J. Jpn. Soc. Soil Phys.
土壌の物理性
No. 151, p.3 ～ 24 (2022)

論　文
Original Paper

# 1 ～ 36 GHz 帯のマイクロ波に対する湿潤土壌の誘電特性：モデルとその検証

辻本久美子 [1]・太田 哲 [2]・藤井秀幸 [3]・小松 満 [1]

# Dielectric behavior of wet soils in the 1–36 GHz microwave range: Modeling and validation

Kumiko TSUJIMOTO[1], Tetsu OHTA[2], Hideyuki FUJII[3] and Mitsuru KOMATSU[1]

**Abstract:** Earth observation by the Advanced Microwave Scanning Radiometer 2 (AMSR2) aboard the Global Change Observation Mission 1st-Water (GCOM-W) satellite is a promising method for monitoring the global daily soil moisture. The brightness temperatures observed at 10 and 36 GHz are used to estimate the soil moisture through a dielectric model that relates water content and permittivity of soils, for which the Dobson model has been widely used. In this study, the performance of the Dobson model was compared with those of other models and a novel model was proposed. The models were validated using the soil samples taken in Japan and Cambodia measured at 25 MHz – 4 GHz and that of Toyoura Sand and bentonite measured at 1 – 18 GHz.

Large differences were observed among estimates by Dobson, Topp, Wang-Schmugge, and Mironov models. The estimates by the Wang-Schumugge and Mironov models were in fair agreement and comparable with the measurements. However, there was a large difference in the estimated quantity and permittivity of bound water between the two models, and the permittivity for both bound and free soil water estimated using the Mironov model was higher than that estimated by the other models.

In our novel model, the quantity of bound water was defined as the water content at air-drying under a relative humidity of 50 %. The permittivity of bound water was obtained under a matric potential of −500 MPa. The matric potential was calculated using a pedotransfer function and the van Genuchten model, and the wet-soil permittivity was obtained using Birchak's mixing model. The estimated permittivity was fairly accurate for the soil types and frequencies examined in this study. The proposed model is an effective means of applying soil physics concepts to improve soil moisture estimates by a satellite for the wide range of soil types around the world.

[1]Graduate School of Environmental and Life Science, Okayama University, 3-1-1, Tsushima-naka, Kita-ku, Okayama 700-8530, Japan. Corresponding author. 辻本久美子，岡山大学学術研究院環境生命科学学域
[2]Assistance Unit for Research and Engineering Development (U-PRIMO), Tsushima-minami, Kita-ku, Okayama 700-0085, Japan.
[3]Japan Aerospace Exploration Agency (JAXA), 2-1-1, Sengen, Tsukuba, Ibaraki 305-8505, Japan.
2021 年 7 月 28 日受稿　2022 年 5 月 9 日受理

**Key Words**：dielectric model, soil-water characteristics, bound water, Pedotransfer function, Advanced Microwave Scanning Radiometer (AMSR)

## 1. はじめに

人工衛星による地球観測の一環として，全球を対象とした土壌水分観測が行われている．全球の土壌水分情報は，気候変動下における水循環監視に重要な役割を果たすほか，水文・気象モデルに対する入力やデータ同化，干ばつの早期警戒，地域の水資源・農業管理等への貢献が期待されている．中でもマイクロ波（周波数 1 ～ 数 10 GHz）を用いた観測では，大気中の雨水や雲水を透過するため，天候に依らず宇宙から地表面を観測することができ，土壌水分の常時観測にはたいへん有効である．現業で運用されている観測衛星としては，米国航空宇宙局（NASA）による SMAP（Soil Moisture Active/Passive Mission，2015 年 1 月打ち上げ），欧州宇宙機関（ESA）による SMOS（Soil Moisture and Ocean Salinity Mission，2009 年 11 月打ち上げ），日本の宇宙航空研究開発機構（JAXA）による水循環変動観測衛星 GCOM-W（Global Change Observation Mission 1st-Water，「しずく」，2012 年 5 月打ち上げ）が代表的である．これらによる土壌水分量の推定値は各宇宙機関から作成・公開され，世界各地の現地計測値と比較検証されている（Liu et al., 2019; Kaihotsu et al., 2019 など）．全球規模での水循環の監視には大きな有用性が認められる一方，地域規模での水資源・農業管理に直接活用するためには，推定精度のさらなる向上が求められる．とりわけ，アルゴリズム検証地点とは異なる気候・植生・土壌の地域に対しても同程度の推定精度が担保されることが有用であり，そのためには，検証地点の特性に依存する経験的パラメータを減らして汎用的で物理的整合性のあるアルゴリズムを構築することが有効であると考えられる．

マイクロ波を用いた土壌水分推定アルゴリズムにおいては，湿潤土壌の誘電特性が利用されている．湿潤

土壌の誘電特性は，TDR（Time Domain Reflectometry）による現場土壌水分計測の測定原理としても用いられており，そこでは，土壌水分と誘電率との関係を表す誘電率モデルとして Topp の式（Topp et al., 1980）が広く使われている．衛星リモートセンシングの分野では，誘電率モデルとして Dobson モデル（Dobson et al., 1985）がこれまで広く使われてきた．しかし，ESA が 2012 年に Mironov モデル（Mironov et al., 2004; 2009）に変更するなど，各地で改良検討が進められている（例えば Wigneron et al., 2017; Zheng et al., 2018; Liu et al., 2019; Walker et al., 2019; de Rosnay et al., 2020; Zhang et al., 2020; Suman et al., 2021）．SMOS における誘電率モデル変更の効果について検討した Mialon et al.（2015）は，現地計測値との比較の上で Dobson モデルと Mironov モデルとの間で明瞭な優劣は見いだせなかったと報告しており，その決着はついていない．

そこで本研究では，GCOM-W 衛星に搭載された高性能マイクロ波放射計 2（AMSR2; Advanced Microwave Scanning Radiometer 2）を用いた土壌水分推定アルゴリズムに利用することを想定して，湿潤土壌の誘電特性に関する複数の既存モデルの比較を行い，その結果と実験結果に基づいて新しいモデルを提示する．

AMSR2 は 6 つの周波数（6.9, 10.65, 18.7, 23.8, 36.5, 89.0 GHz）で地球観測を行っている（JAXA, 2021a）．このうち，全球土壌水分量に関する JAXA の標準プロダクト作成アルゴリズムでは，10.65 GHz と 36.5 GHz で観測した輝度温度が用いられている（JAXA, 2013）．他の利用例としては，例えば，地域スケールでの土壌水分推定のために開発された陸面データ同化システム LDAS-UT（Yang et al., 2007; 玉川, 2017）において 6.9 GHz と 18.7 GHz での観測値が用いられている．推定に用いる周波数は，土壌水分に対する応答（低周波ほど応答がよい），大気中の水蒸気や雲水 · 雨水に対する透過性（低周波ほど透過性が高い），空間解像度（高周波ほど解像度が高い），人間活動に起因する電磁波との干渉を考慮するほか，後述する ISW（Index of Soil Wetness）指標を用いる際に土壌水分に対する応答が明瞭になるよう，なるべく離れた 2 つの周波数を用いることが望ましい．

NASA の SMAP や ESA の SMOS が土壌水分の観測に照準を合わせて設計されている（SMOS は海水塩分濃度も観測対象）のに対し，AMSR2 は土壌水分のみでなく大気中の水蒸気量や雲水 · 雨水といった地球上の水循環全体を観測対象としているため，SMAP の 1.26 GHz や SMOS の 1.4 GHz（L-バンドマイクロ波）に比べて観測周波数が高いことが特徴である．なお，JAXA による L-バンドマイクロ波の土壌水分観測衛星としては，陸域観測技術衛星 ALOS（Advanced Land Observing Satellite,「だいち」）シリーズに搭載された合成開口レーダー PALSAR（Phased Array type L-band Synthetic Aperture Radar）がある（JAXA, 2021b）が，これは AMSR シリーズに比べて空間解像度が高い一方で回帰日数は 46 日と長く，干ばつや水資源管理のリアルタイム監視 · 予報に用いるには，時間解像度の面では不利である．AMSR2 は Aqua 衛星（2002 年 5 月打ち上げ）搭載の改良型高性能マイクロ波放射計（AMSR-E）の後継機であるとともに，AMSR2 の後継機である AMSR3 が温室効果ガス · 水循環観測技術衛星 GOSAT-GW に搭載されて打ち上げられる計画も進行している．したがって，AMSR シリーズによる観測輝度温度から精度よく土壌水分量を推定することにより，2002 年以降の継続したデータが全球で利用可能となる．

誘電率モデルの観点からは，GCOM-W を用いた現業の JAXA 標準アルゴリズムでは Dobson モデルが用いられているが，後述するように，Dobson モデルの適用範囲は 0.3 ～ 18 GHz（Peplinski による修正式を含む）であるのに対し，Mironov モデルは適用範囲が 0.3 ～ 26.5 GHz とされ，より高周波数域まで対象としている点では Mironov モデルの方が AMSR2 利用の点で有益である．しかし，SMOS とは周波数の異なる AMSR2 利用の場合において Mironov モデルがより有用であるのか，他に有用なモデルがあるのか，については未だ十分に検討されていない．

土壌水分推定のための誘電率モデルを構築 · 利用する際に周波数を考慮する必要があるのは，水の誘電特性に周波数依存性があることによる．SMAP や SMOS を用いた欧米の研究では，1 GHz 周辺域の周波数を主な研究対象として湿潤土壌の誘電特性に関する実験やモデル化が進められている．また，Topp の式も 20 MHz ～ 1 GHz に対して開発されている（Topp et al., 1980）．世界各地の各分野の研究蓄積と AMSR シリーズの観測データを効果的に利用して衛星観測土壌水分量の精度向上を進めるには，土壌水の誘電率について，その周波数依存特性と併せて把握 · モデル化することが効果的と考えられる．

周波数依存性に加えて，観測対象土壌の特性も，誘電率モデルの適合性を議論する際に重要である．土壌の誘電特性には土性依存性がある（Miyamoto et al., 2003; Miyamoto and Chikushi, 2006; Liao et al., 2019; Orangi et al., 2020 など）．その結果，体積含水率のみを説明変数としている Topp の式は，日本の黒ボク土など乾燥密度が小さい（間隙率が大きい）土壌に対して適合度が低い（Miyamoto et al., 2003; Miyamoto and Chikushi, 2006 など）．Dobson や Mironov によるモデルでは，体積含水率に加えて土性を説明変数に加えることで土性依存性による効果を半経験的 · 半理論的にモデル化しているが，次章で詳述するように，同じ体積含水率の土壌であっても，土壌水に含まれる自由水と吸着水との比率が異なれば誘電率も異なる．Dobson モデルは米国カンザス州で採取された 5 種類の土壌試料に対する実験結果をもとに経験的に同定されたパラメータを用いているため，それ以外の土性の土壌に対する適合性は担保されていない（辻本, 2019）．それらに対し，Mironov モデルでは土壌水を明示的に自由水と吸着水とに区分してそれぞれの誘電率に対する土性および周波数依存特性がモデル化され

