g の積算値の計算結果である。可能蒸散速度 E_{cp} と可能蒸発速度 E_{gp} の積算値 (灰色線) は、 β_{uni} と同一である (Fig. 5)。Fig. 10 には、 $0 - 30\text{ cm}$ 深における土中水圧力 h の分布、吸水速度 S の分布、不飽和透水係数 K の分布、土中水分フラックス J_w の分布の計算値を示す。

低い K で補填吸水を考慮しない計算は ($l = 0.5$, $\omega_c =$

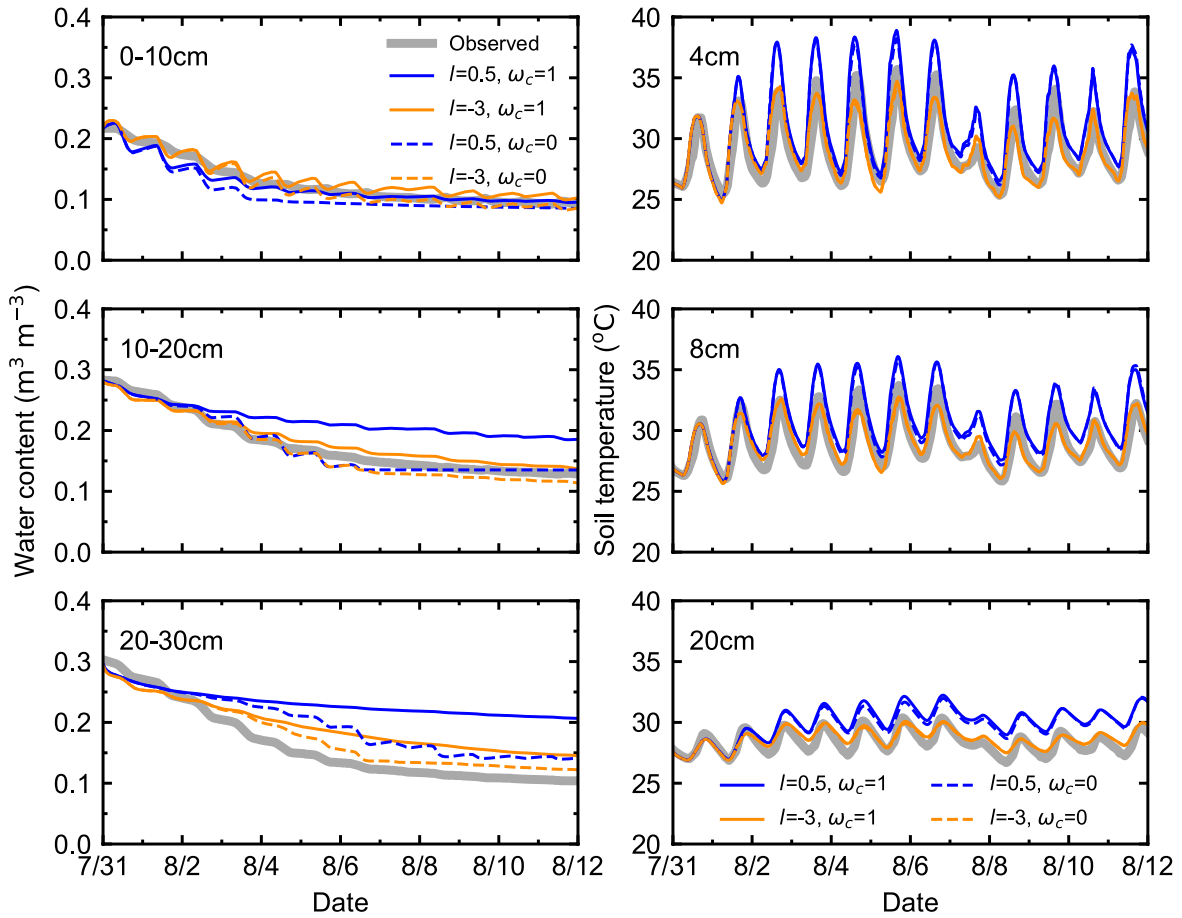


Fig. 8 根量分布に基づく吸水強度分布 β_{RD} を用いた場合の体積含水率（左列）と地温（右列）の計算結果。灰色線は観測値。

Simulated soil water contents (left column) and soil temperatures (right column) using the root density based water uptake distribution β_{RD} . Gray lines indicate observed data.

