J. Jpn. Soc. Soil Phys.
土壌の物理性
No. 134, p.25 ～ 40 (2016)

畑地灌漑特集
論　文
Original Paper

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

中村公人 [1]・大串祥子 [2]・池浦康広 [3]・田中宣多 [1]

A case study on estimating soil hydraulic parameters based on the soil water flow simulation using HYDRUS-1D for upland irrigation planning

Kimihito NAKAMURA[1], Shoko OGUSHI[2], Yasuhiro IKEURA[3] and Yoshikazu TANAKA[1]

Abstract: It is essential to properly determine soil hydraulic properties (soil water retention curve and unsaturated hydraulic conductivity) to adequately predict soil water movement in a field when the daily water consumption for upland irrigation planning is determined based on the flow simulation. The soil hydraulic parameters for three layers from the surface were inversely determined based on the observed soil water contents at several depths in a bare field as an objective function. In order to obtain appropriate soil hydraulic parameters reproducing the observed soil contents, it was necessary to give an appropriate bottom boundary condition, to use laboratory-determined water retention parameter values and saturated hydraulic conductivity as initial values for the inverse solution, to estimate at least the saturated hydraulic conductivity, but not to include the retention parameters and the saturated hydraulic conductivity in an objective function to give greater flexibility in the optimization, and to estimate parameters for the three layers at the same time. The daily water consumptions for the grape tomato cultivation condition were evaluated according to the moisture depletion method for simulated water content profiles using the estimated soil hydraulic parameters. The simulated daily consumptions were mostly approximately 2 mm d^{-1} greater than the consumption values based on the measured soil water content profiles. However, simulated and measured values agreed well within 1 mm d^{-1} differences for some periods.

Key Words : soil hydraulic property, inverse solution, daily water consumption, grape tomato, volumetric water content

1. はじめに

畑地灌漑における用水計画を立案するために使用される土地改良事業計画設計基準　計画「農業用水（畑）」の基準書および技術書（農林水産省構造改善局, 1997）では，計画日消費水量の決定手法として，土壌水分減少法，ライシメータ法，チェンバー法等の実測法とペンマン法等の気象データからの推定法が提示されている．一般的には現地圃場における経時的な土壌水分量の観測から土壌水分減少法によって求められる値が実際の値に近いものとして利用されている．

一方，土壌中の水分移動解析手法がこれまでに大きく進展してきており，非定常土壌水分移動の支配方程式である Richards 式を数値解析によって解くことが容易になってきた．また，HYDRUS-1D（Šimůnek et al., 2013）や HYDRUS 2D/3D（Šimůnek et al., 2012）といった汎用型のソフトウェアが開発されたことによって，プログラミングから解放され，現場担当者が比較的容易に利用できるものとなっていることから，土壌水分移動解析によって用水諸元を求めることが農林水産省において検討され始めた．

また，計画「農業用水（畑）」では，これまで土壌水分測定手法として，採土法，テンシオメータ法，電気抵抗法が具体的に記載され，その他の方法として誘電式水分計，中性子型水分計，熱伝導率式水分計の測定方法名が示されて，現場の実情に適応したものを試験研究機関等の協力を得て選定する旨が記されていた．しかし，様々な方式による誘電率測定を介した体積含水率の推定技術が開発され，多種多様な土壌水分センサーが市販されるようになったことから，2016 年に改定された技術書では，土壌水分測定法として，「誘電率水分計法」の詳細が追加されることになった．誘電率水分計には，TDR（time domain reflectometry），FDR（frequency domain reflectometry），

[1]Graduate School of Agriculture, Kyoto University, Kitashirakawa Oiwake-cho, Sakyo-ku, Kyoto, 606-8502, Japan. Corresponding author: 中村公人，京都大学農学研究科.
[2]Kinki Regional Agricultural Administration Office, Ministry of Agriculture, Forestry and Fisheries, Chojiburo-cho, Kamigyo-ku, Kyoto, 602-8504, Japan.
[3]Former Kinki Regional Agricultural Administration Office, Ministry of Agriculture, Forestry and Fisheries, Chojiburo-cho, Kamigyo-ku, Kyoto, 602-8504, Japan.
2016 年 9 月 19 日受稿　2016 年 11 月 27 日受理

ADR（amplitude domain reflectometry），TDT（time domain transmissiometry），キャパシタンス（静電容量）法といった方式がある．この改定によって，今後，畑地用水計画策定に当たっては，テンシオメータではなく，これらの方式による誘電率水分計を用いた土壌水分観測が行われる場面が増えることが予想される．

こうした背景から，圧力水頭だけではなく体積含水率を精度良く計算する土壌水分移動解析が重要となると考えられる．土壌水分移動解析においては，その入力データとして土壌水分特性曲線（体積含水率と圧力水頭の関係式）と不飽和透水係数と圧力水頭の関係式を規定するパラメータ（以下，土壌水分特性パラメータ）を決定しなければならない．土壌水分特性曲線と飽和透水係数は室内試験から求められるが，100 cm^3 円筒形容器によって採土した試料から得られる値が現地圃場を必ずしも代表しているわけではなく，室内試験に基づいた入力パラメータによって直ちに精度良く現地圃場での体積含水率変化を再現できることは稀である．たとえば，Nakamura et al.（2004）はカラム実験においてでさえ 100 cm^3 円筒形容器によって得られたパラメータをそのまま使用できないことを示している．これは現場土壌の不均質性に加えて，土壌水分特性の室内試験が必ずしも現地土壌の状況（土壌構造，封入空気量など）を再現しきれていないことによる．したがって，現地圃場での土壌水分量を再現するような土壌水分特性パラメータを逆解析によって推定することが実用上不可欠になると考えられる．

逆解析では，どのパラメータを推定するか，目的関数（計算値と測定値の誤差）としてどの測定値を用いるか，最適化の際のパラメータの初期値をどのように設定するか，という大きな 3 つの問題がある．とくに，現場において成層化していたり，現地圃場での測定点が複数であったりする場合が多いが，考えられる場合の数を全て検討することは困難である．Rassam et al.（2004）は，逆解析における留意事項として，①推定するパラメータをできる限り減らす，②異なるタイプの逆解析データ（目的関数に使用する測定値）を用いる，③異なる初期値を試みる，④逆解析データが空間的，時間的に一様に分布しているか確認する，⑤解の非一意性に注意して，パラメータ間の相関が高い場合はどちらか一方のパラメータを推定から除く，⑥結果が物理的に現実的か確認する，⑦妥当性の検証（validation）を行うなど多くの点を挙げており，問題は複雑で解析者自身の主観的な判断が非常に重要になると述べている．また，坂井・取出（2007）は蒸発法における土壌水分特性パラメータ推定のための最適条件を検討し，パラメータ間の線形性を示すとともに，圧力水頭の変化の大きい観測地点の測定値を逆解析データに利用すること，複数の観測地点のデータを加えることなど有用な情報を提供している．

ここでは，これらの留意事項に配慮しながら，現場技術者が畑地圃場での用水諸元を求めることを前提として行う土壌水分移動解析において，下端境界条件の設定の仕方，推定すべき土壌水分特性パラメータの種類，目的関数の設定の仕方を中心に検討し，どのように逆解析によるパラメータ推定を行うとよいのかについて知見を提供することを目的とする．

2. 調査方法

2.1 調査圃場と栽培状況

兵庫県の東南部加古川左岸に位置する東播地区内のミニトマト栽培圃場において土壌水分観測を行った．高さ約 15 cm，幅約 90 cm の畝立てがなされていた．2014 年 4 月 17 日に苗が定植され，翌日の 4 月 18 日から 8 月 29 日までを観測期間とした．収穫は 6 月 17 日，7 月 4 日，7 月 30 日に行われた．測定終了時の根域は最大 63 cm であり，畦天端 ～ 深さ 23 cm，深さ 23 ～ 32 cm，深さ 32 cm 以深に分けたとき，断面内の根の長さから判断してそれぞれ約 90，5，5 % の根量であった．また，期間内に 6 回，1 回当たり 5.0 ～ 45 mm のチューブ灌漑（初めの 2 回は如雨露による灌水）が行われた．1 回の灌水時間は 5 分 ～ 2 時間であった．

2.2 土壌水分量測定と気象観測

畦中央部の深さ 5，15，25，35，50，70 cm に電圧出力式テンシオメータ（大起理化製 DIK-3160）と TDR 土壌水分センサー（Campbell Scientific 社製 CS-616）を設置した．深さ 5 cm 用（L 型）を除いて，テンシオメータはオーガーを用いて開けた穴に挿入した．本調査で用いた TDR は長さ 30 cm の 2 線式プローブを有する．TDR は深さ 75 cm 程度の穴を掘って作成した鉛直断面から水平方向に未攪乱部に差し込み，締固め程度に留意しながら穴を埋め戻した．両センサーともにデータロガー（Campbell Scientific 社製 CR1000）に接続して 30 分間隔のデータを得た．

また，土壌水分測定地点の近傍に気象観測装置（HOBO Weather Station, Onset computer corporation）を設置して，気温，湿度，風向，風速，全天日射量を同時間間隔で測定した．純放射量の計算には Chang（1970）の式を用い，土地改良事業計画設計基準　計画「農業用水（畑）」の技術書（農林水産省構造改善局, 1997）に記載されているペンマン式によって蒸発散位を計算した．

なお，8 月 30 日 ～ 9 月 23 日の期間，ミニトマト収穫後の裸地状態での土壌水分量測定と気象観測を引き続き行い，作物による吸水のない状態でのデータを得た．

TDR の室内キャリブレーションを内径 10 cm，高さ 35 cm の塩ビパイプを用いて行った．上・中・下層に対して，異なる 5 あるいは 6 段階の水分量に調整して，セ

Table 1　土壌の物理性.
Soil physical properties.

	Bulk densitiy g cm^{-3}	Soil particle density g cm^{-3}	Porosity –	Saturated hydraulic conductivity cm d^{-1}	Clay content %	Silt content %	Sand content %	Soil texture
Upper layer	1.12	2.62	0.573	7.52×10^{3}	12.8	11.1	76.1	SL
Middle layer	1.38	2.64	0.479	6.97×10^{2}	12.3	10.3	77.4	SL
Lower layer	1.29	2.68	0.519	1.27×10^{2}	28.7	26.1	45.2	LiC

ンサーが出力する読み値と実際の体積含水率の校正式（2 次式）を導出した.