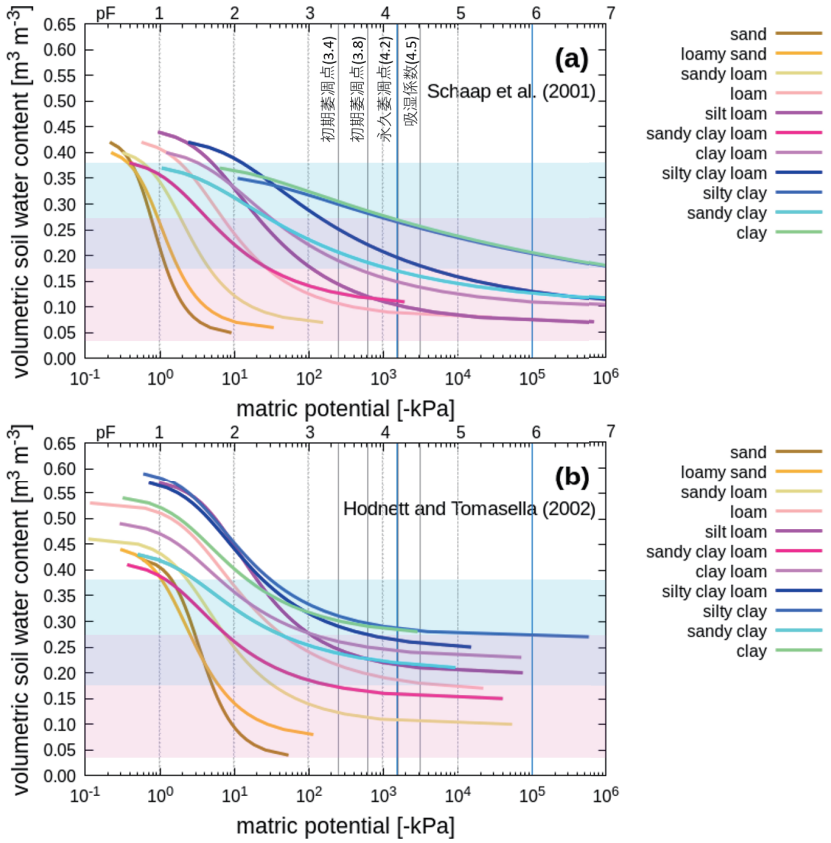



**Fig. 1** 2 種類の Pedotransfer 関数による van Genuchten パラメータからそれぞれ計算された土壌水分特性曲線．青縦線は Wang-Schmugge モデルによる $\theta_{wp}$ および相対湿度 50 % での風乾時水分量（−100 MPa）を示す．水色および桃色網掛けは，Fig. 7a に示す $\theta_{bw}$ に相当する体積含水率について，それぞれ Wang-Schmugge モデルおよび Mironov モデルによる値を示す．
Soil water-retention curve generated using van Genuchten's parameters and two different pedotransfer functions. The blue vertical lines show $\theta_{wp}$ estimated by the Wang-Schmugge equation and the water content measured by air-drying under 50 % relative humidity of air (−100 MPa). The light blue and pink hatched regions show the $\theta_{bw}$ ranges estimated using the Wang-Schmugge and Mironov models, respectively, shown in Fig. 7a.

ており，粘土質土壌や高有機質土壌，土壌水中に溶質を多く含む土壌（塩類土壌など）など，様々な土性の土壌に対する効果的利用が期待できる．しかし，Mironov モデルはもともと凍土や有機質土壌に着目してシベリア地域への適用を念頭に開発されてきたモデルであり，水田土壌などアジア域への適用性は十分には明らかになっていない．全球の様々な土性の土壌に対して汎用性をもたせるためには，以下の 2 つの観点から，誘電率モデルを Pedotransfer 関数や土壌水分特性と関連づけることが有効であると考えられる．

第一に，Dobson モデルや Mironov モデルでは誘電率モデルの説明変数として土性を導入しているが，土性が同じであっても土壌水分特性が異なる場合があることは Pedotransfer 関数の開発 · 検証の分野で指摘されている（Patil and Singh, 2016）：たとえば，土性が同じでも温帯と熱帯とでは土壌水分特性が大きく異なる可能性があり，温帯土壌については Rosetta モデルにも使われている Schaap et al.（2001）の式がよく適合する一方，熱帯土壌については Hodnett and Tomasella（2002）の式の適合性が高い．それぞれの式による土性別の土壌水分特性曲線を Fig. 1 に示す．土性が同じであっても，温帯（Fig. 1a）にくらべて熱帯（Fig. 1b）の土壌は間隙率が大きく湿潤 · 乾燥時ともにより多くの水を含む傾向にあること，1 ～ 10kPa（pF 1 ～ 2）の間での水分変化がより大きい傾向にあること，がわかる．誘電率モデルについても理論や経験に基づくいくつかのモデルがこれまでに提案されているが，Pedotransfer 関数に関する研究蓄積に比べると，実験 · 研究例が多いとは言えない．土壌物理学の分野で開発 · 検証されてきた Pedotransfer 関数に関する知見を誘電率モデルに活用することができれば，より広範囲の土性に対して省労力に高精度で誘電率を推定することに貢献できる．

第二に，誘電率モデルと土壌水分特性とを関連づけておくことは，衛星観測と数値計算との整合性を保つ上でも重要である．衛星観測による土壌水分量の推定値は，各地域において衛星観測がなされた日時においてしか得ることができず，AMSR2 の場合は，1 日 2 回（地方時でおよそ 1:30 と 13:30）に限られ，また，表層土壌の水分量に限られる．しかし実際の利用に際しては，空間的 · 時間的により高い分解能で，かつ，より深層までの情

報を必要とすることが多い．その解決案の 1 つが，数値モデルと衛星観測とを橋渡しするデータ同化技術である．気象モデルや水文モデルの陸面過程計算では，土壌中の水移動を Richards 式などによって解くことで土壌水分の時空間分布を求め，得られた計算結果のうち衛星観測値が得られる日時 · 深さの値について両者で比較することでその誤差が最小になるように陸面過程モデル内の関連パラメータ（透水係数や地下水位など）を逆推定することができる．たとえば，陸面データ同化システム LDAS-UT（Yang et al., 2007）ではこの手法がとられており，衛星観測と数値モデルとの併用によって，広域に対して高い時空間解像度の土壌水分量を推定している．しかしそのアルゴリズムでは，誘電率モデルにおける自由水と吸着水の比率評価には誘電率に対して半経験的に得られたモデルを用いる一方で，陸面過程モデル内の土壌中の水移動には Richards 式や van Genuchten による土壌水分特性曲線式を用いている．両者は完全に独立してモデル化されていることから，陸面データ同化システム全体として有する式やパラメータは数多く，それらの間の整合性は担保されていない．土壌水の誘電特性について，土壌水の移動という観点からこれまで研究蓄積がなされてきた土壌水分特性と関連づけてモデル化することができれば，両者を整合的に解くことができ，データ同化による衛星観測と数値モデルの統合利用においても有用であると考えられる（辻本ら, 2018）．

## 2. 土壌水分推定アルゴリズムと誘電率モデル

### 2.1 陸面の放射伝達モデル

まず，AMSR2 を用いた土壌水分推定アルゴリズムの概要と，その中での誘電率モデルの位置づけについて説明する．土壌水分の推定には地表面の観測輝度温度 $T_B$ [K] を用いる．ここで，土壌水分など陸面の状態と $T_B$ とを関連づけるモデルを，陸面の放射伝達モデルと呼ぶ．土壌と植生から成る陸面の放射伝達式は，土壌面（第 1 項）と植生面（第 2 項）からの影響の和として

$$T_{B,p} = T_g(1-\Gamma_p)e^{-\tau_c} + T_c(1-a)(1-e^{-\tau_c})(1+\Gamma_p e^{-\tau_c}) \quad (1)$$

と表される（藤井, 2005; Fujii et al., 2009）．ここに，$a$ は植生の単一散乱アルベド，$\tau_c$ は植生の光学的厚さ，$\Gamma$ は土壌面の反射率，$T_c$ は植生面温度 [K]，$T_g$ は土壌面温度 [K] である．下付き添え字 p は水平偏波 H または垂直偏波 V を表している．

このうち，$a$ と $\tau_c$ は周波数 $f$ [Hz]（または波長 $\lambda$ [cm]）の関数であり，$\tau_c$ は植生水分量 $w_c$ [kg]（葉面積指数 LAI の関数とみなす）や植生形態パラメータ（$b', \chi, \eta$）の影響も受ける．つまり，

$$a = \frac{0.00083}{f} \quad (2)$$

$$\tau_c = b'\lambda^{\chi}\frac{w_c}{\cos\delta} \quad (3)$$

$$w_c = \exp\frac{\mathrm{LAI}}{\eta} - 1 \quad (4)$$

ここに，$\delta$ はセンサーの入射角度 [degree] で，AMSR2 の場合は $\delta = 55$ である．

ここで，式（1）の $\Gamma_p$ が滑面のフレネル電力反射係数 $R_p$ と地表面粗度との関数であり，$R_p$ が誘電率 $\varepsilon$ の関数である．すなわち，

$$R_H = \frac{\cos\delta - \sqrt{\varepsilon - \sin^2\delta}}{\cos\delta + \sqrt{\varepsilon - \sin^2\delta}} \quad (5)$$

$$R_V = \frac{\varepsilon\cos\delta - \sqrt{\varepsilon - \sin^2\delta}}{\varepsilon\cos\delta + \sqrt{\varepsilon - \sin^2\delta}} \quad (6)$$

なお，土壌水分推定アルゴリズム全体の中では，この地表面粗度の推定モデルも重要な構成要素であり，RMS 粗度 $s$ と相関長さ $l$ を用いた AIEM（Advanced Integral Equation Method）など，土壌表面の構造から地表面粗度を物理的に推定すべく，様々に研究開発が行われている．粗度の推定手法については他の研究に預け，本稿では誘電率 $\varepsilon$ の推定手法に焦点を当てる．

式（1）の計算には土壌 · 植生面の物理温度（$T_g$，$T_c$）が必要であるが，JAXA の現業アルゴリズムでは，偏波指標 PI（Polarization Index）と土壌水分指標 ISW を導入することによって物理温度を用いずに観測 $T_B$ から土壌水分量を推定する手法（小池ら, 2000; 小池ら, 2004）を導入している（JAXA, 2013）．

$$\mathrm{PI} = \frac{T_{B,V} - T_{B,H}}{\frac{1}{2}(T_{B,V} + T_{B,H})} \quad (7)$$

$$\mathrm{ISW} = \frac{T_B^{high} - T_B^{low}}{\frac{1}{2}(T_B^{high} - T_B^{low})} \quad (8)$$

ここに，$T_{B,V}$ および $T_{B,H}$ はそれぞれ垂直偏波および水平偏波に対する輝度温度であり，上付き添え字 *high*, *low* は観測周波数（AMSR2 の場合はそれぞれ 36.5 GHz, 10.65 GHz）を示す．ISW は主に土壌水分量の影響を受け，PI は主に植生水分量の影響を受ける．低周波の輝度温度は高周波の輝度温度よりも土壌水分に感度が高いため，土壌が湿潤なほど ISW の値は大きくなる．PI と ISW を基準に予めルックアップテーブルを作成しておき，（PI, ISW）の観測値と計算値が合致する地表面状態（植生 · 土壌の種類と水分量）を探索することで，物理温度が未知であっても，2 周波 2 偏波の観測 $T_B$ から土壌水分量を逆推定できる．

以上が推定アルゴリズムの全体像であるが，植生や粗度の推定など，物理的な定量化が困難な変数やパラメータも多く含まれるため，検証地点において現地計測土壌水分量との比較を行いながら各種パラメータのチューニングを行うことで，世界各地の推定に展開可能なアルゴ