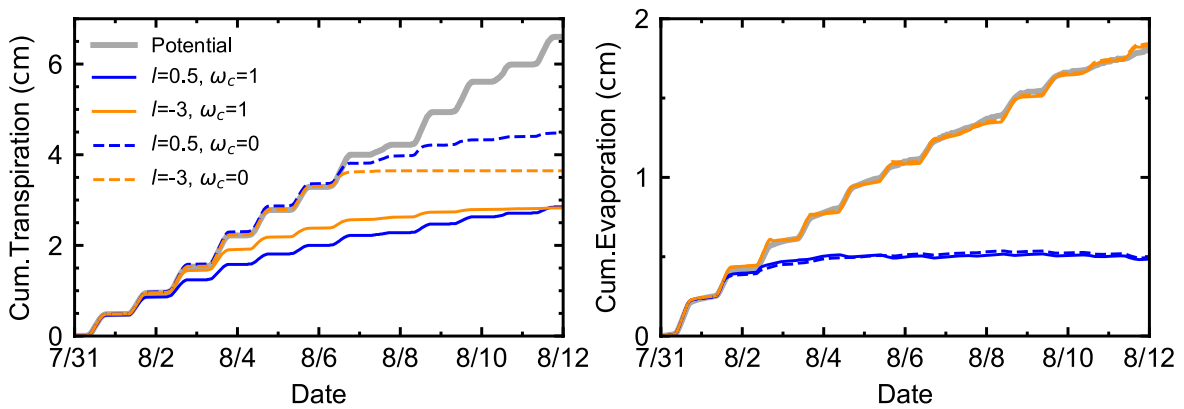


Fig. 9 根量分布に基づく吸水強度分布 β_{RD} を用いた場合の積算蒸散量（左）と積算蒸発量（右）の計算結果。灰色線は積算可能蒸散量と積算可能蒸発量。

Simulated cumulative transpiration amounts (left) and cumulative evaporation amounts (right) using the root density based water uptake distribution β_{RD} . Gray lines indicate the cumulative potential transpiration and the cumulative potential evaporation.