2.3 土壌の物理性

土壌断面の観察と測定された体積含水率と圧力水頭の関係から土層は 3 層に分けられると判断した．上層（地表面 ～ 深さ 13 cm），中層（～ 深さ 30 cm），下層（深さ 30 cm 以深）の土壌の物理性を Table 1 に示す．土性は国際法によると上・中層は砂壌土，下層は軽埴土に分類された．また，土壌水分特性曲線（砂柱法，吸引法，遠心法）を Fig. 1 中のマーカーに示す．ただし便宜上，吸引圧 0.01 cm の体積含水率に対しては間隙率の値をプロットしている.

3. 解析方法

土壌中の水分量変化の計算および土壌水分特性パラメータの推定を HYDRUS-1D ver. 4.16.0110（Šimůnek et al., 2013）を用いて行った（以下 HYDRUS とよぶ）．畝があるものの幅が約 90 cm と比較的大きく，鉛直流れが横方向の流れより卓越するであろうこと，土壌水分量観測を鉛直方向に行ったことを考慮して鉛直 1 次元解析を行った.

3.1 土壌中の水分移動支配方程式

土壌中の水分移動支配方程式は Richards 式に作物の根による吸水項を加えたものである.

$$\frac{\partial\theta}{\partial t}=\frac{\partial}{\partial z}\left[K\left(\frac{\partial h}{\partial z}+1\right)\right]-S \tag{1}$$

ここで，θ は体積含水率（cm^3 cm^{-3}），h は圧力水頭（cm），K は不飽和透水係数（cm d^{-1}），t は時間（d），z は鉛直座標（cm），S は吸水項（d^{-1}）である.

体積含水率 θ と圧力水頭 h の関係が土壌水分特性曲線であり，ここでは式（2）に示した van Genuchten 式（以下，VG 式とよぶ）で定式化した.

$$\theta(h)=\theta_{\mathrm{r}}+\frac{\theta_{\mathrm{s}}-\theta_{\mathrm{r}}}{\left[1+|\alpha h|^{n}\right]^{m}} \tag{2}$$

ここで，θ_{r} は残留体積含水率（乾燥側において低下していくときの体積含水率の漸近値），θ_{s} は飽和体積含水率（間隙率），α，n，m はパラメータで $m=1-1/n$ である.

また，不飽和透水係数 K は圧力水頭 h の関数であり，これも VG 式で表されるとした.

$$K(h)=K_{\mathrm{s}}S_{\mathrm{e}}^{\,l}\left[1-\left(1-S_{\mathrm{e}}^{\,1/m}\right)^{m}\right]^{2} \tag{3}$$

ここで，K_{s} は飽和透水係数（cm d^{-1}），S_{e} は有効飽和度であり式（4）で定義される．l は間隙結合係数とよばれるパラメータで 0.5 が推奨される（Mualem, 1976）が，土壌水分特性曲線とは独立して不飽和透水係数の関数の形状を変えることができるものである（Rassam et al., 2004）．m は式（2）での m と一致する.

$$S_{\mathrm{e}}=\frac{\theta-\theta_{\mathrm{r}}}{\theta_{\mathrm{s}}-\theta_{\mathrm{r}}} \tag{4}$$

なお，計算においては空気侵入値を −2 cm とするオプション を選択した．これにより圧力水頭が −2 cm 以上では飽和状態となって飽和透水係数が与えられ，飽和に

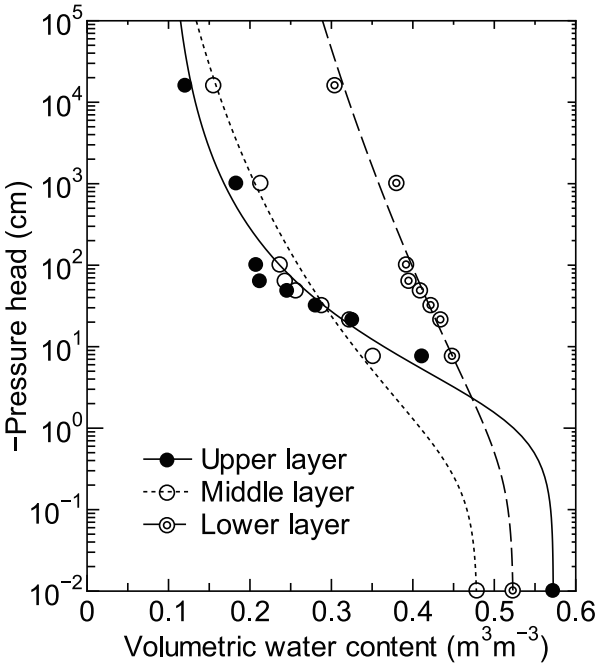


Fig. 1　土壌水分特性曲線の実測値（吸引圧 0.01 cm の値は間隙率）と VG 式.
Soil water retention curves observed and interpolated by VG equation (The values at 0.01 cm of suction are porosities).

近い領域において透水係数が非常に高い非線形性を示す土壌に対して安定した計算が可能となる（Rassam et al., 2004）．これを選択しない場合，大きな降雨や灌水があるときに計算が収束しない現象が生じたが，このオプションの選択によって，この問題が改善した．

3.2 作物による吸水項と蒸発散位の設定

吸水項 S は，Feddes et al.（1974）によってモデル化されるとした．

$$S(h,z) = \alpha(h)\, b(z)\, T_{\mathrm{p}} \tag{5}$$

ここで，$\alpha(h)$ は圧力水頭に依存する水分ストレス応答関数であり，今回は線形型モデルを用いた．飽和に近い場合（$0 \sim h_1$）と h_4（永久しおれ点）以下は吸水できない（一定値 0 が与えられる）とし，圧力水頭が h_1 と h_4 の間の $h_2 \sim h_3$ の領域では吸水が制限されることはない（一定値 1 が与えられる）としている．$h_1 \sim h_2$，$h_3 \sim h_4$ の間を線形に補間している．吸水に関するパラメータは，HYDRUS に組み込まれているトマトのデフォルト値を用いた．b は正規化された吸水分布（cm^{-1}）（根群域の領域での積分値が 1 となる）を表す．吸水分布は 2.1 節に示した根量の割合に応じて設定した．T_{p} は蒸散位（可能蒸散速度）（$\mathrm{cm\ d}^{-1}$）である．

HYDRUS では蒸発位（可能蒸発速度）と蒸散位を別々に与える必要があるために，蒸発散位に対する蒸散位の比を 0.8 で与えた．これは，農林水産省構造改善局（1997）が普通畑の生育期での一般値として示している値である．播種 · 定植期と完熟期又は収穫期では 0.2 となるとあるが，ここでは作物の生育具合から判断して一律 0.8 とした．さらに，30 分間隔で得られた土壌水分量のデータをできるだけ生かすために，日蒸発位と日蒸散位は 6:00 ～ 18:00 の間に sin カーブ状に変化するとして配分し，30 分間隔の値で与えた．夜間に蒸発散は生じないとした．

3.3 境界条件と初期条件

計算対象領域は畝天端から深さ 2 m までとし，地表面から深さ 2 m までに 1 cm 間隔の節点を設けた．地表面は，裸地状態およびミニトマト栽培条件下での計算において，大気境界条件（降雨，灌水，蒸発散を考慮）とした．なお，地表面から浸透されない水は表面流出するものとした．降雨量（灌水量を含む），蒸発位，蒸散位は 30 分単位の値で与えた．なお，許容最小圧力水頭値（Rassam et al., 2004）を -1×10^5 cm とした．

下端境界条件は 2 つのケースを検討した．調査圃場では降雨に伴って地下水位が変化する（5.1.2 項に後述）が，下端境界に関する情報は極めて少ない．ここでは，1 つ目のケースとして，地下水位が比較的低い場合によく使われる自由排水条件（後掲の Case 番号に f を付した）を検討した．また，もう 1 つは深さ 2 m に地下水位が常にあるとした定水頭条件（後掲の Case 番号に p を付した）である．

初期条件は，裸地状態の計算では 8 月 30 日の体積含水率（下端自由排水条件の場合）あるいは圧力水頭（下端定水頭条件の場合）の測定値の線形補間値を与えた．また，ミニトマト栽培期間の計算では，後述するように結果的に下端定水頭条件の計算を行ったため，4 月 18 日の圧力水頭の測定値の線形補間値を与えた．深さ 5 cm 以浅および深さ 70 cm 以深の値はそれぞれ深さ 5 cm，深さ 70 cm の測定値と同じとした．下端定水頭条件では，下端の圧力水頭をゼロとした．

4. 土壌水分特性パラメータの推定

入力データとして必要な土壌水分特性パラメータは，式 (2)，(3) の θ_{r}, θ_{s}, α, n, K_{s}, l である．これらを逆解析によって推定する際に，ミニトマト栽培期間での測定値を用いると，吸水に関するパラメータの影響が推定結果に影響することが予想される．したがって，裸地状態での測定値が計算値と適合するようにパラメータの推定を行った．計算期間は 8 月 30 日 ～ 9 月 23 日（25 日間）である．HYDRUS に採用されているパラメータの最適化手法は非線形最小 2 乗法に基づく Levenberg-Marquardt 法（Marquardt, 1963）である．推定パラメータの上 · 下限値に関しては，結果としてどちらか一方の値になることがあるために，これらを設けなかった．

目的関数および計算結果の誤差評価に使用される測定値は，基本的に，計算期間の 6:00 の時点の各深さの体積含水率とした．ただし，変化が大きい観測地点の測定値を逆解析データに多く利用した方がよいと考え（坂井 · 取出, 2007），9 月 5 日と 6 日（計算開始から 6，7 日目）での日降雨量がそれぞれ 7.8，11.4 mm のイベント時の測定値は 30 分間隔の値を用いた．さらに，深さ 5 cm の体積含水率の増減が大きかった 9 月 6 日 ～ 7 日（7 ～ 8 日目）と体積含水率の低減後である 9 月 14 日（15 日目）以降の深さ 5，15，25，35 cm の測定値に対しては，それ以外の測定値よりも 2 倍の重み係数（Rassam et al., 2004）を与えた．低減後の値の重み係数を大きくしたのは，この操作がない場合に低減後の計算値がなかなか測定値と適合しなかったためである．また，日消費水量の算定には乾燥過程が重要であることを考慮して，目的関数には乾燥過程のみの測定値（全層で計 1,566 個）を用

いた．なお，今回は測定した土壌水分量を再現する土壌水分特性の推定が目的であり，土壌水分特性曲線と飽和透水係数の実測値は逆解析の初期値に用いて目的関数には含めなかった．これにより逆解析の自由度は高まるが，得られた土壌水分特性の妥当性の検討は必要になる．

パラメータの推定方法に関する知見を得るために，以下の 2 つの検討を行った．なお，パラメータの推定においては，推定パラメータの初期値を変化させることで，より小さい目的関数の値が得られる可能性があるが，ここでは，推定者が初期値の設定に悩むことがないような与え方で検討した．