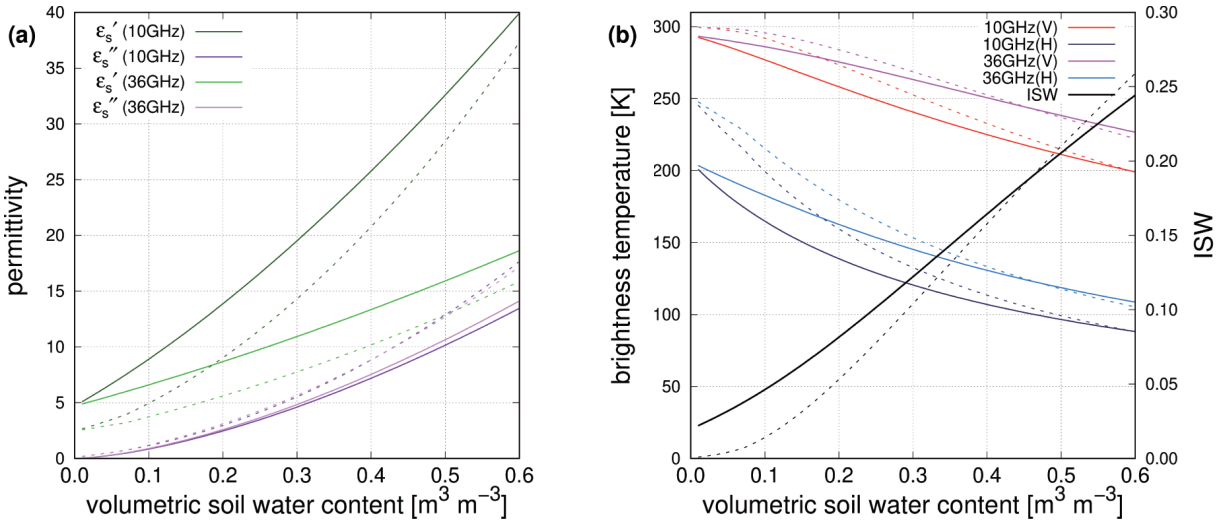



**Fig. 2** 誘電率モデルの違いによる誘電率と輝度温度計算値への影響．(a) 複素誘電率の実部（$\varepsilon_s'$）と虚部（$\varepsilon_s''$），(b) 垂直偏波（V）および水平偏波（H）の輝度温度および ISW．誘電率モデルとして Dobson モデルを用いた場合（実線）と Mironov モデルを用いた場合（破線）の 10 GHz および 36 GHz に対する計算値．計算条件：植生なし，砂 51.51 %，粘土 13.43 %，シルト 35.06 %（Fig. 6 に示す土壌 [1] に該当），$s = 1$ mm，$l = 1$ cm，$T_g = 300$ K.
Effect of the dielectric model on the estimated permittivity and brightness temperature. (a) Real ($\varepsilon_s'$) and imaginary ($\varepsilon_s''$) parts of the complex permittivity of wet soil. (b) Brightness temperature in vertical (V) and horizontal (H) polarizations and the index of soil wetness (ISW). The results simulated at 10 and 36 GHz using the Dobson model (solid line) and the Mironov model (broken line) as the dielectric model are shown. Simulated conditions: no vegetation, sand: 51.51 %, clay: 13.43 %, and silt: 35.06 % (corresponding to soil sample [1] presented in Fig. 6), $s = 1$ mm, $l = 1$ cm, and $T_g = 300$ K.

リズムとして開発・改良が行われてきている（小池ら, 2000; 小池ら, 2004; 藤井, 2005）．アルゴリズムを構成する各モデルの中で，たとえその一部の式や変数であっても，地域依存性を軽減して汎用性を高めることができれば，それ以外の変数やパラメータをチューニングする際の不確実性が下がり，アルゴリズム全体としての推定精度や汎用性を向上させることができると考えられる．本研究では湿潤土壌誘電率モデルに着目し，誘電率モデルのみのために開発されてきた経験的要素を減らし，土壌水の流動や土壌水分特性に関する既往の知見と整合性のある汎用的な誘電率モデルの構築を目指す．

Fig. 2 には，土壌水分量（体積含水率）と誘電率の関係（Fig. 2a），および，土壌水分量と輝度温度（および ISW）の関係（Fig. 2b）の一例を，10 GHz と 36 GHz に対して示している．直線および破線は，誘電率モデルとしてそれぞれ Dobson モデル（計算式は 2.3.4 項に後述）と Mironov モデル（同 2.3.5 項）を用いた場合の計算結果を，他は同一条件（植生なし，砂 51.51 %，粘土 13.43 %，シルト 35.06 %，$s = 1$ mm，$l = 1$ cm，$T_g = 300$ K）下で示している．体積含水率の増加に伴って ISW の値が単調増加しており，ISW から土壌水分量を逆推定できることがわかる一方で，用いる誘電率モデルによって輝度温度や ISW に違いが生じること，観測輝度温度から土壌水分量を推定する際に適切な誘電率モデルを用いることが重要であることがわかる．

### 2.2 誘電率とその周波数依存特性

誘電率 $\varepsilon$ とは，印加された電界 $\boldsymbol{E}$ [Vm$^{-1}$] に対して物質内に発生する電束密度を $\boldsymbol{D}$ [C m$^{-2}$] とした時に $\boldsymbol{D} = \varepsilon \boldsymbol{E}$ として表される量であり，外部からの印加電界によって物質内に誘導される電荷量の度合いを表している．電界印加と電束密度の発生には，わずかに遅れ時間（緩和時間）$\tau$[s] が発生する．角速度 $\omega$，自然対数の底 $e$，虚数単位 $j = \sqrt{-1}$ を用いて印加した電界の波を表すと，電界 $\boldsymbol{E} = |E|e^{j\omega t}$ の印加に対して電束密度 $\boldsymbol{D} = |D|e^{j\omega(t-\tau)}$ が発生することになる．その時の誘電率は

$$\varepsilon = \frac{|D|}{|E|}e^{-j\omega\tau} = \frac{|D|}{|E|}\cos\omega\tau - j\frac{|D|}{|E|}\sin\omega\tau = \varepsilon' - j\varepsilon'' \quad (9)$$

と表され，遅れ時間 $\tau$ を考慮することで誘電率は複素数として表現される（三谷, 2017）．誘電率の実部 $\varepsilon'$ は全分極の大きさを示し，静的電場の場合にはこれが誘電定数に等しくなる．虚部 $\varepsilon''$ はエネルギーの吸収・損失を示す．

真空の誘電率を $\varepsilon_v$（$\varepsilon_v = 8.854 \times 10^{-12}$ F m$^{-1}$）とすると，物質の誘電率は $\varepsilon_v\varepsilon_r$ と表すことができ，この $\varepsilon_r$ を比誘電率と呼ぶが，物質の誘電率の指標としては絶対値よりも $\varepsilon_r$ の方が理解しやすく，しばしばこの値が用いられる．本稿でも，以下では $\varepsilon_r$ を単に誘電率と呼ぶ．空気の誘電率は $\varepsilon_a = 1$，土粒子の誘電率は $\varepsilon_m \simeq 4.7$ であるのに対し，水の誘電率はおよそ 80 と大きい．また，空気や土粒子の誘電率は周波数に依らず一定で損失がない（虚部が 0 である）のに対し，水の誘電率には，その実部・虚部ともに周波数依存特性がある．これらのことが，誘電率から土壌水分量の推定を可能とする鍵である．

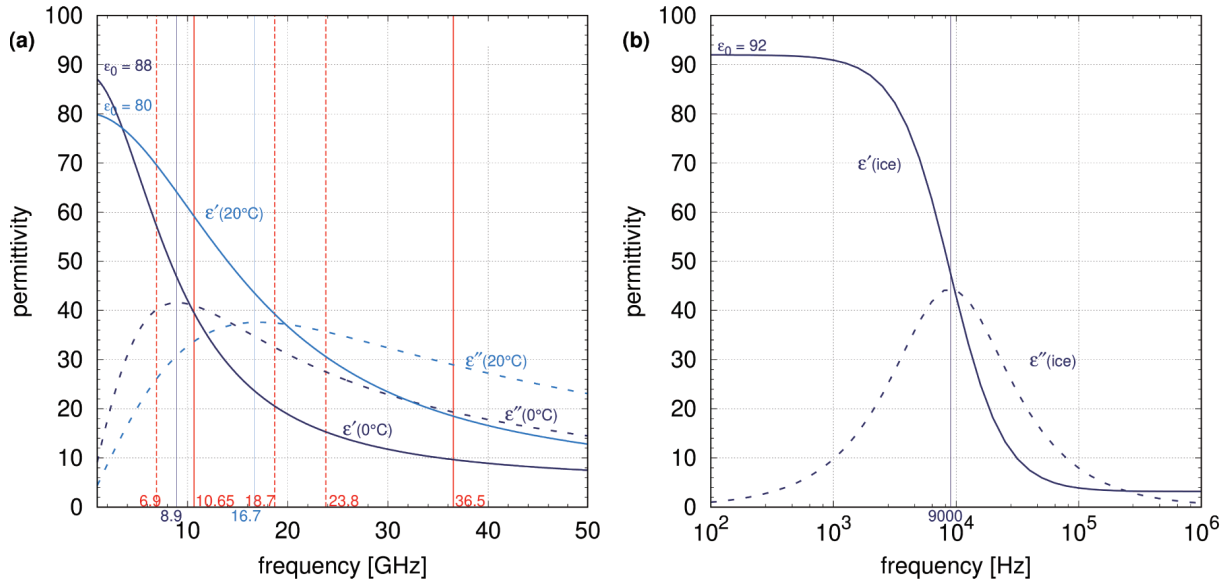



**Fig. 3**　（a）液状自由水（0 °C 及び 20 °C）と（b）氷の複素誘電率（実線：実部，破線：虚部）とその周波数依存特性．いずれも純水の場合．青縦線は緩和周波数 $f_r$，赤縦線は AMSR2 による観測周波数を示す．
The complex permittivity (where the solid and broken lines indicate the real and imaginary parts, respectively) of (a) free liquid water and (b) ice, for pure water. The blue vertical lines show the relaxation frequencies and the red vertical lines show the AMSR2 observation frequencies.

水の複素誘電率とその周波数依存特性は，次の Debye の式（Debye, 1929）によって表現することができる．

$$\varepsilon' = \varepsilon_\infty + \frac{\varepsilon_0 - \varepsilon_\infty}{1+(2\pi f\tau)^2} \tag{10}$$

$$\varepsilon'' = \frac{2\pi f\tau(\varepsilon_0 - \varepsilon_\infty)}{1+(2\pi f\tau)^2} + \frac{\sigma}{2\pi\varepsilon_v f} \tag{11}$$

ここに，$\pi$ は円周率，$f$ は周波数 [Hz]，$\tau$ は緩和時間 [s]，$\varepsilon_0$ と $\varepsilon_\infty$ はそれぞれ $f\to 0, f\to\infty$ における $\varepsilon$ である．$\sigma$ は土壌間隙中の水のイオン伝導度 [S m$^{-1}$]（= EC）であり，純水でなく溶質が含まれる場合にはイオン電導による誘電損失が生じ，その影響は $f$ が小さい低周波で顕著に表れる．式（10）–（11）より，緩和周波数 $f_r = 1/(2\pi\tau)$ [Hz] の時，

$$\varepsilon' = \varepsilon_\infty + \frac{\varepsilon_0 - \varepsilon_\infty}{2} \tag{12}$$

$$\varepsilon'' = \frac{\varepsilon_0 - \varepsilon_\infty}{2} + \frac{\sigma}{2\pi\varepsilon_v f_r} \tag{13}$$

であり，$\varepsilon'$ の誘電増分は半分，$\varepsilon''$ は最大値となる．

液状自由水の $\varepsilon_0$ と $\tau$（または $f_r$）は温度 $t$ [°C] によって変化し，次式が提案されている（Ulaby et al., 1986; Klein and Swift, 1977; Stogryn, 1971）．

$$\begin{aligned}\varepsilon_0 =& 88.045 - 0.4147t \\ &+ 6.295\times10^{-4}t^2 + 1.075\times10^{-5}t^3\end{aligned} \tag{14}$$

$$\begin{aligned}1/f_r =& 2\pi\tau \\ =& 1.1109\times10^{-10} - 3.824\times10^{-12}t \\ &+ 6.938\times10^{-14}t^2 - 5.096\times10^{-16}t^3\end{aligned} \tag{15}$$