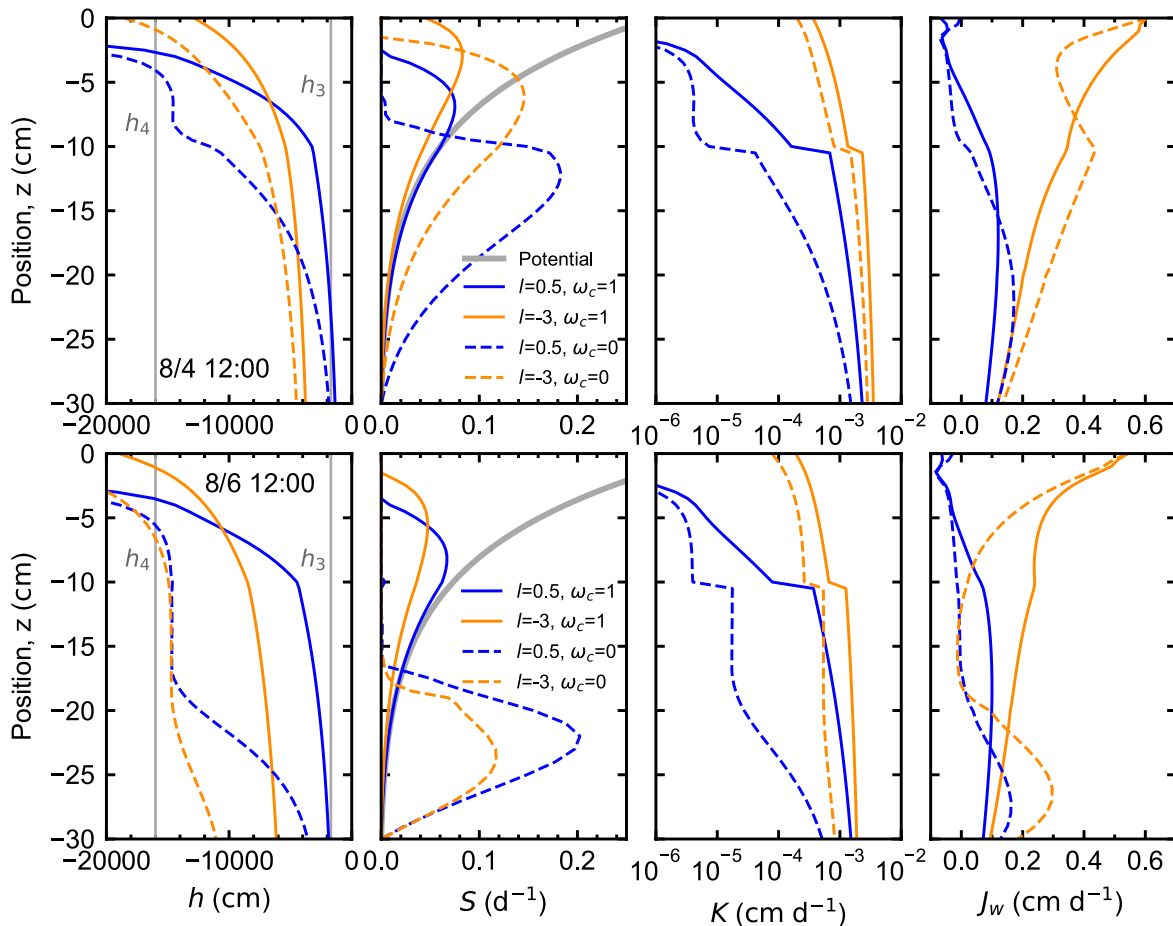


Fig. 10 根量分布に基づく吸水強度分布 β_{RD} を用いた場合の土中水圧力 h , 吸水速度 S , 不飽和透水係数 K , 水分フラックス J_w の深さ分布の計算結果. 上段は8月4日12時, 下段は8月6日12時を示す.
Simulated profiles of soil water pressure head h , root water uptake S , unsaturated hydraulic conductivity K , and soil water flux J_w for 8/4 12:00 (top) and 8/6 12:00 (bottom) using the root density based water uptake distribution β_{RD} .

1), 下層の10–20, 20–30 cm 深の θ を8月2日以降過大評価し (Fig. 8 青実線, $RMSE_{\theta} = 0.054 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$), 全層の T を8月1日以降過大評価した ($RMSE_T = 2.16 \text{ }^{\circ}\text{C}$). β_{RD} を用いた場合, 根の量が多い10 cm 深以上の表層で吸水し易い (Fig. 3). そのため, 土壌が十分に湿潤な条件下で生じる可能吸水速度 S_p は, 表層で極端に大きく, 根圏下層で小さい (Fig. 10 灰色線). 初期の吸水により, 土壌面近傍の乾燥が急激に進行するため, 吸水速度 S は8月4日に $z = -7 \text{ cm}$, 8/6に $z = -8 \text{ cm}$ 程度にピークを持つ山型の分布を示した (Fig. 10 青実線). 20–30 cm 深の θ の過大評価が β_{uni} より大きいのは, 下層の S が β_{uni} に比べ小さいためである. また, T の過大評価も8月1日以降に見られ, これは β_{uni} を用いた場合の8月2日より早い. 土壌面近傍の乾燥により (Fig. 10 青実線), 減率蒸発 ($E_g < E_{gp}$) が早く開始するためである (Fig. 9). $l = -3$ で高い K を与えることで, 根圏下層から上層へ供給される水分フラックス J_w が大きくなり, 土壌面近傍の極端な乾燥は防がれた (Fig. 10 橙線). そのため, E_g が可能蒸発速度と一致し, T の再現性は向上した (Fig. 8 橙線). $RMSE_T$ と l の関係も β_{uni} の場合とほぼ同じであり (Fig. 7), T の変化を予測する上では,