4.1 推定方法の検討（1）

土壌水分特性パラメータ θ_r，θ_s，α，n，K_s，l の内，どのパラメータを推定するとよいのかを検討するために，様々な組合せでの推定を行った．推定パラメータの組合せは Table 2 に一覧で示している．このとき，たとえば α を推定する場合，上・中・下層全ての α を推定対象とした．ただし，全層の 6 つのパラメータを同時に推定することは HYDRUS では不可能であった（許容最大推定パラメータ数が 15 であるため）．また，下端自由排水条件下での推定パラメータの選択の中で，n のみの場合（Case f4）は推定の計算過程において収束しない結果となった．

逆解析のためのパラメータの初期値は土壌水分特性曲線の室内試験結果を VG 式でフィッティングしたときのパラメータと実測飽和透水係数値とした．土壌水分特性曲線のフィッティングには，RETC ver.6.02（van Genuchten et al., 1991）を用いた．このときの推定パラメータは θ_r，α，n とし，θ_s には実測の間隙率の値を与え，乾燥側の再現性を確保するために，遠心法の測定値（-10^3，$-10^{4.2}$ cm）の重み係数を他の 3 倍とした．得られた VG 式を Fig. 1 中の線，パラメータを Table 2 の最上段（Case f0，p0）に示す．また，このときの間隙結合係数 l は Mualem（1976）が推奨した 0.5 とした．さらに，室内試験に基づく VG 式のパラメータの内，下層の θ_r は 0 となり，これを初期値として推定することができないため，下層の θ_r を推定する際の初期値は 0.0001 とした．下層の θ_r が 0 となることは，θ_r が物理的に残留体積含水率であることから不自然と捉えることができるが，土壌水分特性曲線の室内試験結果を適合した結果得られた値であり，これが再現されていることが重要であるためこのまま使用した．

また，深さ方向全体にわたって体積含水率の測定値の再現性を向上させるために，目的関数には全ての測定地点の値を用いた．

4.2 推定方法の検討（2）

上・中・下層のパラメータ推定を同時に行わないパターンとして，上層（深さ 5 cm）の体積含水率のみを目的関数に使用して上層のパラメータを推定し（このときの初期値は上記の室内試験値に基づく値とした），次に，上層については上層の推定パラメータを初期値とし，中層については中層の室内試験値に基づく値を初期値として，目的関数に使用する測定値を上・中層（深さ 5，15，25 cm）として上・中層のパラメータを推定した．さらに，同様に，上・中層については推定された上・中層のパラメータを初期値，下層については室内試験値に基づく値を初期値とし，全ての深さの測定値を目的関数に用いて，全層のパラメータを推定するという手順について検討した．以上のケースを 2 つの下端境界条件に対して行い，Case f20，p20 とした．

さらに，同様に上層から順に推定パラメータを増やしていくことには変わりはないが，推定の際に常に上・中・下層全ての測定値を目的関数に用いた場合についても検討した．これを Case f21，p21 とした．

これら Case f20，p20，f21，p21 での推定パラメータは，後述する推定方法の検討（1）の結果を参考に，いずれの推定段階においても θ_r，θ_s，α，n，K_s を同時に推定するものとした．また，目的関数に用いられる測定値の間隔や重みは前節と同様とした．

5. 結果と考察

5.1 下端自由排水条件の場合

5.1.1 土壌水分特性パラメータの推定結果（1）

下端を自由排水条件とした場合の室内試験値に基づいたパラメータ（Case f0）を用いて得られた裸地状態の体積含水率変化の計算値と測定値の比較を Fig. 2（a）中の細実線と太実線にそれぞれ示す．測定値の経時変化から，降雨による体積含水率の上昇と低下の傾向は深さ 5 ～ 35 cm で見られ，深さ 50，70 cm では降雨の影響はなく徐々に低下していた．また，深さ 5 ～ 35 cm では体積含水率の日変化が確認されたが，昼間に上昇しており，TDR センサーの温度依存性（マニュアル（Campbell Scientific, Inc., 2016）によると，体積含水率 30 % のとき $+0.3$ % $°C^{-1}$ の温度依存性がある）によるものと考えられる．Case f0 の計算値と測定値を比較すると，深さ 5

Table 2（a） 下端自由排水条件での土壌水分特性パラメータの推定結果.
Results of estimating soil hydraulic properties parameters under the free drainage boundary condition.

Case No.	Estimated parameters	Layer	θ_r	θ_s	α	n	K_s	l	Estimated error	
f0	Measurement based	Upper	0.095	0.573	0.691	1.287	7517.1	0.5	ME*	2.87E−03
		Middle	0.029	0.479	3.639	1.114	697.0	0.5	MAE**	8.84E−03
		Lower	0.000	0.523	3.485	1.047	127.4	0.5	RMSE***	1.20E−02
f1	θ_r	Upper	0.073	0.573	0.691	1.287	7517.1	0.5	ME	2.09E−03
		Middle	0.006	0.479	3.639	1.114	697.0	0.5	MAE	7.87E−03
		Lower	0.124	0.523	3.485	1.047	127.4	0.5	RMSE	1.01E−02
f2	θ_s	Upper	0.095	0.530	0.691	1.287	7517.1	0.5	ME	1.43E−03
		Middle	0.029	0.466	3.639	1.114	697.0	0.5	MAE	7.66E−03
		Lower	0.000	0.549	3.485	1.047	127.4	0.5	RMSE	9.99E−03
f3	α	Upper	0.095	0.573	0.453	1.287	7517.1	0.5	ME	1.57E−03
		Middle	0.029	0.479	0.899	1.114	697.0	0.5	MAE	8.23E−03
		Lower	0.000	0.523	0.108	1.047	127.4	0.5	RMSE	1.05E−02
f4	n	Upper	0.095	0.573	0.691	unidentified	7517.1	0.5	ME	-
		Middle	0.029	0.479	3.639	unidentified	697.0	0.5	MAE	-
		Lower	0.000	0.523	3.485	unidentified	127.4	0.5	RMSE	-
f5	K_s	Upper	0.095	0.573	0.691	1.287	60005.0	0.5	ME	−1.29E−03
		Middle	0.029	0.479	3.639	1.114	1040.9	0.5	MAE	3.25E−03
		Lower	0.000	0.523	3.485	1.047	0.0029	0.5	RMSE	4.82E−03
f6	l	Upper	0.095	0.573	0.691	1.287	7517.1	0.001	ME	1.92E−03
		Middle	0.029	0.479	3.639	1.114	697.0	0.009	MAE	8.11E−03
		Lower	0.000	0.523	3.485	1.047	127.4	13.500	RMSE	1.06E−02
f7	θ_r, θ_s	Upper	0.086	0.547	0.691	1.287	7517.1	0.5	ME	1.43E−03
		Middle	0.000	0.482	3.639	1.114	697.0	0.5	MAE	7.62E−03
		Lower	0.000	0.549	3.485	1.047	127.4	0.5	RMSE	9.90E−03
f8	α, n	Upper	0.095	0.573	0.497	1.310	7517.1	0.5	ME	1.17E−03
		Middle	0.029	0.479	1.269	1.122	697.0	0.5	MAE	7.81E−03
		Lower	0.000	0.523	1.631	1.033	127.4	0.5	RMSE	1.01E−02
f9	K_s, l	Upper	0.095	0.573	0.691	1.287	10759.0	0.171	ME	2.08E−03
		Middle	0.029	0.479	3.639	1.114	936.9	0.008	MAE	8.77E−03
		Lower	0.000	0.523	3.485	1.047	91.8	3.734	RMSE	1.14E−02
f10	α, n, K_s	Upper	0.095	0.573	0.227	1.540	5681.3	0.5	ME	−6.97E−04
		Middle	0.029	0.479	36.994	1.179	247.5	0.5	MAE	2.96E−03
		Lower	0.000	0.523	0.622	1.302	0.021	0.5	RMSE	3.95E−03
f11	θ_r, θ_s, α, n	Upper	0.075	0.480	0.164	1.302	7517.1	0.5	ME	7.69E−04
		Middle	0.000	0.482	0.261	1.145	697.0	0.5	MAE	7.03E−03
		Lower	0.000	0.599	19.778	1.070	127.4	0.5	RMSE	9.29E−03
f12	θ_r, θ_s, K_s, l	Upper	0.085	0.550	0.691	1.287	12242.0	0.001	ME	4.71E−04
		Middle	0.017	0.474	3.639	1.114	993.7	0.146	MAE	6.78E−03
		Lower	0.029	0.534	3.485	1.047	23.5	7.312	RMSE	8.90E−03
f13	α, n, K_s, l	Upper	0.095	0.573	0.833	1.296	11778.0	0.002	ME	1.36E−03
		Middle	0.029	0.479	5.443	1.117	929.2	0.028	MAE	7.75E−03
		Lower	0.000	0.523	0.663	1.042	74.9	4.314	RMSE	9.91E−03
f14	θ_r, θ_s, α, n, K_s	Upper	0.137	0.558	0.926	1.453	84120.0	0.5	ME	−8.17E−04
		Middle	0.042	0.427	6.075	1.129	149.7	0.5	MAE	2.85E−03
		Lower	0.102	0.521	3.896	1.095	0.0044	0.5	RMSE	4.23E−03
f15	θ_r, α, n, K_s, l	Upper	0.091	0.573	0.779	1.292	10195.0	0.226	ME	1.86E−03
		Middle	0.024	0.479	4.842	1.115	827.5	0.002	MAE	7.93E−03
		Lower	0.018	0.523	1.039	1.044	94.0	3.064	RMSE	1.02E−02
f16	θ_s, α, n, K_s, l	Upper	0.095	0.560	0.798	1.293	11524.0	0.026	ME	1.25E−03
		Middle	0.029	0.476	5.197	1.116	887.5	0.001	MAE	7.62E−03
		Lower	0.000	0.530	0.958	1.044	79.4	4.014	RMSE	9.78E−03
f17	θ_r, θ_s, n, K_s, l	Upper	0.095	0.551	0.691	1.295	14308.0	0.00003	ME	−1.08E−03
		Middle	0.021	0.479	3.639	1.116	847.9	0.035	MAE	3.16E−03
		Lower	0.011	0.540	3.485	1.048	0.033	17.257	RMSE	4.67E−03
f18	θ_r, θ_s, α, K_s, l	Upper	0.088	0.557	0.817	1.287	11805.0	0.0005	ME	1.06E−03
		Middle	0.020	0.475	5.348	1.114	936.1	0.028	MAE	7.47E−03
		Lower	0.024	0.531	0.897	1.047	67.4	4.816	RMSE	9.63E−03
f19	θ_r, θ_s, α, n, l	Upper	0.091	0.563	0.762	1.291	7517.1	0.001	ME	1.67E−03
		Middle	0.023	0.477	4.527	1.115	697.0	0.002	MAE	7.72E−03
		Lower	0.018	0.529	1.205	1.044	127.4	4.765	RMSE	9.91E−03
f20	Step-by-step estimation# θ_r, θ_s, α, n, K_s	Upper	0.153	0.530	0.140	1.731	157990.0	0.5	ME	−8.06E−04
		Middle	0.013	0.456	10.525	1.135	187.9	0.5	MAE	2.70E−03
		Lower	0.001	0.537	0.744	1.106	0.011	0.5	RMSE	3.99E−03
f21	Step-by-step estimation## θ_r, θ_s, α, n, K_s	Upper	0.170	0.531	0.047	2.399	8569900.0	0.5	ME	−1.03E−03
		Middle	0.022	0.458	0.438	1.151	176.1	0.5	MAE	2.59E−03
		Lower	0.000	0.585	7.041	1.106	0.039	0.5	RMSE	3.96E−03

*ME: Mean weighted error, **MAE: Mean weighted absolute error, ***RMSE: Root mean square weighted error
Objective function is given in step-by-step manner from upper layer to lower layer. ## Objetive function is given by including all layers.
Hatching means estimated parameters.