$\varepsilon_\infty$ については，温度依存性が小さく一定とみなせる（Lane and Saxton, 1952）．

$$\varepsilon_\infty \simeq \text{const.} = 4.9 \tag{16}$$

以上をもとに，液状自由水の複素誘電率 $\varepsilon_{fw}$ と周波数 $f$ との関係をプロットしたのが Fig. 3a である．$t = 20$°C では $f_r = 16.7$ GHz，$\tau = 9.2$ps，$\varepsilon_0 = 80.1$ に，$t = 0$°C では $f_r = 8.9$ GHz，$\tau = 18$ps，$\varepsilon_0 = 88.0$ となる．

一方で氷に対しては，$2\pi\tau = 1/9000$，$f_r = 9$ kHz，$\tau = 1.8\times10^7$ ps，$\varepsilon_0 = 92$ であり，$\varepsilon_\infty = 3.17$ である（Fig. 3b）．このように，氷の誘電特性は液状水とは大きく異なっている．マイクロ波放射計による観測周波数帯（1 GHz ～数 10 GHz）では，氷の誘電率 $\varepsilon_{ice}$ は周波数 $f$ に依らず $\varepsilon' = 3.17$，$\varepsilon'' = 0$ とみなすことができ，液状自由水の誘電率 $\varepsilon_{fw}$ よりも低い．

### 2.3 湿潤土壌の誘電率モデル

湿潤土壌の誘電率を推定するモデルには，適合関数型の Topp モデル（Topp et al., 1980）と，土壌構成要素の誘電率から湿潤土壌の誘電率を推定する半経験的な混合モデル（Birchak et al., 1974）とがある．Birchak による混合モデルは，Wang and Schmugge（1980），Dobson et al.（1985），Mironov et al.（2004; 2009）らによる混合誘電率モデルの基礎となっている．本稿では，Birchak の混合モデルに基づいた上で，土壌水（自由水，吸着水）

の誘電率の評価には Hilhorst（Hilhorst, 1998; Hilhorst et al., 2001）のモデルを導入することで，土壌水分特性と誘電率とを関連づけた新たなモデルを提案する．

#### 2.3.1 Topp モデル

TDR を用いた現場土壌水分量計測に用いられる Topp et al.（1980）の式は，1 MHz ～ 1 GHz 帯では湿潤土壌の複素誘電率 $\varepsilon_s$ の実部に対して虚部は小さく，実部の値が周波数や土性，密度の違いによって受ける影響も小さいことに着目し，20 MHz ～ 1 GHz に対して，体積含水率 $\theta$ のみを説明変数として誘電率を表した三次回帰式である．

$$\varepsilon_s \simeq \varepsilon_s' = 3.03 + 9.3\theta + 146\theta^2 - 76.7\theta^3 \qquad (17)$$

Topp 式の検証は，TDR のキャリブレーションという観点から日本国内でもこれまで多く行われている（Miyamoto and Chikushi, 2006）．日本国内の土壌試料を用いたこれまでの実験結果では，豊浦砂や真砂土（堀野 · 丸山，1993; 冀ら，1996）および砂丘未熟土や低地土（波多野ら，1995）は Topp 式とよく適合する一方で，黒ボク土（波多野ら，1995; 冀ら，1996; 宮本 · 筑紫, 2000），火山性土（波多野ら，1995; 福本 · 田中，1995），関東ローム表土（宮本 · 安中，1998），森林土や赤黄色土（宮本 · 筑紫, 2000）の誘電率は Topp 式で示される値よりも低いことが示されている．また，沖積土（Silt Loam）について調べた福本 · 田中（1995）は，突き固めて密にした試験土では Topp 式と比較的よく合致した一方で，疎に充填した試験土では Topp 式で示される値よりも低い誘電率を示すなど，誘電率に対する間隙率の影響を指摘している．

#### 2.3.2 Birchak モデル

Birchak et al.（1974）は，湿潤土壌の誘電率を，その構成要素の誘電率から次式で推定できるとモデル化している．

$$\varepsilon_s^\alpha = \sum_i V_i \varepsilon_i^\alpha \qquad (18)$$

ここに，$\alpha$ は形状定数である．式（18）を 4 相の湿潤土壌（土粒子 m，空気 a，自由水 fw，吸着水 bw）に対して当てはめると，

$$\varepsilon_s^\alpha = V_m\varepsilon_m^\alpha + V_a\varepsilon_a^\alpha + V_{fw}\varepsilon_{fw}^\alpha + V_{bw}\varepsilon_{bw}^\alpha \qquad (19)$$

となる．このモデルでは，Topp 式とは異なり，固相率 $V_m$ を説明変数に入れることで間隙率の影響を表現することができる．

以下の項に示す Wang-Schmugge モデル，Dobson モデル，Mironov モデル，提案モデルはいずれも Birchak のモデルに基づいて構築されており，Wang-Schmugge モデル，Dobson モデル，提案モデルでは，説明変数に間隙率（または乾燥密度）が存在する．ただし Mironov モデルでは，モデル化の過程で間隙率など $V_m$, $V_a$ に関する情報は陽的に扱われず，説明変数から外されている．

本研究における Wang-Schmugge モデル，Dobson モデル，提案モデルでの計算時には，実験土壌に対する計算には乾燥密度と土粒子密度から計算した間隙率を，その他の計算には，各土性に対して Schaap et al.（2001）の Pedotransfer 関数による飽和土壌水分量の値（Fig. 1a）を，それぞれ用いた．Silt に対する飽和土壌水分量の値は明示されていなかったため，Silt Loam の値で代用した．同様に土粒子の誘電率 $\varepsilon_m$ についても，Topp 式とは異なり Birchak モデルでは説明変数に加えられており，Wang-Schmugge モデル，Dobson モデル，提案モデルでは説明変数として残されている一方で，Mironov モデルでは説明変数から外されている．本研究における Wang-Schmugge モデル，Dobson モデル，提案モデルでの計算時には Dobson et al.（1985）による以下の式を用いて $\varepsilon_m$ を与えた．

$$\varepsilon_m = (1.01 + 0.44 \times \rho_s)^2 - 0.062 \qquad (20)$$

ここに，$\rho_s$ は土粒子の密度で，本研究では 2.66（Peplinski et al.,1995a）として与えた．よって，$\varepsilon_m = 4.7$ の値を計算に利用した．

#### 2.3.3 Wang-Schmugge モデル

Birchak et al.（1974）の混合モデルを用いて吸着水や空気を陽的に扱い，4 層構造から成る土壌に対する誘電率モデルを提案したのは，Wang and Schmugge（1980）にさかのぼる．Wang and Schmugge（1980）は 1.4 GHz と 5 GHz における実験結果から，土壌が比較的乾燥している時には土壌水分量の増加に伴う誘電率の増加幅が小さく，土壌がある程度以上に湿潤になれば土壌水分量に対する誘電率の増加幅が大きくなることを示し，乾燥側では吸着水，湿潤側では自由水の影響が支配的であると考えた．そして，土壌水に占める吸着水の割合，および，イオン電導に伴う誘電損失はいずれも粘土含有量の増加に伴って増加することを示した．彼らのモデルによれば，$\theta$ と $\varepsilon$ の関係に変化が生じる境界の水分量（体積含水率）を $\theta_{bw}$ とすると，湿潤土壌全体の誘電率 $\varepsilon_s$ および吸着水の誘電率 $\varepsilon_{bw}$ は，

$\theta \le \theta_{bw}$ の時，

$$\varepsilon_s = \theta\varepsilon_{bw} + (\phi - \theta)\varepsilon_a + (1 - \phi)\varepsilon_m \qquad (21)$$

$$\varepsilon_{bw} = \varepsilon_{ice} + (\varepsilon_{fw} - \varepsilon_{ice})\frac{\theta}{\theta_{bw}}\gamma \qquad (22)$$

$\theta > \theta_{bw}$ の時，

$$\varepsilon_s = \theta_{bw}\varepsilon_{bw} + (\theta - \theta_{bw})\varepsilon_{fw} + (\phi - \theta)\varepsilon_a + (1 - \phi)\varepsilon_m \qquad (23)$$

$$\varepsilon_{bw} = \varepsilon_{ice} + (\varepsilon_{fw} - \varepsilon_{ice})\gamma \qquad (24)$$

ここに，$\phi$ は間隙率，$\varepsilon_{bw}$ は最初に吸収される水（吸着水に対応）の誘電率である．$\theta_{bw}$ は植物萎凋点の体積含水率 $\theta_{wp}$ と以下の関係にある．

$$\theta_{bw} = 0.49\theta_{wp} + 0.165 \qquad (25)$$

また，パラメータ $\gamma$ も $\theta_{\mathrm{wp}}$ の関数で，

$$\gamma = -0.57\theta_{\mathrm{wp}} + 0.481 \tag{26}$$

ここに，$\theta_{\mathrm{wp}}$ は 1.5 MPa の吸引圧下での水分量と定義されており，砂と粘土の体積百分率（$\%sand, \%clay$）を用いた以下の推定式が提案されている．

$$\begin{aligned}\theta_{\mathrm{wp}} =& 0.06774 \\ & - 0.00064 \times \%sand + 0.00478 \times \%clay\end{aligned} \tag{27}$$

イオン電導による誘電損失（式（11）第 2 項）は

$$60\lambda\sigma = A\theta^2 \tag{28}$$

とモデル化され，$A$ の値は土性に依存し，彼らの試験土壌に対しては，1.4 GHz での測定下で 0（砂）から 26（粘土）の範囲にあったと報告されている．さらに，$A = 26$，$\theta = 0.4$ の場合でも，$\sigma = 0.33$ S m$^{-1}$ に相当し，イオン電導に伴う誘電損失は 4.2，輝度温度 $T_{\mathrm{B}}$ 計算値への影響は 1 K 以下であることから，輝度温度計算に対するイオン電導度の影響は小さいとしている．この $A$ の値については，土性や周波数に対してモデル化はされていないため，本研究の計算においては，Wang-Schmugge 式を用いたすべての計算において，$\sigma = 0$ として計算した．

その上で，Debye の式（式（10）–（11））を用いて対象周波数 $f$ に対する $\varepsilon_{\mathrm{fw}}$ と $\varepsilon_{\mathrm{ice}}$ を計算し，それを式（21）–（24）に代入することで各周波数に対する $\varepsilon_{\mathrm{s}}$ を求めた．

### 2.3.4 Dobson モデル

Hallikainen et al.（1985），Dobson et al.（1985），Peplinski et al.（1995a; 1995b）は，Birchak の混合モデル（式（19））において，値の推定が困難な吸着水の量（$\theta_{\mathrm{bw}} = V_{\mathrm{bw}}$）と誘電率 $\varepsilon_{\mathrm{bw}}$ を用いずにその影響を経験パラメータ $\beta$ によって表現することで，計測が容易な変数（$\%sand, \%clay$，$\phi$，乾燥土壌の密度 $\rho_{\mathrm{d}}$）のみを説明変数として湿潤土壌の複素誘電率を推定する式を提案している．すなわち，

$$\theta^{\beta}\varepsilon_{\mathrm{fw}}^{\alpha} = V_{\mathrm{fw}}\varepsilon_{\mathrm{fw}}^{\alpha} + V_{\mathrm{bw}}\varepsilon_{\mathrm{bw}}^{\alpha} \tag{29}$$

$$\varepsilon_{\mathrm{s}}'^{\alpha} = (1-\phi)(\varepsilon_{\mathrm{m}}'^{\alpha} - 1) + \theta^{\beta'}\varepsilon_{\mathrm{fw}}'^{\alpha} - \theta + 1 \tag{30}$$

$$\varepsilon_{\mathrm{s}}''^{\alpha} = \theta^{\beta''}\varepsilon_{\mathrm{fw}}''^{\alpha} \tag{31}$$

$$\beta' = 1.2748 - 0.00519\%sand - 0.00152\%clay \tag{32}$$

$$\beta'' = 1.33797 - 0.00603\%sand - 0.00166\%clay \tag{33}$$

$$\begin{aligned}\sigma =& \\ & (-1.645 + 1.939\rho_{\mathrm{d}} - 0.0225622\%sand + 0.01594\%clay) \\ & \times \frac{\phi}{\theta}\end{aligned} \tag{34}$$