K に比べ $\beta(z)$ の影響は小さいことが示唆された.

補填吸水を考慮することで ($l = 0.5, \omega_c = 0$), S の分布のピークは $\omega_c = 1$ に比べ下方に位置し, 大きな値を示した (Fig. 10 青点線). 根圏下層の S が増加することで, 10 cm 以深の θ の低下が大きくなり, 観測値の再現性が向上した (Fig. 8 青点線, $RMSE_{\theta} = 0.026 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$). さらに地温を再現した高い K を与えることで ($l = -3, \omega_c = 0$), 最もよく θ の観測値を再現した (Fig. 8 橙点線, $RMSE_{\theta} = 0.014 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$). これは, β_{uni} を与えた場合 ($RMSE_{\theta} = 0.013 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$) とほぼ同じ結果である. β_{RD} と β_{uni} では S の分布に違いはあるものの, 補填吸水を考慮すること, T 変化を再現する K を与えることで, 同様な土壌水分変化を示した. ここから, $\beta(z)$ の θ や T の計算値への影響は, 補填吸水や K に比べて低いことが示された. また, $\omega_c = 0.5$ を用いた場合, $\omega_c = 0$ ほどの $RMSE_{\theta}$ の低下は見られず, β_{uni} とは傾向が異なった (Fig. 7). 本研究の計算対象圃場・期間では, β_{RD} と β_{uni} の両条件で $l = -3, \omega_c = 0$ で θ と T の観測値をよく再現した. ω_c は補填吸水によりどれだけ長い乾燥期間, 水ストレスを受けずに蒸散を続けられるか ($E_c = E_{cp}$) を決めるパラメータである (Jarvis, 2011). 適正な ω_c 決定に

は植生の種類や生育ステージの違いなど、植物生理学的視点の検討も必要であるが、ここで示した結果から、情報がない場合は $\omega_c = 0$ (完全補填吸水) を与えることが妥当であると考えられた。

根量分布の測定には多大な労力を要し、またそれが吸水を司る根の分布と必ずしも一致しない可能性がある (de Melo and de Jong van Lier, 2021)。以上を踏まえると、根圏で均一な $\beta(z)$ を与え、完全補填吸水 ($\omega_c = 0$) を考慮し、地温変化を再現する根圏の平均的な K を用いて数値計算を行うことが有効な方法の1つであると考えられる。一方で Albasha et al. (2015) は、120 cm 深もの根圏を持つデントコーンの吸水分布について検討し、均一な $\beta(z)$ を用いた場合では蒸散量や下方浸透量の推定精度が低下することを示している。均一な $\beta(z)$ を用いた土壌水分・熱移動解析は、30 cm 程度と根圏が比較的浅く、根圏下層から上層への水分移動が生じやすい場合にのみ有効である可能性もあり、今後も詳細な検討が必要である。

4. おわりに

群落熱収支モデルと HYDRUS-1D を連結した土壌水分量・地温予測プログラムを用いて、根の吸水を含むダイズ根圏土壌中の土壌水分・熱移動の数値解析を行った。乾燥過程を対象に、根圏土壌の不飽和透水係数 K 、補填吸水の有無、吸水強度分布 $\beta(z)$ の感度解析を行い、体積含水率と地温の現場観測値の再現性について評価した。 K については Mualem モデルの間隙結合係数 l を、補填吸水については根の適応係数 ω_c を変化させた計算を行った。 $\beta(z)$ については根圏で均一な分布 β_{uni} と、根量の測定値に基づく分布 β_{RD} の2通りで計算を行った。