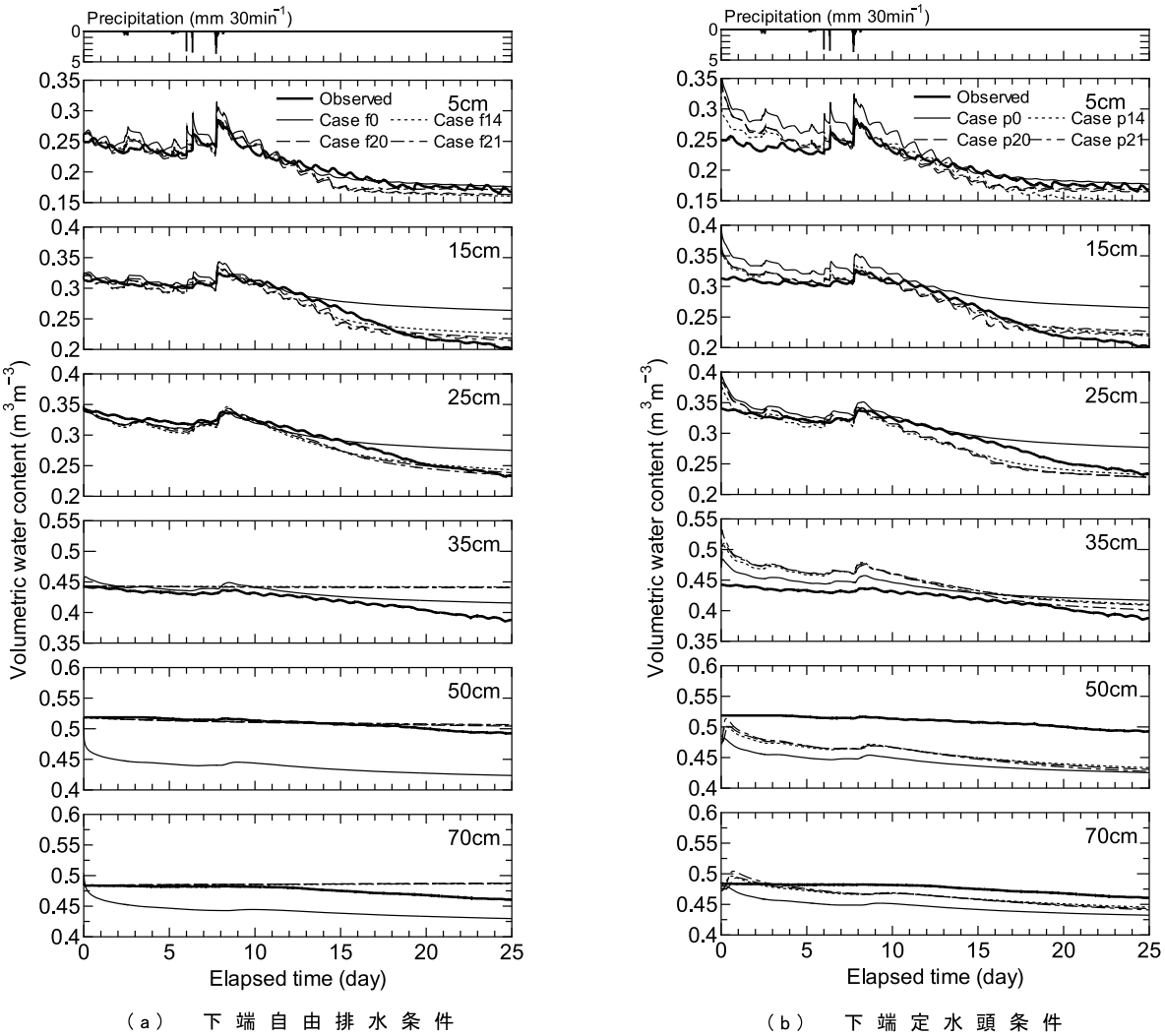
Table 2（b）　下端定水頭条件での土壌水分特性パラメータの推定結果.
Results of estimating soil hydraulic properties parameters under the constant pressure head boundary condition.

Case No.	Estimated parameters	Layer	θ_r	θ_s	α	n	K_s	l	Estimated error	
p0	Measurement based	Upper	0.095	0.573	0.691	1.287	7517.1	0.5	ME*	−1.12E−03
		Middle	0.029	0.479	3.639	1.114	697.0	0.5	MAE*	1.10E−02
		Lower	0.000	0.523	3.485	1.047	127.4	0.5	RMSE***	1.30E−02
p1	θ_r	Upper	0.059	0.573	0.691	1.287	7517.1	0.5	ME	3.00E−04
		Middle	0.000	0.479	3.639	1.114	697.0	0.5	MAE	8.07E−03
		Lower	0.085	0.523	3.485	1.047	127.4	0.5	RMSE	1.03E−02
p2	θ_s	Upper	0.095	0.505	0.691	1.287	7517.1	0.5	ME	1.21E−03
		Middle	0.029	0.454	3.639	1.114	697.0	0.5	MAE	7.66E−03
		Lower	0.000	0.542	3.485	1.047	127.4	0.5	RMSE	9.94E−03
p3	α	Upper	0.095	0.573	1.307	1.287	7517.1	0.5	ME	1.05E−03
		Middle	0.029	0.479	7216.200	1.114	697.0	0.5	MAE	8.20E−03
		Lower	0.000	0.523	0.191	1.047	127.4	0.5	RMSE	1.05E−02
p4	n	Upper	0.095	0.573	0.691	1.330	7517.1	0.5	ME	1.41E−03
		Middle	0.029	0.479	3.639	1.131	697.0	0.5	MAE	7.87E−03
		Lower	0.000	0.523	3.485	1.037	127.4	0.5	RMSE	1.01E−02
p5	K_s	Upper	0.095	0.573	0.691	1.287	1594900.0	0.5	ME	3.00E−03
		Middle	0.029	0.479	3.639	1.114	4391.8	0.5	MAE	8.81E−03
		Lower	0.000	0.523	3.485	1.047	274.7	0.5	RMSE	1.16E−02
p6	l	Upper	0.095	0.573	0.691	1.287	7517.1	0.393	ME	−8.24E−04
		Middle	0.029	0.479	3.639	1.114	697.0	0.009	MAE	1.08E−02
		Lower	0.000	0.523	3.485	1.047	127.4	0.189	RMSE	1.28E−02
p7	θ_r, θ_s	Upper	0.079	0.535	0.691	1.287	7517.1	0.5	ME	1.02E−03
		Middle	0.000	0.471	3.639	1.114	697.0	0.5	MAE	7.70E−03
		Lower	0.030	0.535	3.485	1.047	127.4	0.5	RMSE	9.92E−03
p8	α, n	Upper	0.095	0.573	0.188	1.423	7517.1	0.5	ME	1.28E−03
		Middle	0.029	0.479	0.170	1.191	697.0	0.5	MAE	7.59E−03
		Lower	0.000	0.523	2.009	1.038	127.4	0.5	RMSE	9.80E−03
p9	K_s, l	Upper	0.095	0.573	0.691	1.287	9041.1	0.260	ME	-1.62E−04
		Middle	0.029	0.479	3.639	1.114	1141.4	0.013	MAE	1.04E−02
		Lower	0.000	0.523	3.485	1.047	137.1	0.099	RMSE	1.24E−02
p10	α, n, K_s	Upper	0.095	0.573	1.380	1.382	14926.0	0.5	ME	1.20E−03
		Middle	0.029	0.479	17.920	1.168	142.9	0.5	MAE	6.93E−03
		Lower	0.000	0.523	0.067	1.166	1.3	0.5	RMSE	9.10E−03
p11	θ_r, θ_s, α, n	Upper	0.079	0.496	0.415	1.287	7517.1	0.5	ME	1.11E−03
		Middle	0.000	0.471	0.636	1.132	697.0	0.5	MAE	7.43E−03
		Lower	0.000	0.557	11.872	1.055	127.4	0.5	RMSE	9.64E−03
p12	θ_r, θ_s, K_s, l	Upper	0.087	0.552	0.691	1.287	10892.0	0.205	ME	3.06E−04
		Middle	0.015	0.474	3.639	1.114	1080.2	0.002	MAE	8.32E−03
		Lower	0.024	0.531	3.485	1.047	132.5	0.412	RMSE	1.03E−02
p13	α, n, K_s, l	Upper	0.095	0.573	0.743	1.290	9153.2	0.360	ME	−3.46E−04
		Middle	0.029	0.479	4.532	1.115	843.0	0.004	MAE	9.89E−03
		Lower	0.000	0.523	2.198	1.045	130.6	0.342	RMSE	1.19E−02
p14	θ_r, θ_s, α, n, K_s	Upper	0.096	0.525	0.971	1.312	39277.0	0.5	ME	1.04E−03
		Middle	0.003	0.467	7.870	1.121	2066.3	0.5	MAE	7.19E−03
		Lower	0.000	0.551	1.411	1.062	42.1	0.5	RMSE	9.48E−03
p15	θ_r, α, n, K_s, l	Upper	0.093	0.573	0.739	1.290	9091.2	0.367	ME	−2.33E−04
		Middle	0.026	0.479	4.451	1.115	838.9	0.004	MAE	9.63E−03
		Lower	0.008	0.523	2.112	1.045	130.3	0.359	RMSE	1.16E−02
p16	θ_s, α, n, K_s, l	Upper	0.095	0.568	0.739	1.290	9296.7	0.347	ME	−3.00E−04
		Middle	0.029	0.478	4.497	1.115	836.8	0.005	MAE	9.60E−03
		Lower	0.000	0.525	2.094	1.045	130.2	0.365	RMSE	1.16E−02
p17	θ_r, θ_s, n, K_s, l	Upper	0.093	0.566	0.691	1.291	8984.5	0.389	ME	−4.11E−04
		Middle	0.024	0.478	3.639	1.115	777.4	0.001	MAE	9.60E−03
		Lower	0.007	0.526	3.485	1.046	128.4	0.524	RMSE	1.15E−02
p18	θ_r, θ_s, α, K_s, l	Upper	0.092	0.568	0.740	1.287	9122.5	0.363	ME	−2.31E−04
		Middle	0.026	0.478	4.512	1.114	838.8	0.002	MAE	9.62E−03
		Lower	0.008	0.525	2.078	1.047	130.5	0.349	RMSE	1.16E−02
p19	θ_r, θ_s, α, n, l	Upper	0.093	0.569	0.727	1.289	7517.1	0.356	ME	−4.84E−04
		Middle	0.026	0.478	4.246	1.115	697.0	0.019	MAE	9.85E−03
		Lower	0.004	0.525	2.451	1.046	127.4	0.456	RMSE	1.18E−02
p20	Step-by-step estimation# θ_r, θ_s, α, n, K_s	Upper	0.166	0.441	0.038	2.575	264630.0	0.5	ME	1.09E−03
		Middle	0.000	0.499	1.679	1.162	1298.4	0.5	MAE	6.80E−03
		Lower	0.000	0.556	2.541	1.071	31.6	0.5	RMSE	9.32E−03
p21	Step-by-step estimation## θ_r, θ_s, α, n, K_s	Upper	0.160	0.476	0.042	2.385	72818.0	0.5	ME	9.62E−04
		Middle	0.001	0.513	11.279	1.159	14601.0	0.5	MAE	6.74E−03
		Lower	0.000	0.574	4.796	1.080	43.3	0.5	RMSE	9.30E−03