ここに，土壌の体積含水率 $\theta$ は（自由水＋吸着水）の量であり，$\alpha = 0.65$ のもとでモデル化されている．粒径分布の定義は米国農務省（USDA）によるものにしたがって粒径 0.05 ～ 2 mm の土粒子を砂，0.002 ～ 0.05 mm のものをシルト，0.002 mm 未満のものが粘土と分類されている．なお，式（34）の $\%sand$ の係数が原著と引用先（Peplinski et al., 1995a）にて若干異なっている（原著では −0.02013）が，引用先文献の共著者に Dobson 氏も含まれていることなどから，本研究の計算時には引用先に示された式（34）の値を用い，$\sigma < 0$ となる場合には $\sigma = 0$ とする拘束条件を加えて計算を行った．

Dobson et al.（1985）は 1.4 ～ 18 GHz における実験結果から上記のモデルを構築したが，0.3 ～ 1.3 GHz に対しては Peplinski et al.（1995a, 1995b）が次の修正式を提案している．

$$\varepsilon'_{\mathrm{s}} = 1.15\varepsilon'_{s|1.4-18} - 0.68 \tag{35}$$

$$\begin{aligned}\sigma =& \\ & (0.0467 + 0.2204\rho_{\mathrm{d}} - 0.004111\%sand + 0.006614\%clay) \\ & \times \frac{\phi}{\theta}\end{aligned} \tag{36}$$

ここに，$\varepsilon'_{s|1.4-18}$ は式（30）によって求められた $\varepsilon'_{\mathrm{s}}$ の値である．

以上の半経験的モデルはしばしば総称して Dobson モデルと呼ばれ，土壌水分量の衛星観測分野で広く用いられている．

### 2.3.5 Mironov モデル

Mironov et al.（2004; 2009）は，Birchak et al.（1974）によって提案された式（19）に基づき，$\alpha = 0.5$ としてモデル化を行っている．$\alpha = 0.5$ とはすなわち，混合物の誘電率が屈折混合理論に従うとの仮定に相当し，複素誘電率 $\varepsilon$ の平方根として複素屈折率 $n^*$ を定義できる．

$$n^* = \sqrt{\varepsilon} = n - j\kappa \tag{37}$$

ここに，$n$ は屈折率，$\kappa$ は屈折率の消衰係数である．この時，複素誘電率と複素屈折率の実部と虚部は，式（37）より以下の関係にある．

$$n = \sqrt{\frac{\sqrt{\varepsilon'^2 + \varepsilon''^2} + \varepsilon'}{2}} \tag{38}$$

$$\kappa = \sqrt{\frac{\sqrt{\varepsilon'^2 + \varepsilon''^2} - \varepsilon'}{2}} \tag{39}$$

あるいは，

$$\varepsilon' = n^2 - \kappa^2 \tag{40}$$

$$\varepsilon'' = 2n\kappa \tag{41}$$

$\alpha = 0.5$ のもとで式（19）を自由水（$\theta > \theta_{bw}$）と吸着水（$\theta \leq \theta_{bw}$）とに陽的に分けて書き換えると，
$\theta \leq \theta_{bw}$ の時，

$$n_s = n_m + (n_{bw} - 1)\theta \tag{42}$$

$$\kappa_s = \kappa_m + \kappa_{bw}\theta \tag{43}$$

$\theta > \theta_{bw}$ の時，

$$n_s = n_m + (n_{bw} - 1)\theta_{bw} + (n_{fw} - 1)(\theta - \theta_{bw}) \tag{44}$$

$$\kappa_s = \kappa_m + \kappa_{bw}\theta_{bw} + \kappa_{fw}(\theta - \theta_{bw}) \tag{45}$$

これらの式に示されるように，$\alpha = 0.5$ のもとでは，$\theta - n_s$ および $\theta - \kappa_s$ 関係は $\theta_{bw}$ で屈曲点をもつ 2 本の直線になると期待され，その直線の傾きは乾燥領域（$\theta \leq \theta_{bw}$）で小さく湿潤領域（$\theta > \theta_{bw}$）で大きくなるはずである．この示唆は，Wang and Schmugge（1980）による結果とも合致している．

Mironov et al.（2009）は様々な土壌に対して実験を行い，説明変数として *%clay* のみを用いて関連パラメータの推定式を与えている．適用範囲は，0.3 ～ 26.5 GHz，20 ～ 22 °C で，乾燥状態から圃場容水量までとなっている．式（44）–（45）における切片（$n_m$，$\kappa_m$）と吸着水量 $\theta_{bw}$ は以下の式で推定される．

$$\begin{aligned} n_m =& 1.634 - 0.539 \times 10^{-2} \times (\%clay) \\ &+ 0.2748 \times 10^{-4} \times (\%clay)^2 \end{aligned} \tag{46}$$

$$\kappa_m = 0.03952 - 0.04038 \times 10^{-2} \times (\%clay) \tag{47}$$

$$\theta_{bw} = 0.02863 + 0.30673 \times 10^{-2} \times (\%clay) \tag{48}$$

また，Debye の式（10）–（11）のパラメータ $\varepsilon_0$，$\tau$，$\sigma$ についても，土壌中の自由水と吸着水のそれぞれに対して次のように与えられており，自由水，吸着水のそれぞれに対する複素誘電率（$\varepsilon', \varepsilon''$）を任意の周波数 $f$ に対して Debye の式から求めることができるように用意されている．

$$\begin{aligned} \varepsilon_{0,bw} =& 79.8 - 85.4 \times 10^{-2} \times (\%clay) \\ &+ 32.7 \times 10^{-4} \times (\%clay)^2 \end{aligned} \tag{49}$$

$$\varepsilon_{0,fw} = 100 \tag{50}$$

$$\tau_{bw} = 1.062 \times 10^{-11} + 3.45 \times 10^{-14} \times (\%clay) \tag{51}$$

$$\tau_{fw} = 8.5 \times 10^{-12} \tag{52}$$

$$\sigma_{bw} = 0.3112 + 0.467 \times 10^{-2} \times (\%clay) \tag{53}$$

$$\sigma_{fw} = 0.3631 + 1.217 \times 10^{-2} \times (\%clay) \tag{54}$$

土壌水の複素誘電率（$\varepsilon_{fw}, \varepsilon_{bw}$）について得られた値を式（38）–（39）に代入することで，（$n_{fw}, \kappa_{fw}$）と（$n_{bw}, \kappa_{bw}$）を得ることができ，式（42）–（45）における $n_s$ と $\kappa_s$ の推定に用いることができる．そして，式（40）–（41）により，（$n_s$，$\kappa_s$）から（$\varepsilon_s'$，$\varepsilon_s''$）を求めることができる．

#### 2.3.6 本論文における提案モデル

前述したように，Wang-Schmugge モデル，Dobson モデル，Mironov モデルなど Birchak の混合モデルに基づく誘電率モデルでは，式（19）における吸着水の量 $\theta_{bw}$ と誘電率 $\varepsilon_{bw}$ をどのように定量化するかが鍵であり，それが各モデルを特徴づける要素となっている．本論文では，Birchak の混合モデルに基づきつつ，$\theta_{bw}$ と $\varepsilon_{bw}$ については土壌水のマトリックポテンシャルと関連づけて求める新たな手法を構築する．この手法では，以下の方法でそれぞれ求めた $\theta_{bw}$ と $\varepsilon_{bw}$ を式（19）に直接代入することで，湿潤土壌の誘電率 $\varepsilon_s$ を求める．

まず $\theta_{bw}$ は，土粒子表面上の第一水分子層に相当する水分量であると考える．Dirksen and Dasberg（1993）の実験によると，粒子表面上の第一水分子層は相対湿度 $e/e_s = 0.5$（$e$ は水蒸気圧，$e_s$ は飽和水蒸気圧）の条件下での風乾土壌試料に含まれる水分量に等しいとされる．

$$\Psi = \frac{RT}{v_w} \ln \frac{e}{e_s} \tag{55}$$

ここに，$R$ は気体の状態定数（$= 8.314\ \mathrm{Pa\,m^3\,mol^{-1}\,K^{-1}}$），$T$ は温度 [K]，$v_w$ は水の部分モル体積である．$v_w = m_w/\rho_w$，$m_w$ は水のモル質量（$= 0.018\ \mathrm{kg\,mol^{-1}}$），$\rho_w$ は水の密度（$= 1000\ \mathrm{kg\,m^{-3}}$）であるから，$e/e_s = 0.5$ の時，$\Psi = -100$ MPa となる．そこで本研究では，$|\Psi| =$ 100 MPa に相当する $\theta$ を $\theta_{bw}$ とみなし，その量を van Genuchten 式によって求める．van Genuchten 式に必要なパラメータは，土性に応じて Pedotransfer 関数から求めることとし，本研究では Schaap et al.（2001）の式を用いる．

一方の $\varepsilon_{bw}'$ については，Hilhorst（Hilhorst, 1998; Hilhorst et al., 2001）のモデルを用いて以下のように推定する．Hilhorst らは水を特徴づける水素結合に着目し，水素結合を破壊するのに必要なギブスのモル自由エネルギーを用いることで，土壌水の誘電率とマトリックポテンシャルとを関連づけてモデル化している．その内容は，以下の通りである（筑紫, 2010）．

1 組の水素結合を破壊するのに必要なギブスのモル自由エネルギーの変化量を $\Delta G_w$ とすると，水の緩和時間 $\tau_w$ は次式のように表すことができる．

$$\tau_w = \frac{1}{2\pi f_r} = \frac{h}{kT} \exp \frac{\Delta G_w}{RT} \tag{56}$$

ここに，$h$ はプランク定数，$k$ はボルツマン定数である．自由水の $\Delta G_w$ を $\Delta G_0$，同じ温度下で結合力を受けている水の $\Delta G_w$ を $\Delta G$ とし，それぞれの緩和周波数を $f_{r0}$，$f_r$ とすると，式（56）より，

$$\frac{f_r}{f_{r0}} = \exp \frac{\Delta G_0 - \Delta G}{RT} \tag{57}$$

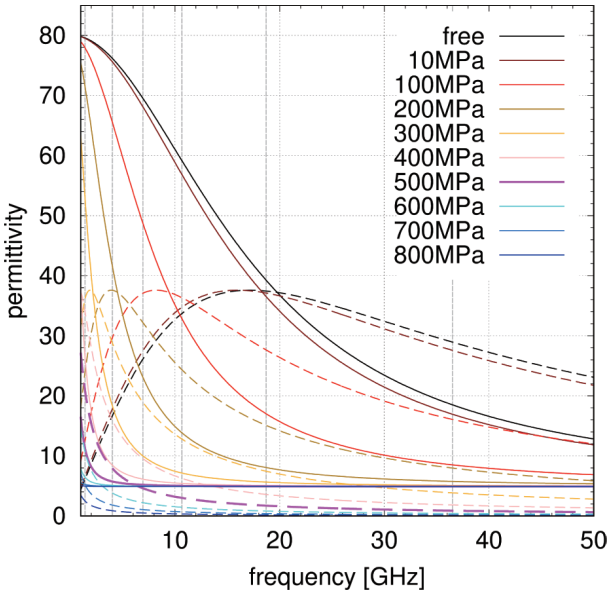



**Fig. 4**　自由水および結合力を受けた水の複素誘電率に関する計算結果（実線：実部，破線：虚部）．灰色縦線は AMSR2 観測周波数（1.4 GHz，4.0 GHz，6.9 GHz，10.65 GHz，18.7 GHz，36.5 GHz）を示す．
The simulated complex permittivity of free and bound water (where the solid and broken lines indicate the real and imaginary parts, respectively). The gray vertical lines indicate the AMSR2 observation frequencies of 1.4, 4.0, 6.9, 10.65, 18.7, and 36.5 GHz.