地温に対しては、根の吸水の違いによる影響は小さく、土壌面の蒸発速度 E_g による潜熱消費 $L_w E_g$ の変化が大きく影響した。ダイズが比較的大きく繁茂している本研究の計算対象期間においては (被覆率 60 ~ 80 %)、可能蒸発速度 E_{gp} が維持される条件で地温の観測値をよく再現した。根圏土層の平均的な K としては、根圏下層から土壌面へ十分な水分供給ができる大きさが妥当であった。一方で、低土中水圧力領域で低い透水係数を与えた場合では、減率蒸発 ($E_g < E_{gp}$) となるため境界条件となる下向きの土中熱フラックスが大きくなり、地温の観測値を過大評価した。

補填吸水を考慮することで、湿潤な根圏下層での吸水速度 S が増加し、長期間で可能蒸散速度 E_{cp} が維持された。この時、 β_{uni} は最も湿潤な根圏下端で最大の S を示すのに対し、 β_{RD} はピークを持つ山型の形状を示した。 β_{uni} と β_{RD} では S の分布に違いはあるものの、 $\omega_c = 0$ (完全補填吸水) を与えることで、どちらの $\beta(z)$ を用いた場合でも体積含水率の観測値の再現性が向上した。また、地温を再現した K を与えて E_g を増加させることで、体積含水率の再現性はさらに向上した。

補填吸水を考慮して蒸散速度 E_c を増加させることと、低土中水圧力領域で高い不飽和透水係数を与えて蒸発速度 E_g を増加させることは、どちらも根圏土壌の水分消費量として土壌水分量変化に同じ影響を与える。蒸発と根の吸水にともなう蒸散を分けて、根圏土壌中の水分移動を詳細に評価する上で、土壌水分・熱移動モデルを用いた土壌水分量と地温データ解析の有効性が示された。また、吸水強度分布 $\beta(z)$ の体積含水率や地温の計算値への影響は、補填吸水や不飽和透水係数に比べて低いことが示された。そのため、30 cm 程度の浅い根圏を持つ畑地土壌を対象とする場合は、根圏で均一な $\beta(z)$ を与え、完全補填吸水 ($\omega_c = 0$) を考慮して数値計算を行うことが有効な方法の1つであると考えられる。

謝辞

本研究は JSPS 科研費 21K05827 の助成を受けたものです。また、モデルの構築に有益なご助言を頂いた農研機構の丸山篤志上級研究員、および栽培管理などでご尽力頂きました三重大学大学院生物資源学研究科の長菅輝義教授に心より感謝申し上げます。

引用文献

- Albasha, R., Mailhol, J.C. and Cheviron, B. (2015): Compensatory uptake functions in empirical macroscopic root water uptake models — Experimental and numerical analysis. *Agric. Water Manage.*, 155: 22–39.
- Chung, S.O. and Horton, R. (1987): Soil heat and water flow with a partial surface mulch. *Water Resour. Res.*, 23: 2175–2186.
- de Melo, M.L.A. and de Jong van Lier, Q. (2021): Revisiting the Feddes reduction function for modeling root water uptake and crop transpiration. *J. Hydrol.*, 603: 126952.
- Durner, W. (1994): Hydraulic conductivity estimation for soils with heterogeneous pore structure. *Water Resour. Res.*, 30: 211–223.
- Feddes, R.A., Bresler, E. and Neuman, S.P. (1974): Field test of a modified numerical model for water uptake by root systems. *Water Resour. Res.*, 10: 1199–1206.
- Hupet, F., Lambot, S., Feddes, R.A., Van Dam, J.C. and Vanclooster, M. (2003): Estimation of root water uptake parameters by inverse modeling with soil water content data. *Water Resour. Res.*, 39, doi:10.1029/2003WR002046.
- Iden, S.C., Diamantopoulos, E. and Durner, W. (2021): Capillary, film, and vapor flow in transient bare soil evaporation (2): experimental identification of hydraulic conductivity in the medium to dry moisture range. *Water Resour. Res.*, 57, e2020WR028514.
- Jarvis, N.J. (1989): A simple empirical model of root water uptake. *J. Hydrol.*, 107: 57–72.
- Jarvis, N. J. (2011): Simple physics-based models of compen-