*ME: Mean weighted error, **MAE: Mean weighted absolute error, ***RMSE: Root mean square weighted error
Objective function is given in step-by-step manner from upper layer to lower layer. ## Objetive function is given by including all layers.
Hatching means estimated parameters.

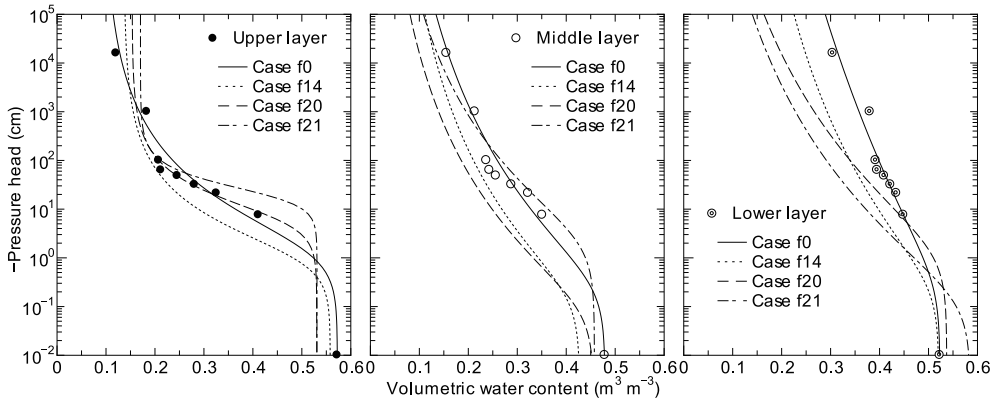
cm では 7 ～ 8 日目の降雨時の計算値の増加量が測定値よりも大きく，低減時はほぼ合っている．深さ 15 cm でも降雨時の増加が計算値で測定値より若干大きく，低減時前半は測定値とほぼ合っているが，低減時後半は計算値の減少量が小さく，14 日目以降からは計算値が測定値を大きく上回った．深さ 5，15 cm において計算値が日変動しているが，これは日中に低下しており，蒸発による影響と考えられる．深さ 25 cm の傾向は深さ 15 cm と類似しており，16 日目以降の水分低下過程の再現性が低い．深さ 35 cm は全体的に計算値が測定値よりも過大になっている．深さ 50，70 cm での計算値は測定値を大きく過小評価しているが，計算初期を除いて，体積含水率の低下傾向はほぼ再現されている．以上のように，室内試験から得られた土壌水分特性パラメータをそのまま用いると，測定値が精度良く再現されないことがわかる．

様々なパラメータの組合せに対して得られた推定値を Table 2（a）の Case f1 ～ f19 に示す．測定値と計算値の誤差の評価基準として，平均誤差（ME），平均絶対誤差（MAE），平方平均二乗誤差（RMSE）を併記した．誤差が小さい（たとえば RMSE で $3 \times 10^{-3} \sim 5 \times 10^{-3}$）パラメータの組合せを見ると（Case f5，f10，f14，f17），推定パラメータに K_s が含まれていることがわかる．K_s は室内試験の値を利用することができるが，これを推定パラメータにすることは精度の向上のために非常に有効と考えられる．Rassam et al.（2004）は l を推定パラメータに組み込むことによって水分量予測が改善されることを示しているが，ここではその傾向が見られなかった．ただし，K_s と l には正の相関があるため（坂井・取出, 2007），今回のように片方のパラメータを固定することについては，今後さらなる検討が必要である．最も誤差が小さいケースは Case f10，その次が Case f14 であり，α と n を続いて推定パラメータとして選択するとよいこ

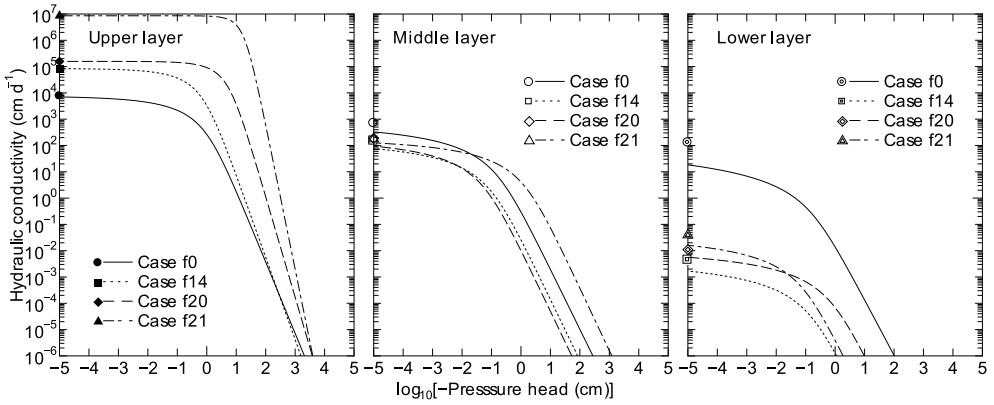


（a） 下端自由排水条件　　（b） 下端定水頭条件

Fig. 2 裸地状態での各深さの体積含水率変化の測定値と計算値（Case 番号は Table 2 を参照）．
Observed and calculated temporal changes in volumetric water contents at each depth under the bare soil condition (See Table 2 for Case number).



（a）土壌水分特性曲線（マーカー：室内試験）



（b）不飽和透水係数と体積含水率の関係
（マーカー：飽和透水係数，Case f0のマーカーは室内試験値，便宜的に横軸が-5のところにプロット）

Fig. 3 下端自由排水条件下において推定された土壌水分特性曲線と不飽和透水係数.
Estimated soil water retention curves and unsaturated hydraulic conductivities under the free drainage boundary condition.

とが推察される．また，θ_r については推定パラメータとして利用している例（坂井・取出, 2007）があるが，Case f1 と f2 あるいは Case f15 と f16 を比較すると，θ_r，θ_s のいずれを推定に追加しても誤差への影響は小さかった．

RMSE が最小であったのは Case f10 であるが，Case f14 と比較すると，深さ 5 cm での再現性は後者で高かった．土壌水分減少量が大きい領域での再現性が高い方が消費水量の算出のためには有利であると考え，Case f1 ～ f19 の中では，Case f14 が最良であると判断した．このときの推定パラメータは θ_r，θ_s，α，n，K_s である．

Case f14 での体積含水率の経時変化を Fig.2（a）中の点線に示す．Case f0 と比較すると，深さ 5 cm では降雨時の増加量が測定値と同等になり，低減時前半はよく適合しているが，後半はやや過小評価された．深さ 15，25 cm では Case f0 よりも降雨後の低下傾向の再現性がかなり良くなっている．深さ 35 cm は Case f0 よりも再現性が悪く，体積含水率の低下傾向が表れていない．深さ 50，70 cm では絶対値が測定値とかなり近い値に改善されている．

Fig. 3（a）に推定された Case f14 の土壌水分特性曲線および不飽和透水係数と圧力水頭の関係を Case f0 とともに示す．上・中・下層ともに土壌水分特性曲線が実測値に比べて左側にシフトしている．Case f0 と比べて上層で飽和透水係数が 1 オーダー程度過大になっており，不飽和透水係数は水分量が多い領域で高くなっている．中層においては Case f0 よりも全ての圧力水頭の範囲で 1 オーダー程度過小になっている．下層では飽和透水係数が実測値に比べて 5 オーダー程度過小に推定され，全ての圧力水頭の範囲で非常に小さい値となっている．

飽和透水係数に関しては，多地点（31 m の横断面において 180 地点，各 3 深度）で 100 cm^3 サンプラを用いて実測した飽和透水係数の変動係数が 322 ～ 897 % であった例（Mallants et al., 1996）からも，土性の違いや封入空気量の違いが原因で圃場の K_s の不均質性が高いことが要因の 1 つであると考えられる．また，とくに，Case f14 で下層の K_s の値が実測値よりも 5 オーダー小さくなっ

ているのは，上記の要因に加えて，マクロポアを含み飽和近傍のみにおいて透水係数が高い土壌に対して VG 式を適合すると，仮想的に小さな K_s を与えて不飽和領域の透水係数を実現するためである（Durner（1995）の Fig. 5 を参照）．実測値に比べて数オーダー小さな値が推定される場合にはこの可能性が高いと考えられる．誤差の値が比較的小さかった Case f5，f10，f17 も下層の K_s の推定値が実測値よりも小さくなっており，同様の推定がなされたと考えられる．