一方，土壌のマトリックポテンシャル $\Psi$ は標準状態の化学ポテンシャル $\mu_{w0}$ とその実際の化学ポテンシャル $\mu_w$ との差に関連づけられる（Slatyer, 1967）．

$$\Psi v_w = \mu_{w0} - \mu_w = \Delta G_0 - \Delta G \tag{58}$$

式（57）と式（58）より，

$$f_r = f_{r0} \exp\left(\frac{\Delta G_0 - \Delta G}{RT}\right) = f_{r0} \exp\left(\frac{\Psi v_w}{RT}\right) \tag{59}$$

となるから，マトリックポテンシャル $\Psi$ の下での土壌水の複素誘電率は，Debye の式（10）–（11）により周波数 $f$ [Hz] に対して次のように表される（$\sigma = 0$ の純水の場合）．

$$\varepsilon = \varepsilon_\infty + \frac{\varepsilon_0 - \varepsilon_\infty}{1 + j\dfrac{f}{f_{r_0} \exp((\Psi v_w)/(RT))}} \tag{60}$$

ただし，ここでの $\Psi$ は液の表面で定義されており，この式は蒸気–液境界面の分子に対してのみ適用可能であることに留意する必要がある．

Fig. 4 には，式（60）に基づいて様々なマトリックポテンシャル $\Psi$ に対する土壌水の複素誘電率 $\varepsilon$ を計算した結果（$T = 293$ K，$\sigma = 0$ として計算）を示す．$|\Psi|$ が 10 MPa よりも小さい状態では自由水の誘電特性と類似しているが，100 MPa では $\varepsilon'$ が大きく下がり，800 MPa では $\varepsilon'$ が 4.7 程度で周波数によらず一定となっている．$|\Psi| = 100$ MPa に対する値が土粒子表面上に第一水分子層，すなわち風乾土壌に対する誘電率である．$|\Psi|$ が 100 MPa から 800 MPa の間で大きく異なることから，風乾時から炉乾時までの水分間で誘電特性がダイナミックに変化すると考えられる．この状態を厳密にモデル化するには，Birchak の式において式（18）から式（19）へと 4 つの土壌構成要素に分けるのではなく，吸着水の項を風乾から炉乾までの様々な土壌水分量に対して微小区間化して積分表現し，それぞれの水分量に対する誘電率を求めて与える方法も考えられる．この方法は Wagner and Scheuermann（2009）や Wagner et al.（2009）によって検討されている．これに対し本論文では，より簡便にモデル化する方法として，吸着水領域（$\theta < \theta_{bw}$，風乾から炉乾まで）の水分量に対する $\varepsilon'_{bw}$ として代表的な値を与える $\Psi$ を実験に基づいて決定し，その値を 4 層構造に対する Birchak の式（19）に代入して求める．

## 3. 実験方法

体積含水率と複素誘電率との関係について，その周波数依存特性と土性依存性を実測するため，以下の 2 種類の実験を行った．

### 3.1 実験 1

実験 1 では，サイトマスタ S331D（アンリツ株式会社）を用いて実験を行った（大野ら, 2019; 栗屋ら, 2019）．この計測器は FDR（Frequency Domain Reflectometry）を用いたベクトルネットワークアナライザーの一種であり，0.025 ～ 4 GHz 帯に対する物質の複素誘電率を計測することができる（Komatsu and Nishigaki, 2002）．ネットワークアナライザーに同軸ケーブル（50 Ω）と同軸プローブ（真鍮製円筒，直径約 1.5 cm）を接続し，予めプラスチック容器に充填させた土壌試料の表面にプローブ底面を接触させて計測を行った．計測時には，接触させたプローブ底面とプラスチック容器の内壁とが近接しすぎないよう，おおむね，プローブ直径以上の距離を空けるように留意した．また，プローブ底面全体が試料上面に接触するよう，試料上面を滑らかに整えて粗空隙が生じないように留意するとともに，計測時にプローブが試料を加圧して圧密することのないよう留意した．計測に先立ち，空気（$\varepsilon = 1$），アセトン（$\varepsilon = 20.7$），インジウム（電気伝導体）の 3 材料を用いてセンサーを校正した．

実験には 8 種類の国内土壌試料とカンボジア・プルサット州の水田で採取した 4 地点の土壌試料を用いた（Table 1）．土壌試料は，まず 105 °C の炉で 24 時間以上乾燥させて 4 mm 篩にかけた．Table 1 に示す乾燥密度 $\rho_d$ [g cm$^{-3}$] になるようプラスチック容器に 100 cm$^3$ 充填し，乾燥状態から徐々に加水して実験に供した．加水時にはプラスチック容器からいったん金属トレイに試料を出し，ヘラを用いて水と十分に混合させた．試料ごとに，概ね試料全体が飽和に達したとみられる（充填後に試料表面に薄く水面が現れる直前）まで加水した．加水

**Table 1** 実験 1 に利用した土壌試料の特性. 土粒子の密度 $\rho_s$，土壌の乾燥密度 $\rho_d$，砂の体積含有率 *%sand*，粘土の体積含有率 *%clay*，間隙率 $\phi$，有機物含有量 *OC*，USDA による土性区分.
Physical properties of the soil samples used in Experiment 1. Density of soil particles $\rho_s$, density of bulk dry soil $\rho_d$, volumetric percentage of sand *%sand*, volumetric percentage of clay *%clay*, porosity $\phi$, organic matter content *OC*, and soil type classification by USDA.

| Name | $\rho_s$ | $\rho_d$ | *%sand* | *%clay* | $\phi$ | *OC* | Soil type |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Quartz No.5 [珪砂 5 号]（Gifu） | 2.64 | 1.77 | 100 | 0 | 0.33 | - | Sand |
| Quartz No.7 [珪砂 7 号]（Gifu） | 2.67 | 1.37 | 100 | 0 | 0.49 | - | Sand |
| Toyoura Sand [豊浦砂]（Yamaguchi） | 2.65 | 1.49 | 100 | 0 | 0.44 | - | Sand |
| Decomposed Granite Sand [真砂土]（Okayama） | 2.67 | 1.6 | 100 | 0 | 0.4 | - | Sand |
| Mountain Sand [山砂]（Okayama） | 2.67 | 1.5 | 98 | 0 | 0.44 | - | Sand |
| Shirasu [シラス]（Okayama） | 2.31 | 1.28 | 68 | 10 | 0.45 | - | Sandy Loam |
| Andosol [黒ボク]（Tottori） | 2.43 | 0.8 | 25 | 12 | 0.67 | - | Silt Loam |
| paddy soil（Okayama） | 2.52 | 1.01 | 20 | 10 | 0.6 | - | Silt Loam |
| paddy soil（Cambodia-1） | 2.55 | 1.38 | 50 | 14 | 0.46 | 1.19 | Loam |
| paddy soil（Cambodia-2） | 2.5 | 1.65 | 40 | 14 | 0.34 | 2.15 | Loam |
| paddy soil（Cambodia-3） | 2.49 | 1.76 | 45 | 22 | 0.29 | 4.04 | Loam |
| paddy soil（Cambodia-4） | 2.74 | 1.42 | 45 | 20 | 0.48 | 4.97 | Loam |

· 充填の都度，その後に半日 ～ 1 日程度静置して土粒子と水をなじませてから計測に供した．測定時には，計測値を逐次確認し，そのばらつきの程度に応じて，各試料 · 水分量に対し 3 ～ 7 回の計測を行った．計測は室温（25 ～ 35 °C 程度）にて行った．

各試料に対しては，ピクノメータ法（JIS A 1202）（地盤工学会, 2016）によって土粒子の密度 $\rho_s$ [g cm$^{-3}$] を測定し，間隙率 $\phi$ を計算した．また，ふるい分析法および沈降分析法によって粒度分析（JIS A 1204）（地盤工学会, 2016）を行った．カンボジアの水田で採取した 4 試料については，強熱減量法（JIS A 1226）（地盤工学会, 2016）により有機物含有量 *OC* [%] も計測した．これらの値について，Table 1 に示す．

### 3.2 実験 2

実験 2 では，より高周波数帯までをより高精度に測定するため，PNA ベクトルネットワークアナライザー（キーサイト · テクノロジー）を用いてプローブ法（Li and Chen, 1995）（プローブ直径 3.6 mm）によって 1 ～ 18.7 GHz に対する複素誘電率の計測値を得た．センサーの校正にはエタノール（$\varepsilon = 25.3$）を用いた．試験土壌としては豊浦砂とベントナイト粘土の 2 種類を用いた．実験実施上の制約から，同じ試料に対して徐々に加水していった実験 1 とは異なり，複数の加水条件に対する試料を予め作成しておき，誘電率計測に供した．試料作成の上では，金属トレイ上でヘラを用いて試験土壌と蒸留水とを十分に混合させた後，豊浦砂は 1.5 g cm$^{-3}$，ベントナイトは 1.0 g cm$^{-3}$ の乾燥密度になるよう，プラスチック容器に 150 cm$^3$ 充填した．計測は室温（22 ～ 26 °C）にて行った．なお，実験 2 においては，試料の準備は著者らが行い，誘電率の計測は，著者らの立ち合いのもとで，キーコム株式会社による計測サービス（http://www.keycom.co.jp/ndex-j.html）を利用した．

## 4. 結果と考察

### 4.1 既存の誘電率モデル間の比較

Topp，Dobson，Mironov，Wang-Schmugge の各モデルを用いて 1.4 GHz，10.65 GHz，36.5 GHz に対する誘電率を計算した結果を Fig. 5 に示す．土性の異なる 6 つの土壌 [1] ～ [6] について，体積含水率と誘電率（実部 $\varepsilon_s'$，虚部 $\varepsilon_s''$）との関係を示している．各モデルには周波数の適用範囲がそれぞれ定められているが，比較のため，ここでは全モデルの計算結果を 3 つすべての周波数に対して示した．

Fig. 5 をみると，モデル間の差異は周波数により，また土性により，異なっている．各モデルの開発 · 検証に用いられた試料の土性（USDA の分類法による）は Fig. 6 の通りであり，Fig. 5 に示す 6 種類の土壌のうち，[1] ～ [3] は Dobson，Mironov 両モデルの開発検証に用いられた土性である．まず 1.4 GHz での結果に着目すると，土壌 [3]（Silt Loam）では，体積含水率 40 % 程度以下に対して 4 モデルによる誘電率実部の計算値 $\varepsilon_s'$ がよく合致している．土壌 [1]（Loam）でも比較的よく合致しているが，Dobson モデルによる $\varepsilon_s'$ は他の 3 モデルよりもやや高い．土壌 [2]（Silty Clay）では，Topp 式による $\varepsilon_s'$ に対して Dobson モデルはやや低く，Mironov モデルと Wang-Schmugge モデルはさらに低い．高周波数域の 10.65 GHz や 36.5 GHz に対しては，Topp 式は適用範囲（20 MHz ～ 1 GHz）外であり，Debye の式によって水の周波数 $f$ 依存性を考慮している Dobson モデルと Mironov モデルでは $f$ の増加に伴う $\varepsilon_s'$ の低下が表されている．Wang-Schmugge モデルにおいても，前述のように Debye の式を組み込むことで，開発検証に用いられた周波数（1.4 GHz と 5 GHz）よりも高い周波数に対しても Dobson モデルや Mioronov モデルと概ね同様の結