- satory plant water uptake: Concepts and eco-hydrological consequences. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 15: 3431–3446.
- 亀山幸司, 岩田幸良, 宮本輝仁, 佐々木康一 (2018): HYDRUS-1D を用いた砂丘未熟土畑における灌水操作方法の検討. *土壌の物理性*, 139: 3–12.
- 今野智寛, 高橋智紀, 中野恵子, 新良力也, 大橋優二, 工藤忠之, 谷川法聖, 森谷真紀子, 南雲芳文, 青木政晴, 上原敬義, 岡本 潔, 向井吉崇, 中村憲治, 大島正稔, 加藤知美, 森崎耕平, 久野智香子, 田畑茂樹, 川原田直也, 水谷嘉之, 藤井清孝, 蓮川博之, 新谷浩樹, 大塩哲視, 山崎大貴, 伊藤淳次, 道上伸宏, 三原美雪, 藤本順子, 仲谷敦志, 樋口俊輔, 竹下美保子, 持永 亮 (2020): FAO56 モデルを用いた土壌の乾湿指標によるダイズ乾湿害の実態解析. *日本作物学会紀事*, 89: 337–345.
- 熊谷悦史, 高橋智紀, 中野聡史, 松尾直樹 (2018): 農研機構東北農業研究センターの過去 33 年間の生産力検定試験におけるダイズ収量と土壌乾燥との関係 — 農研機構メッシュ農業気象データと FAO56 モデルによる解析 —. *日本作物学会紀事*, 87: 233–241.
- Markewitz, D., Devine, S., Davidson, E.A., Brando, P. and Nepstad, D.C. (2010): Soil moisture depletion under simulated drought in the Amazon: Impacts on deep root uptake. *New Phytologist*, 187: 592–607.
- Maruyama, A. and Kuwagata, T. (2010): Coupling land surface and crop growth models to estimate the effects of changes in the growing season on energy balance and water use of rice paddies. *Agric. Forest Meteorol.*, 150: 919–930.
- 宮本輝仁, 岩田幸良, 亀山幸司 (2017): HYDRUS を用いた湿潤地域におけるマルチ栽培下の土壌水分動態解明. *土壌の物理性*, 136: 3–14.
- Mualem, Y. (1976): A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media. *Water Resour. Res.*, 12: 513–522.
- 中村公人, 取出伸夫 (2007): 形態変化を 1 次応式により考慮した土中の窒素移動モデル. *土壌の物理性*, 105: 83–97.
- 中村公人, 大串祥子, 池浦康広, 田中宣多 (2016): 畑地用水計画のための HYDRUS-1D を用いた土壌水分移動解析における土壌水分特性パラメータの推定例. *土壌の物理性*, 134: 25–40.
- 新田見浩由, 佐藤朋和, 松波寿典, 伊藤亮一, 池田 武 (2013): 開花期の水ストレスが異なる伸育型ダイズの収量および収量構成要素に及ぼす影響. *日本作物学会紀事*, 82: 141–149.
- Priesack, E. and Durner, W. (2006): Closed-form expression for the multi-modal unsaturated hydraulic conductivity function. *Vadose Zone J.*, 5: 121–124.
- Saeki, Y., Minami, M., Yamamoto, A. and Akao, S. (2008): Estimation of the bacterial community diversity of soybean-nodulating bradyrhizobia isolated from Rj-genotype soybeans. *Soil Sci. Plant Nutr.*, 54(5): 718–724.
- 齋藤邦行, タリクマハムド, 黒田俊郎 (1999): 土壌水分の欠乏がダイズの開花結実に及ぼす影響 — エンレイと東山 69 号の比較 —. *日本作物学会紀事*, 68(4): 537–544.
- 齋藤広隆, Šimůnek, J., 取出伸夫 (2007): 裸地土壌の水分・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 —. *土壌の物理性*, 107: 79–96.
- 坂井 勝, 取出伸夫 (2007): 砂質土と団粒土に対する水分移動特性関数の検討. *土壌の物理性*, 107: 63–77.