5.1.2 土壌水分特性パラメータの推定結果（2）

上層から段階的にパラメータを推定した結果を Table 2（a）の Case f20，f21 に示す．また，そのパラメータを用いて計算された体積含水率の経時変化を Fig. 2（a）中の破線と一点鎖線にそれぞれ示す．いずれのケースも誤差の値は Case f14 よりも小さくなっているが，体積含水率の変化の傾向は Case f14 と大きくは変わらない結果となった．また，段階的なパラメータ推定においては，目的関数の設定の違いは影響しなかった．ただし，推定された土壌水分特性を示した Fig. 3 からわかるように，とくに Case f20 の中層と下層，Case f21 の下層の土壌水分特性曲線は実測値から大きく外れ，飽和透水係数は上層ではより過大に，下層では Case f14 と同様に過小に推定されている．少なくとも今回の推定においては，段階的なパラメータ推定のメリットはなかったと言える．

以上に述べた推定の結果から，逆解析によって体積含水率の再現性は向上するものの，推定された土壌水分特性が一部大きく実測値と異なるものとなった．推定される土壌水分特性が室内試験値と異なることは避けられないことである．しかし，中・下層が上層に比べて間隙率が小さく（Table 1），土壌構造が比較的安定していることを考慮すると，中・下層では現場の土壌構造とサンプラの土壌構造の違いの程度は小さいと推測される．よって，中・下層の土壌水分特性曲線のずれと，とくに下層の飽和・不飽和透水係数の大きな違いが生じたことは，ここで行った推定に改良点があることを示唆していると考えられる．

また，計算では下端境界の圧力水頭は常時 −15.0 cm 一定で排水量も常時 1.1×10^{-4} cm d^{-1} と極めて小さく，計算期間の積算降雨量が 2.6 cm であるのに対して積算排水量は 2.8×10^{-3} cm と微量であった．これは，計算において，土層内の土壌水分総量を測定値に近づけるために，下層の飽和・不飽和透水係数を下げることで排水量を極端に少なくしたものと考えられる．しかし，設置位置に近接した場所に，ストレーナを有する長さ 70 cm の塩ビパイプを設置して地下水位を別途観測した際に，大きな降雨時に一時的に地下水面が観測された後，地下水面の低下が確認されている．したがって，下方への排水量がほぼないとする今回の計算は，下端における水収支を正しく評価していないと推測される．水分移動解析では水のマスバランスが成立することが優先されるため，逆解析においては，結果的に土壌水分特性が非現実的なものになることがあり，今回の場合はそれに当てはまると思われる．以上のことから，自由排水条件での推定結果をそのまま採用することは難しいと考えられる．

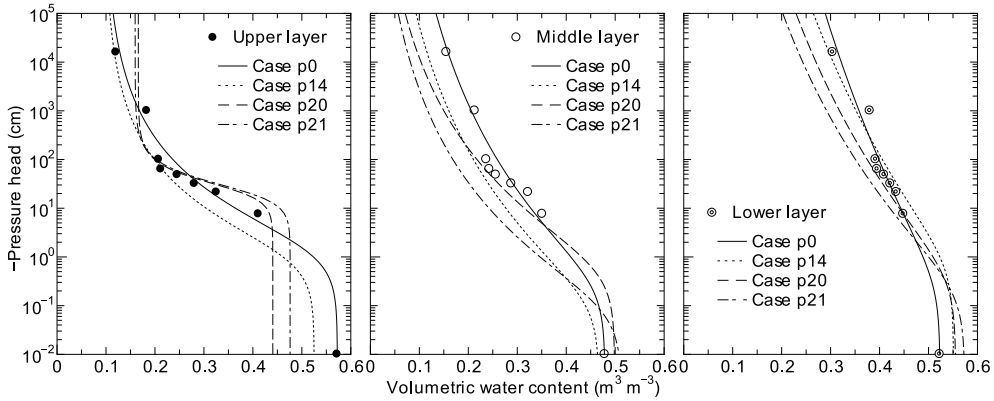
5.2 下端定水頭（地下水位一定）条件の場合

実際は地下水が降雨時に変動していると考えられるが，その状況を十分に把握できていない場合，下端の境界条件を適切に設定することは難しい．HYDRUS には地下水位に応じて下端のフラックスを与えるオプション（Deep drainage）があるが，これには 2 つのパラメータを新たに入力する必要があり，これを与える根拠は今回存在しないため採用が困難である．ここでは，深さ 2 m に地下水位が常にあると仮定した場合の計算を行って，自由排水条件下でのパラメータ推定結果と違いがあるかどうか，どちらが妥当かについて検討した．

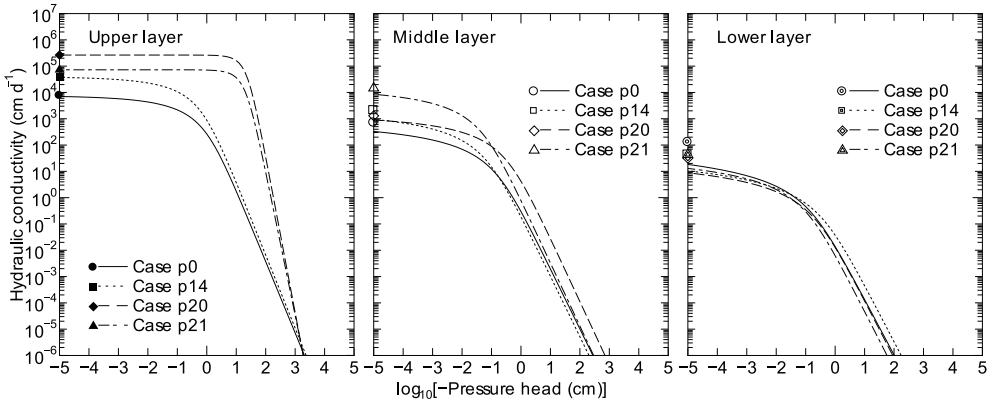
5.2.1 土壌水分特性パラメータの推定結果（1）

Fig. 2（b）に裸地状態での体積含水率の測定値とともに，室内試験値に基づいたパラメータ（Case p0）を用いたときの比較を示す．下端定水頭境界条件では初期条件を測定された圧力水頭で与えたために，体積含水率の測定値と計算値の差がとくに計算開始直後で大きくなっている．降雨時においては，体積含水率の増加量が Case p0 でやや過大になっている．降雨後の低減時ではとくに，深さ 15，25 cm での体積含水率の減少量が過小評価されている．深さ 5 ～ 35 cm では，期間全体にわたって計算値が測定値を上回っており，深さ 50，70 cm では逆に下回っている．

3 層のパラメータを一括して推定した結果得られたパラメータ推定値と計算値，測定値の誤差を Table 2（b）の Case p1 ～ p19 に示す．単一のパラメータのみの推定（Case p1 ～ p6）では，大きな誤差の低下は見られず，比較的誤差が小さかったケース（RMSE で 9.1×10^{-3} ～ 9.5×10^{-3}）は，Case p10，p14 であった．自由排水条件での推定においても Case f10，f14 の誤差が小さく，推定パラメータとして α，n，K_s あるいは θ_r，θ_s，α，n，K_s を選択することは有用であると考えられる．とくに，



（a）土壌水分特性曲線（マーカー：室内試験）



（b）不飽和透水係数と体積含水率の関係
（マーカー：飽和透水係数, Case p0のマーカーは室内試験値，便宜的に横軸が-5のところにプロット）

Fig. 4　下端定水頭条件下において推定された土壌水分特性曲線と不飽和透水係数.
Estimated soil water retention curves and unsaturated hydraulic conductivities under the constant pressure head boundary condition.

5.1.1 項に示したように，飽和透水係数は推定パラメータに含めるべきであろう.

RMSE が最小であった Case p14 の場合の体積含水率の変化を Fig. 2（b）に示す．深さ 5 ～ 15 cm での降雨時の体積含水率の増加とその後の減少過程が Case p0 に比べて大きく改善されている．深さ 25 cm では，降雨時の体積含水率の増加はよく再現されているが，その後の減少速度が過大となった．深さ 35 cm では Case p0 よりも全体的に測定値を上回る傾向にあり，深さ 50，70 cm では，測定値に近づき，変化の傾向は測定値と類似しているが絶対値に違いがなお見られる結果となった.

Case p14 のときの土壌水分特性を Case p0 とともに Fig. 4 に示す．自由排水条件では下層の土壌水分特性が Case f0 と Case f14 で大きく異なっていたが，定水頭条件では Case p0 と Case p14 が比較的近い．とくに，推定された下層の K_s は実測値の 1/3 程度であり，その差が自由排水条件よりも小さくなっている．自由排水条件では下層の K_s を小さくすることによって深さ 50，70 cm の体積含水率の再現性を向上させていたが，下端定水頭条件に変えたことによって，現実的な K_s により，とくに深さ 70 cm の再現性が改善されたと考えられる（Fig. 2 (b)）．上層と中層については若干の違いが見られるが，サンプリングの代表性を考慮すると許容できる違いであると考えられる.

さらに，下端境界での排水量は降雨時に最大 0.54 cm d^{-1} に達し，計算期間の積算排水量は 4.6 cm となり（この値が積算降雨量よりも多いのは初期状態の土壌水分量が終了時よりも多いためである），実際に生じていると考えられる下方への排水が計算されている．つまり，地下水位一定条件では強制的に下端が飽和になるために，計算においては下端からの排水を発生させることにより土層内の土壌水分総量を測定値に適合させようとしている．本圃場では，自由排水条件よりも地下水位一定条件の方が現実に近いと考えられる.