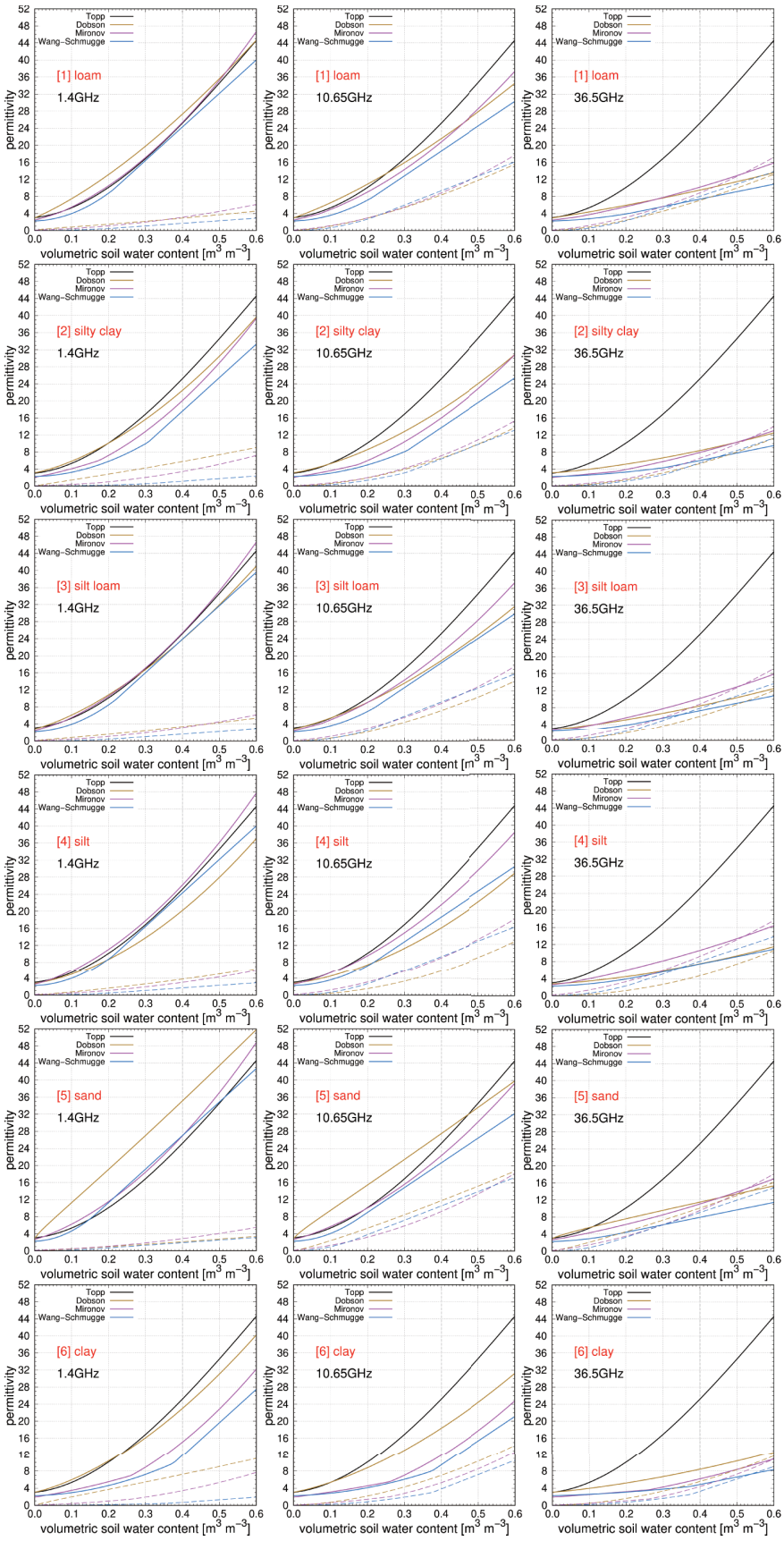



**Fig. 5**　1.4 GHz，10.65 GHz，36.5 GHz に対して各モデルで計算した湿潤土壌の複素誘電率（実線：実部，破線：虚部）．土性の異なる 6 種類の土壌に対する計算値を示す．各土壌の土性は Fig. 6 参照．
The simulated complex permittivity (where the solid and broken lines indicate the real and imaginary parts, respectively) for 6 soil samples with different particle size distributions (see Fig. 6) at 1.4, 10.65, and 36.5 GHz.

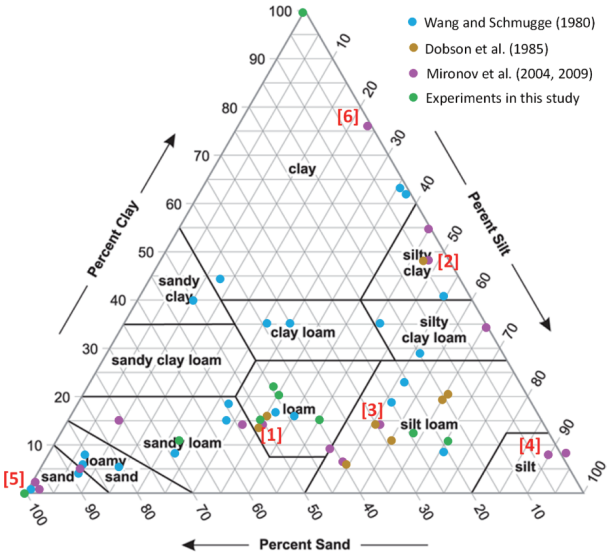



**Fig. 6** 誘電率モデルの開発 · 検証に用いられた土壌試料および本研究で実験を行った試料の土性分布．赤色 [] 内の数字は Fig. 5 の試料番号に対応．
Particle size distribution of soil samples used in the development and validation of existing dielectric models and those measured in this study. The sample numbers in [] are identical to those presented in Fig. 5.

果が得られている．

一方で土壌 [4] ～ [6] は，Mironov モデルの開発検証のみで用いられ，Dobson モデルの開発検証には用いられなかった土性である．これらの土性に対する計算結果は Dobson モデルと Mironov モデルで大きく異なっており，土壌 [4]（Silt）では Dobson モデルが他の 3 モデルよりも $\varepsilon_s'$ を低く評価，土壌 [5]（Sand）では Dobson モデルが他の 3 モデルよりも $\varepsilon_s'$ を高く評価，土壌 [6]（Clay）では Dobson モデルと Topp 式の結果が似ており，Mironov モデルや Wang-Schmugge モデルよりも $\varepsilon_s'$ を高く評価している．誘電率の虚部 $\varepsilon_s''$ についても，特に土壌 [4] と [6] の高周波条件下でモデル間の差が大きく，土壌 [4] では Dobson モデルが低く表している一方，土壌 [6] では Dobson モデルが高く表している．

以上より，誘電率モデル間の差異の特徴は対象とする周波数や土性によって異なっていること，Dobson モデルは砂や粘土を多く含む土壌に対して Topp 式，Mironov モデル，Wang-Schmugge モデルと異なる計算値を与えていること，が示された．

なお，Dobson モデルや Mironov モデルよりも早くに提案された Wang-Schumugge モデルは，開発検証の過程で用いられた周波数が 1.4 GHz と 5 GHz に限定されている一方で，用いられた試料は広範囲の土性に分布している（Fig. 6）．そして，Debye の式を利用して他の周波数 $f$ に拡張して計算した値（Fig. 5）は，実部 $\varepsilon_s'$，虚部 $\varepsilon_s''$ ともに，土壌 [1] ～ [6] のいずれに対しても，各周波数条件下，40 % 程度以下の体積含水率に対して Mironov モデルによる計算値とよく合致していた．Wang-Schmugge モデルと Mironov モデルとではモデル開発に際する仮定やモデル形態が異なっており，それにも拘わらず両者による推定結果が様々な土性 · 周波数に対してよく合致することは特筆すべきことである．

ここで，各モデルで仮定 · 利用されている物理量をモデル間で比較するため，（a）吸着水の量 $\theta_{bw}$，（b）土壌水の誘電率の実部 $\varepsilon'$，（c）土壌水の EC（$= \sigma$）について，各モデルによる計算値を Fig. 7 に示す．粘土含有量のみを説明変数としている Mironov モデルにしたがって各図の横軸は粘土含有百分率 [ %] とし，砂含有量をも説明変数としている Dobson モデルと Wang-Schumugge モデルに対しては砂とシルトの含有量が同量の条件下で計算した結果を示した．各図において，その値を陽的に定義 · 推定していないモデルについてはプロットしていない．

まず，土壌水中の吸着水の量 $\theta_{bw}$（Fig. 7a）については，Dobson モデルでは定義されておらず，Mironov モデルでは 3 ～ 27 %，Wang-Schmugge モデルでは 18 ～ 38 % で，いずれも粘土含有量が多いほど多くモデル化されている．

次に，土壌に含まれる自由水の誘電率実部 $\varepsilon_{fw}'$（Fig. 7b 実線）については，Dobson モデルと Wang-Schumgge モデルとでは土壌の系外にある液状自由水と等しい値（Fig. 3 に示した値）であると仮定されている．対して Mironov モデルでは土壌の系外にある液状自由水よりも高い値になるとモデル化されている．その差は 1.4 GHz や 10.65 GHz では 20 近くに達し，Mironov モデルによる $\varepsilon_{fw}'$ は 1.4 GHz で 100，10.65 GHz で 77 程度となっている（Fig. 7b 実線）．Mironov による $\varepsilon_{fw}'$ 計算値は湿潤土壌全体に対する誘電率の計測値に適合するように求められた値であり，この値が高い理由として，土壌試料中の残留塩分や親水性の土粒子表面の影響が考えられると説明（Mironov et al., 2004）されている．

土壌に含まれる吸着水の誘電率実部 $\varepsilon_{bw}'$（Fig. 7b 破線）については，Mironov モデルと Wang-Schmugge モデルでは粘土含有量が多いほど小さくなるようにモデル化されているが，この値も，Wang-Schumgge モデルに対して Mironov モデルでは高くモデル化されている．なお，Dobson et al.（1985）は $\varepsilon_{bw}'$ をモデル化していないが，$\varepsilon_{bw}'$ は $\varepsilon_{ice}$ とは異なり，その大きさは 20 ～ 40 程度で，自由水よりも低い周波数で誘電緩和を生じるとしている．この範囲を Fig. 7b に示すが，Dobson モデルの適用範囲（18 GHz 以下）である 1.4 GHz と 10.65 GHz に着目すると，Wang-Schmugge モデルによる $\varepsilon_{bw}'$ はこの範囲内にある一方で，Mironov モデルによる $\varepsilon_{bw}'$ は，特に粘土含有量が少ない土に対し，この範囲よりも大きくなっている．すなわち Mironov モデルは，Dobson et al.（1985）による検討に比べても $\varepsilon_{bw}'$ を高く評価しているとわかる．

以上より，Mironov モデルと Wang-Schmugge モデルでは，湿潤土壌全体としての誘電率の計算値は類似しているものの，吸着水の量 $\theta_{bw}$ とその誘電率の値 $\varepsilon_{bw}'$

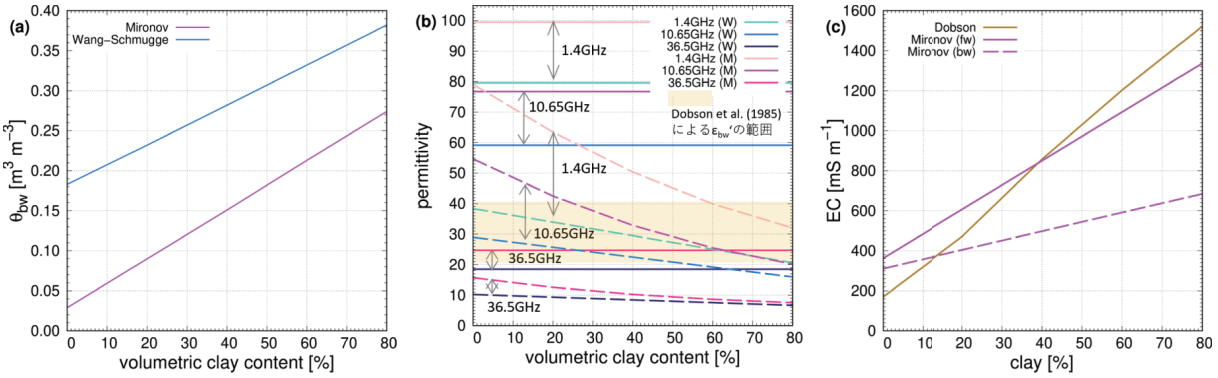



**Fig. 7**　Dobson モデル，Mironov モデル（M），Wang-Schmugge モデル（W）に対する（a）吸着水量，（b）土壌水（実線：自由水，破線：吸着水）の誘電率，（c）土壌水電気伝導度（実線：自由水，破線：吸着水）の比較．
Comparison of estimates obtained using the Dobson, Mironov (M), and Wang-Schmugge (W) models for (a) the quantity of bound water, (b) the permittivity of soil water (where the solid line corresponds to free water and the broken line corresponds to bound water), and (c) conductivity of soil water (where the solid line corresponds to free water and the broken line corresponds to bound water).