- 坂井 勝, 高橋由奈, 丸山篤志 (2020): 群落熱収支モデルと HYDRUS-1D の連結プログラムを用いた畑地の土壌水分量・地温予測モデルの構築 — ダイズ栽培圃場における蒸発・蒸散の配分割合の検討 —. *土壌の物理性*, 146: 3–16.
- Sakai, M., Toride, N. and Šimůnek, J. (2009): Water and vapor movement with condensation and evaporation in a sandy column. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 73: 707–717.
- Schelle, H., Iden, S.C., Fank, J. and Durner, W. (2012): Inverse estimation of soil hydraulic and root distribution parameters from lysimeter data. *Vadose Zone J.*, 11: doi:10.2136/vzj2011.0169.
- Schindler, U., Durner, W., von Unold, G. and Müller, L. (2010): Evaporation method for measuring unsaturated hydraulic properties of soils: Extending the measurement range. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 74: 1071–1083.
- Schwartz, R.C., Baumhardt, R.L. and Evett, S.R. (2010): Tillage effects on soil water redistribution and bare soil evaporation throughout a season. *Soil Till. Res.*, 110: 2221–229.
- Šimůnek, J. and Hopmans, J.W. (2009): Modeling compensated root water and nutrient uptake. *Ecol. Modelling*, 220: 505–521.
- Šimůnek, J., Šejna, M., Saito, H., Sakai, M. and van Genuchten, M.Th. (2013): The Hydrus-1D software package for simulating the movement of water, heat, and multiple solutes in variably saturated media, version 4.17, HYDRUS software series 3, p. 342. Department of Environmental Sciences, University of California Riverside, Riverside, CA.
- Šimůnek, J., Wendroth, O. and van Genuchten, M.T. (1998): Parameter estimation analysis of the evaporation method for determining soil hydraulic properties. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 62: 894–905.
- Vrugt, J.A., Hopmans, J.W., and Šimůnek, J. (2001): Calibration of a two-dimensional root water uptake model. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 65: 1027–1037.

要 旨

畑地の土壌水分・熱移動の予測には、根の吸水特性や根圏土壌の不飽和透水係数 K の把握が必要である。本研究では蒸発散による乾燥過程にあるダイズ根圏土壌を対象に、群落熱収支モデルと HYDRUS-1D を連結した土壌水分量・地温予測プログラムを用いて、 K 、補填吸水、吸水強度分布 $\beta(z)$ の感度解析を行い、体積含水率と地温の観測値の再現性について評価した。 K は地温変化に大きな影響を与え、植生が大きく繁茂している期間では、可能蒸発速度を維持する大きさの K が、観測値をよく再現した。補填吸水を考慮することで、根圏下層の吸水速度が増加し、体積含水率の観測値を再現した。一方で、吸水強度分布 $\beta(z)$ の体積含水率や地温の計算値への影響は補填吸水や K に比べて低く、数値計算を行う上で均一な $\beta(z)$ を与え完全補填吸水 ($\omega_c = 0$) を考慮することが、有効な方法であると考えられた。

キーワード：HYDRUS-1D, 土壌水分・熱移動, 補填吸水, 吸水強度分布, 不飽和透水係数