以上から，全測定深さでの体積含水率の計算誤差は自由排水条件に比べて大きいものの（Table 2（a），（b）の

Case f14，p14），下端境界条件を変更したことによって，より現実的な土壌水分特性に近いパラメータによって，おおよそ全ての深さの体積含水率の変化や水収支を再現していると判断できる．誤差がなお生じる要因としては，実際の地下水位が変動していることも考えられる．

5.2.2 土壌水分特性パラメータの推定結果（2）

パラメータ θ_r，θ_s，α，n，K_s に対して，上層から段階的に推定した場合の結果を Table 2（b）の Case p20, p21 に示す．また，このときの体積含水率の変化を Fig. 2（b）に示す．RMSE の値は Case p14 に比べて若干低下しているが，体積含水率の変化には大きな違いは見られず，Case p20 と Case p21 の違いも大きくなかった．ただし，Fig. 4 に Case p20，p21 の土壌水分特性を示すが，いずれの層においても室内試験に基づく Case p0 の土壌水分特性からより遠ざかるものとなっている．段階的なパラメータ推定においては，目的関数を最小にするために，まず上層のパラメータが極端な値に推定される可能性があり，これを初期値とすることで，最終的な推定値が室内試験に基づく値から大きくかけ離れることがあるものと考えられる．たとえば今回の場合，室内試験に基づく上層の θ_r は 0.095 であったが，上層のみのパラメータ推定によって 0.164 と推定され，最終的な推定値は 0.166 となった．同じような体積含水率の変化の再現程度であれば，室内試験に基づく土壌水分特性から大きく異なっていない推定パラメータの方が適切であると考えられるため，Case p14 が最良であるとした．

以上の推定結果を総括すると，下端の境界条件としては，今回の場合，下端定水頭（地下水位一定）条件で，パラメータは全層で l を 0.5 で固定し，一括して θ_r，θ_s，α，n，K_s を推定するという条件が最も適切であると判断した．下端境界条件の決定は解析にとって重要であり，そのための情報（たとえば，地下水位）を現地で取得することが望ましい．

5.3 ミニトマト栽培条件下での再現性

ミニトマト栽培条件下の計算では上記の結果を踏まえて下端定水頭（地下水位一定）条件の計算を行った．室内試験から得られたパラメータ（Case p0）および裸地状態での計算において最良と判断したパラメータ（Case p14）を用いて計算を行った．計算期間は 4 月 18 日 ～ 8 月 29 日（134 日間）とした．

HYDRUS では計算時間の短縮のために，ある圧力水頭に対する体積含水率，透水係数，比水分容量の値を表にして，値の間について線形補間をすることができる．これを使用した場合，大きな降雨や灌水時に計算が収束しない現象が見られた．取出ら（2009）は上端境界の圧力を 0 cm とする浸潤過程の計算においては，圧力水頭 0 cm が飽和と不飽和の境界であることによって，計算結果が数値的に不安定になりやすいと述べている．Rassam et al.（2004）は初期の地下水面が地表面にあって飽和しているときに地表面の初期圧力水頭を 0 にすると収束しないため，地下水面を深さ 1 cm（地表面の圧力水頭を −1 cm）にすると問題が解決するとしている．彼らはまた，高い浸潤強度の場合に初期時間ステップと最小時間ステップを秒のオーダーで小さくすると収束の問題を回避できるとしているが，今回の計算で 10^{-7} 日（0.00864 秒）としても解決できなかった．今回は試行錯誤の結果，先に述べた土壌水分特性の対応表を作成せず，VG 式を

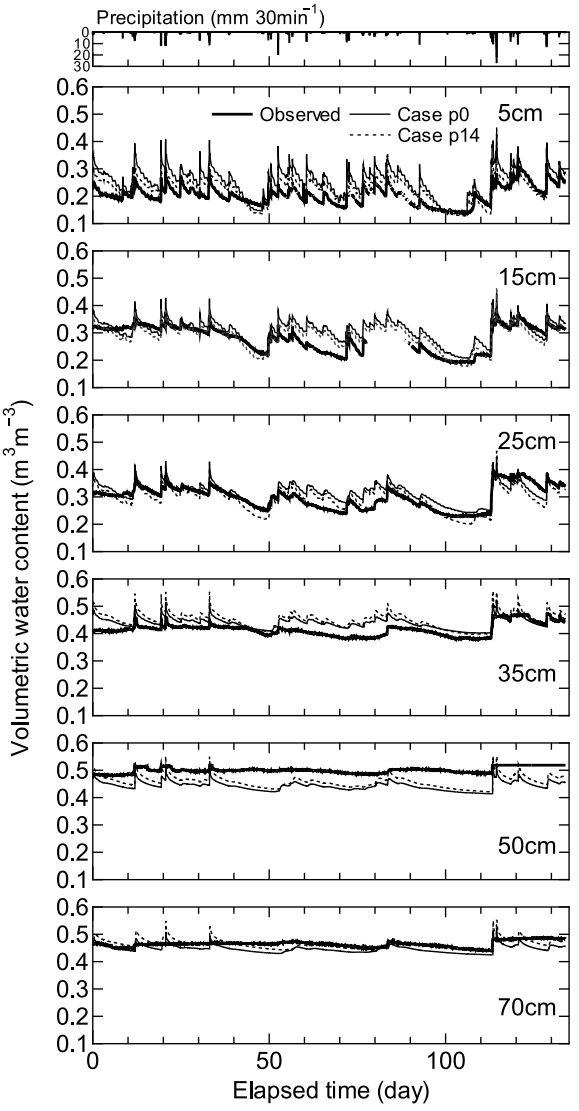


Fig. 5 ミニトマト栽培状態での各深さの体積含水率変化の測定値と計算値（Case 番号は Table 2 を参照）．
Observed and calculated temporal changes in volumetric water contents at each depth under the grape tomato cultivation condition (See Table 2 for Case number).

常に計算するようにした結果，最後まで計算することが可能となった．1 次元の HYDRUS-1D の場合，通常，この線形補間を用いない計算においても演算時間は問題にはならない．そのため，とくに逆解析おいては計算を安定させるためにもこのオプションは用いない方が好ましい．

Case p0 と Case p14 の体積含水率の計算結果を測定値とともに Fig. 5 に示す．Case p0 と Case p14 を比較すると，深さ 35 cm を除いて Case p14 で測定値の再現性を向上させており，パラメータ推定が有効であったことがわかる．とくに，深さ 5 cm では測定値より計算値が全体的に大きな値で推移しているものの，降雨時の体積含水率増加量とその後の低下量が Case p14 でより再現されている．深さ 15，25 cm では，50 日目までは計算値がよく合っているが，50 ～ 110 日目の計算値が過大に評価した．ただし，変化の傾向はおよそ合っている．深さ 35 cm では，Case p14 が Case p0 よりも測定値から若干離れたが，50 日目以降の変化傾向はおよそ許容できると考えられる．深さ 50，70 cm では，計算値で降雨に伴う応答が測定値よりも大きくなっているが，とくに深さ 70 cm では適合性が高い．

計算値が測定値に適合しない点が残った要因としては，5.2.1 項で述べたように地下水が実際は変動していると考えられることに加え，今回の場合は土層を 3 層に区分したが，実際の土壌水分特性はとくに上層から中層にかけて連続的に変化しており，土層の区切り方や土壌断面を確認できなかったより下層土の設定法について再考の余地があると考えられる．また，蒸発散の計算に関連する入力値（蒸発位と蒸散位の分配，吸水に関するパラメータ）の影響も検討が必要であろう．なお，ヒステリシスを考慮しなかったことも影響していると考えられるが，たとえば VG 式のパラメータの α のみを脱水過程と吸水過程で変化させ，吸水過程の α を脱水過程のそれの 2 倍で与えたところ（Kool and Parker, 1987），多量の灌水が行われようとした時点で計算が収束せず，計算された時点までの体積含水率の経時変化は測定値の傾向を全く再現しなかった．ヒステリシスは今後の検討課題である．

圧力水頭の測定値と計算値の比較を Fig. 6 に示す．図では圧力水頭（cm）に負号を付けて常用対数をとった値（pF 値）で示した．各深さで pF 値が測定値よりも過大に評価されているが，変化の傾向は比較的どの深さにおいても適合している．深さ 5，15，25 cm において計算値が乾燥側で測定値よりも大きな pF 値となっているのは，テンシオメータの測定値の限界による．テンシオメータの測定限界の影響を受けずに圧力水頭の値が得られることは，こうした水分移動解析の大きな利点であると考えられる．

5.4 日消費水量

Fig. 5 に示した体積含水率の測定値の経時変化を見ると，深さ 50，70 cm では変化量が小さく，Fig. 6 に示した同じ深さでの圧力水頭（pF 値）の測定値は最大でも pF で 1.7 ～ 1.9 までしか乾燥しておらず，連続干天時においても圃場容水量相当であるため，有効土層の下端は深さ 35 cm から 50 cm の間にあると考えられる．また，根は前述の通り，上・中層（表層から深さ 32 cm まで）

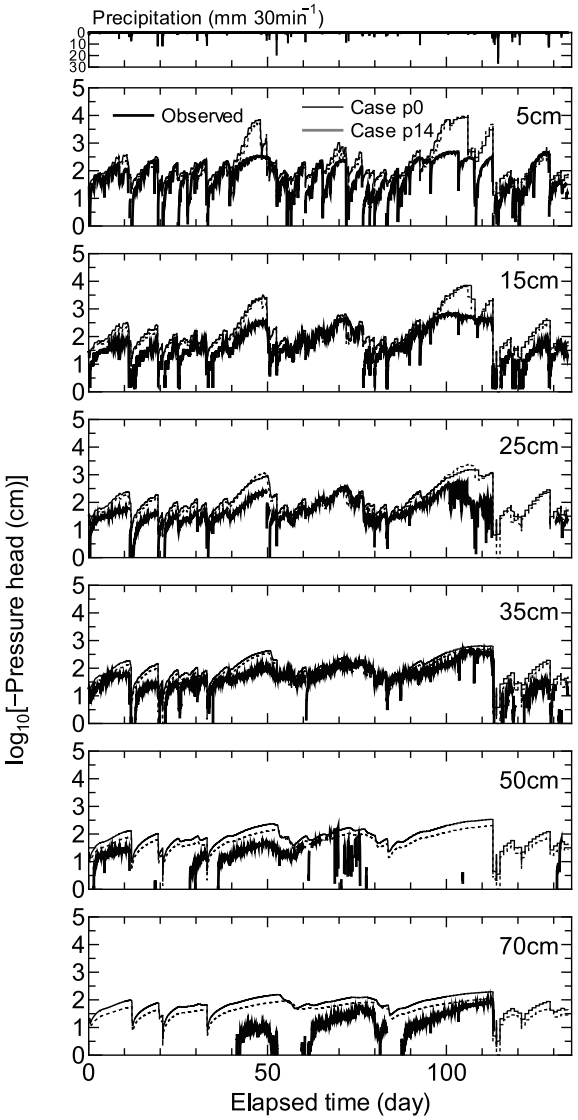


Fig. 6　ミニトマト栽培状態での各深さの圧力水頭の測定値と計算値（Case 番号は Table 2 を参照）．
Observed and calculated temporal changes in pressure heads at each depth under the grape tomato cultivation condition (See Table 2 for Case number).

Table 3 土壌水分減少法による日消費水量の測定値と計算値および蒸発散位と実蒸発散量.
Observed and calculated daily water consumption values by soil moisture depletion method, potential evapotranspiration by Penman equation and calculated actual evapotranspiration.

Start time	(d)	End time	(d)	Duration (d)	Antecedent precipitation (mm)	Observed SMD* (mm d^{-1})	Calculated SMD# (mm d^{-1}) Case p14	Calculated SMD## (mm d^{-1}) Case p14	Actual ET (mm d^{-1}) Case p14	Potential ET (mm d^{-1})
2014/5/28 6:00	40.25	2014/6/ 3 6:00	46.25	6.0	8.4	2.1	4.8	4.8	5.5	5.7
2014/6/24 6:00	67.25	2014/6/26 6:00	69.25	2.0	12.4	2.2	5.4	5.5	6.0	6.0
2014/7/ 1 6:00	74.25	2014/7/ 3 6:00	76.25	2.0	26.0	4.6	5.4	5.5	5.8	5.8
2014/7/16 6:00	89.25	2014/7/19 6:00	92.25	3.0	7.4	3.1	4.3	4.4	5.1	5.1
2014/7/20 6:00	93.25	2014/7/27 6:00	100.25	7.0	12.8	2.3	4.3	4.3	4.8	5.3
Average						2.8	4.8	4.9	5.4	5.6

*SMD: Soil Moisture Depletion
Soil moisture depletion calculated by using soil moisture contents at observation points (5, 15, 25, and 35 cm).
Soil moisture depletion calculated by using soil moisture contents at 40 nodes from 0 cm to 40 cm depth.

に 95 % 程度存在することから，有効土層は深さ 40 cm までと仮定した．

深さ 5，15，25，35 cm の体積含水率の値から土壌水分減少法（soil moisture depletion method）によって計算される日消費水量を 5 つの降雨イベント後の水分低減時の期間（無降雨期間とし，開始時と終了時の時刻を同じ 6:00 とした）において求めた．計画「農業用水（畑）」の技術書（農林水産省構造改善局, 1997）にあるように，それぞれの測定深さでの値は地表面 ～ 10，10 ～ 20，20 ～ 30，30 ～ 40 cm の領域で一定と仮定した．Table 3 に測定値および測定深さでの計算値（Case p14，表中の#）それぞれから求めた日消費水量を示す．また，計算では各節点での体積含水率の変化が得られるため，有効土層での土壌水分減少量をより詳細に計算することができる．その結果を Table 3 に併記した（表中の##）．両者の計算値を比較すると，後者の方が最大 0.2 mm d^{-1} 大きくなることがわかった．このことから，数点の測定値から得られる日消費水量は若干過小に評価されている可能性がある．以下の測定値との比較においては，より正確な計算値と比較するために，有効土層内の全節点値から得られた値を計算値として考察する．

測定値から得られた日消費水量は平均 2.8 mm d^{-1} であったが，計算値では平均 4.9 mm d^{-1} となり，2 mm d^{-1} 程度過大に評価した．各期間での測定値と計算値の最も小さい差は測定値に対して +0.9 mm（7 月 1 日 ～ 3 日），最大値は +3.4 mm（6 月 24 日 ～ 26 日）であった．事例の蓄積が必要であるが，ここで示した土壌水分移動解析手法は用水計画に利用できるものであると考えられる．

Table 3 には計算によって得られた実蒸発散量とペンマン式で計算された蒸発散位も示している．実蒸発散量は，7 月 20 日 ～ 27 日の期間を除いて，蒸発散位と大きな違いはなく，有効土層内の全節点の計算値から得られた土壌水分減少量（日消費水量）に対して平均して 1.1 倍となった．土壌水分減少量は蒸発散だけではなく有効土層から下方への排水や下方からの上向きの水分移動の影響を受ける．対象期間は無降雨であるため，実蒸発散量から土壌水分減少量を差し引いたものが上向き補給水量（実際の上向き補給水量と下方への排水量の差し引き）となる．今回は計算上 0.3 ～ 0.6 mm d^{-1} の上向き補給水量があったことがわかる．このような詳細な水移動量を把握できる点は，ペンマン法を用いた計画日消費水量の決定手法（農林水産省構造改善局, 1997）において土性と普通畑・樹園地の区別から概括的に与えられる上向き補給水量などに対して，より現実的な値を提供できるという意味において，大きなメリットであると考えられる．

6. まとめ

畑地圃場において体積含水率の再現性を向上させるための土壌水分特性パラメータの推定方法について一例に過ぎないが実施事例を示した．Rassam et al.（2004）が示しているように，パラメータの推定においては，全ての状況に適用できる「魔法の」方法があるわけではなく，解析の目的に応じて，推定と検証を繰り返すことが重要であるが，今回の事例では以下のことが示された．

（1）現地圃場での土壌水分移動解析においては，目的関数を土壌水分量の現場測定値の経時変化として，土壌水分特性パラメータを逆解析によって推定することが不可欠である．
（2）下端境界条件の決定には注意が必要で，これを特定するための情報収集が重要である．

（3）HYDRUS を用いて 3 層の VG 式の土壌水分特性パラメータを推定する場合には，全層の θ_r，θ_s，α，n，K_s を同時に推定することが最良であった．とくに，K_s の推定は必須と考えられる．

（4）上層から段階的にパラメータを推定していくよりも，異なる土層のパラメータを一括して推定する方が，体積含水率の変化傾向を再現しつつ，土壌水分特性の室内試験値から大きく外れないパラメータを得ることができた．

（5）室内試験から得られる土壌水分特性パラメータは，推定パラメータ値の妥当性を検討する上で非常に参考になり，逆解析の初期値として有効に利用できる．したがって，細心の注意を払い，現場の状況をできるだけ再現するような乾燥密度の下で室内試験を行うといったことも重要と考えられる．ただし，逆解析の自由度を高めて測定した土壌水分量との適合を向上させるためには，土壌水分特性は目的関数に含めない方がよい．

（6）日消費水量に関しては，土壌水分減少法によって測定値から得られる値に対して計算値の方が平均して 2mm d^{-1} 程度大きかったが，選定期間によっては，両者の差は 1 mm d^{-1} 以下とよく一致した．

今後は他の作物や他の圃場での検討を行って実施例の数を増やし，土壌水分移動解析を通して精度の良い用水量計画諸元の算出に向けて知見を蓄積していきたいと考えている．

謝辞

本調査は平成 26 年度東播地区計画基準調査業務として実施した．調査にご協力いただいた農業生産法人みずほ協同農園および農業用水（畑）計画基準検討会，計画基礎諸元調査意見聴取会の委員各位，有益なご助言をいただいた三重大学大学院生物資源学研究科取出伸夫教授，坂井勝講師，佐賀大学農学部弓削こずえ准教授に心より感謝申し上げる．

引用文献

Campbell Scientific, Inc. (2016): CS616 and CS625 Water Content Reflectometers, Instruction Manual Revision: 10/12. Available at https://s.campbellsci.com/documents/af/manuals/cs616.pdf. (May 1, 2016)

Chang, J.H. (1970): Global distribution of net radiation according to a new formula. Annals of the Association of American Geographers, 60(2): 340–351.

Durner, W. (1994): Hydraulic conductivity estimation for soil with heterogeneous pore structure. Water Resour. Res., 30(2): 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(6): 1199–1206.

Kool, J.B. and Parker, J.C. (1987): Development and evaluation of closed-form expressions for hysteretic soil hydraulic properties. Water Resour. Res., 23(1): 105–114.

Mallants, D., Mohanty, B.P., Jacques, D. and Feyen, J. (1996): Spatial variability of hydraulic properties in a multi-layered soil profile, Soil Sci., 161(3): 167–181.

Marquardt, D.W. (1963): An algorithm for least-squares estimation of nonlinear parameters. SIAM J. Appl. Math., 11: 431–441.

Mualem, Y. (1976): A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media. Water Resour. Res., 12: 513–522.

Nakamura, K., Harter, T., Hirono, Y., Horino, H. and Mitsuno, T. (2004): Assessment of root zone nitrogen leaching as affected by irrigation and nutrient management practices. Vadose Zone Journal, 3: 1353–1366.

農林水産省構造改善局 (1997): 土地改良事業計画設計基準　計画「農業用水（畑）」基準書　技術書.（社）農業土木学会.

Rassam, D., Šimůnek, J. and van Genuchten, M.Th. (2004): HYDRUS-2D による土中の不飽和流れ計算（取出伸夫・井上光弘監訳）. 農業土木学会土壌物理研究部会 HYDRUS グループ, 東京.

坂井 勝, 取出伸夫 (2007): 蒸発法における不飽和水分移動特性推定の最適条件の検討. 土壌の物理性, 106: 33–46.

Šimůnek, J., van Genuchten, M.Th. and Šejna, M. (2012): The HYDRUS software package for simulating the two- and three-dimensional movement of water, heat, and multiple solutes in variably-saturated porous media, Technical Manual, Version 2.0. PC-Progress.

Šimůnek, J., Šejna, M., Saito, H., Sakai, M. and van Genuchten, M.Th. (2013): The HYDRUS-1D software package for simulating the one-dimensional movement of water, heat, and multiple solutes in variably-saturated media. Version 4.17. Department of Environmental Sciences, University of California Riverside, Riverside, California.

取出伸夫, 渡辺晋生, 坂井 勝（2009）：土中への水の浸潤　1. フラックス境界と圧力境界条件. 土壌の物理性, 113: 31–41.

van Genuchten, M.Th., Leij, F.J. and Yates, S.R. (1991): The RETC code for quantifying the hydraulic functions of unsaturated soils, EPA/600/2-91/065, IAG-DW12933934, Robert S. Kerr Environmental Research Laboratory Office of Research and Development, U.S. Environmental Protection Agency Ada, Oklahoma.

要　　旨

畑地用水計画諸元である日消費水量を土壌水分移動解析によって求める場合，現地圃場の土壌水分量変化を再現する土壌水分特性（土壌水分特性曲線，不飽和透水係数）の決定は不可欠である．本研究では，現地圃場において観測した土壌水分量変化を目的関数にして，上・中・下層の土壌水分特性パラメータの逆解析手法について検討を行った．その結果，裸地圃場の水分量変化を再現できる妥当な土壌水分特性パラメータを得るためには，適切な下端境界条件を与えること，室内で測定した土壌水分特性曲線から得られるパラメータ値と飽和透水係数は逆解析の初期値として用いるが，逆解析の自由度を高めるために目的関数には含めないこと，ただし推定するパラメータには飽和透水係数を含めること，また異なる土層のパラメータを一括して推定することが必要であった．推定されたパラメータを用いたミニトマト栽培条件下での土壌水分量変化の計算値から土壌水分減少法により日消費水量を求めたところ，土壌水分量の測定値から求められる値より 2 mm d^{-1} 程度大きかったが，期間によっては，両者の差は 1 mm d^{-1} 以下とよく一致した．

キーワード：土壌水分特性，逆解析，日消費水量，ミニトマト，体積含水率