の計算値には両モデル間で大きな差異があり，Mironov モデルは Wang-Schumgge モデルに対し，$\theta_{bw}$ を少なく $\varepsilon'_{bw}$ を高く表現しているとわかる．前述の通り，$\theta_{bw}$ と $\varepsilon'_{bw}$ の定量化を避けるために経験的にモデル化したのが Dobson モデルであるが，それらを陽的に定量化している Mironov モデルと Wang-Schumugge モデルとではそれらの計算値の間に大きな差異が認められた．これらの値に関する推定誤差が，特に検証過程で用いられていない土壌に対して，湿潤土壌全体としての誘電率推定誤差を生み出す可能性が示唆される．

最後に，誘電率虚部 $\varepsilon''$ に影響する土壌溶液の伝導度 EC について，Fig. 7c に示す．Dobson モデル，Mironov モデルともに粘土含有量が多いほど EC が高くなるようモデル化しているが，塩類集積や施肥といった特殊な条件に伴う土壌溶液中の EC の変化までは考慮されていない．Wang and Schmugge（1980）はこの値を詳しくモデル化していないが，粘土質土壌で 330 mS m$^{-1}$ としている．しかし，Dobson モデルや Mironov モデルで示されている粘土質土壌の EC の値は 330 mS m$^{-1}$ よりもはるかに大きい．Wang-Schmugge モデルは EC による輝度温度計算に対する影響は小さいとしているが，EC が高い土壌に対しては，イオン電導損失による影響を考慮する必要性が高まる可能性もある．吸着水の量 · 誘電率とともに，EC についても，今後様々な地域 · 土壌に対して実測をベースに今後検証し，モデル改良していくことが望まれる．特に，半乾燥地などで広域にわたって塩類集積が生じる地域の農地土壌管理においては，その土壌水分量のモニタリングが塩類集積の軽減対策を講じる上で有効であると考えられ，こうした土壌溶液 EC の広域モニタリング手法と併せて誘電率モデルを検討していくことが有効と考えられる．一方で，式（11）に示すように，EC（$=\sigma$）が $\varepsilon''$ に与える影響は高周波ほど小さいため，SMAP や SMOS による観測に比して AMSR2 の観測に対する EC の影響は小さく，世界各地の EC 分布に対してどの程度の精度で EC を評価 · モデル化していく必要があるのか，用いる周波数に応じて検討していくことが必要である．

### 4.2 実験結果に基づく提案モデル

2.3.6 項に示した提案モデルでは，$\varepsilon_{bw}$ を計算するための式（60）において設定すべき $|\Psi|$ の値は未知であったので，実験 2 による 1 ～ 18.7 GHz に対する実験結果に基づいてこの値を推定した．$|\Psi|$ の値を 0，10，100，200，300，400，500，600，700，800 とした場合の豊浦砂とベントナイト粘土に対する体積含水率–誘電率関係の計算結果と実験結果を Fig. 8 に示す．豊浦砂の場合（Fig. 8a）は $|\Psi|$ の値が誘電率計算結果に与える影響は微小である．$|\Psi|$ の値が吸着水に係り，豊浦砂は吸着水が少ないためである．一方，吸着水を多く含むベントナイト粘土の場合（Fig. 8b）には，周波数が低いほど $|\Psi|$ の値による差異が大きく表れている．$|\Psi|$ を 400 MPa 以下とした場合には誘電率計算値が計測値に対して過大であり，500 MPa 以上であれば誘電率計算値に大きな差異はなく，実験値とよく合致している．そこで本論文では，$|\Psi| = 500$ MPa として吸着水の誘電率を計算することを提案する．

### 4.3 実験結果とモデル計算値の比較

各モデルによる計算値について，実験 1 および実験 2 の計測値と比較した．モデルによる計算に際しては，実験に用いた試料の充填密度を計算に与えた．モデル計算値と計測値との平均誤差を Table 2 に示す．誘電率の実部 · 虚部ともに，Dobson モデルに対して Wang-Schmugge モデルや Mironov モデルの誤差が小さくなっており，提案モデルもそれらと同等な誤差範囲に収めることに成功している．

各モデル計算値と計測値との比較を Figs.9–10 に示す．各試料の計測値において，高水分時に誘電率実部 $\varepsilon'_s$ の計

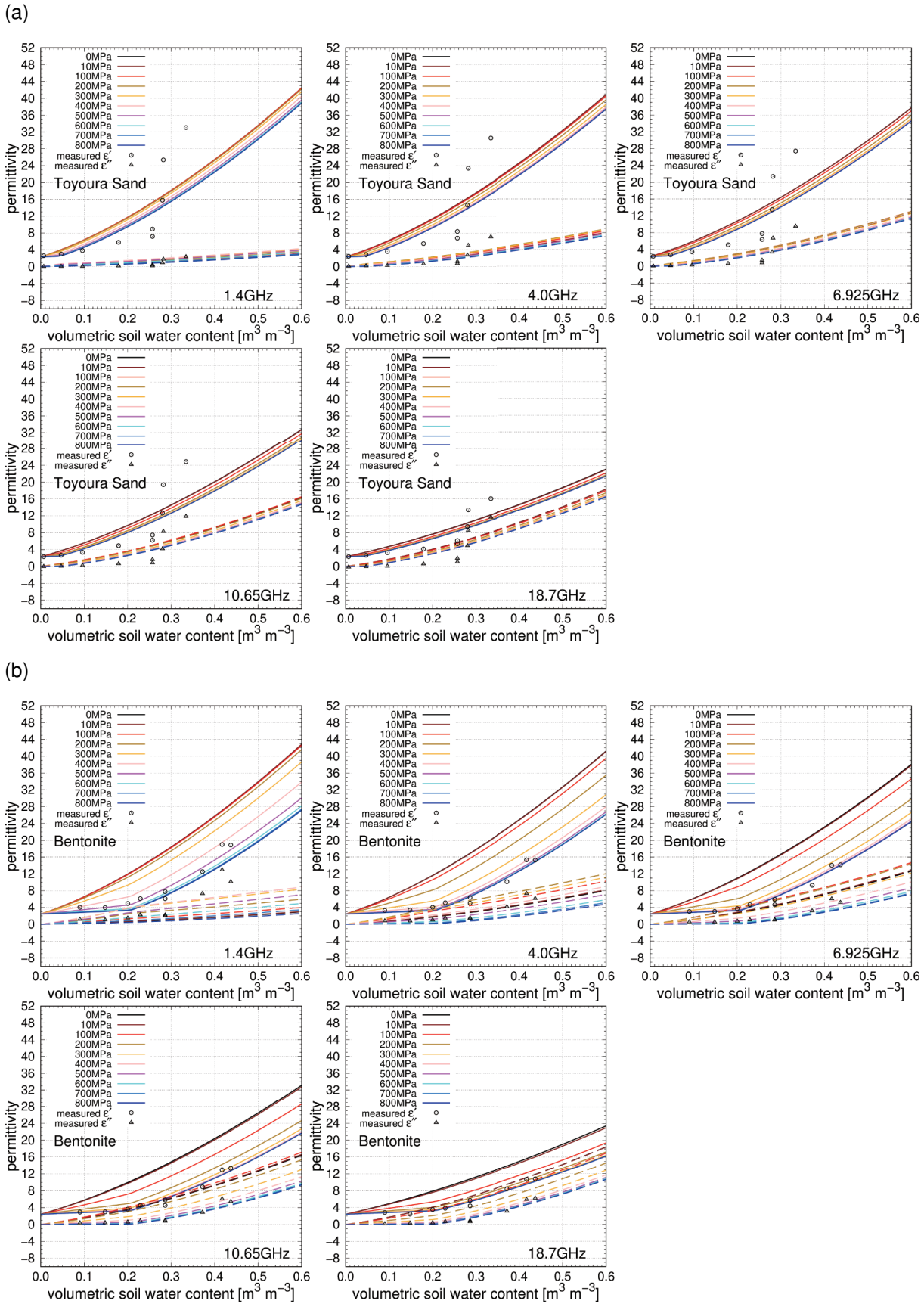



**Fig. 8** 様々な $|\Psi|$ に対する提案モデルによる計算値と計測値との比較．（a）豊浦砂および（b）ベントナイト．
The simulated permittivity obtained using the proposed model with different $\Psi$ values compared with measurements. (a) Toyoura sand and (b) bentonite.

**Table 2** 各誘電率モデルの平均誤差（「モデル計算値－計測値」の絶対値の平均値）．複素誘電率の実部 $\varepsilon_s'$ および虚部 $\varepsilon_s''$ に関する，Dobson モデル（D），Mironov モデル（M），Wang-Schmugge モデル（WS），本論文における提案モデル（p）に対するもの．$n$ は計測数．各土性 · 周波数に対して最小誤差となるものを太字で示す．
Bias of estimates (average of the absolute value for "model estimates - measurements") of the real and imaginary parts of the complex permittivity obtained using the Dobson (D), Mironov (M), Wang-Schmugge (WS), and proposed (p) models. $n$ is the number of measurements. The minimum error for each soil type and frequency is indicated in bold.

| soil type | $n$ | $f$ | Bias of estimates for $\varepsilon_s'$ | | | | Bias of estimates for $\varepsilon_s''$ | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | D | M | WS | p | D | M | WS | p |
| Quartz Sand No.5 | 7 | 1.4 | 12.8 | 6.0 | 5.6 | **4.3** | 0.9 | 1.1 | **0.7** | 1.2 |
| | | 4.0 | 12.7 | 6.2 | 5.7 | **4.2** | 3.2 | 2.4 | 2.5 | **2.2** |
| Quartz Sand No.7 | 7 | 1.4 | 11.5 | 4.9 | 4.5 | **3.3** | 0.4 | 0.6 | **0.2** | 0.7 |
| | | 4.0 | 12.1 | 5.7 | 5.2 | **3.8** | 2.7 | 2.0 | 2.1 | **1.9** |
| Toyoura Sand | 7 | 1.4 | 9.0 | 3.1 | 3.0 | **2.0** | 0.3 | 0.4 | **0.2** | 0.5 |
| | | 4.0 | 9.4 | 3.8 | 3.2 | **2.1** | 2.2 | 1.6 | 1.6 | **1.5** |
| Decomposed Granite Sand | 17 | 1.4 | 4.6 | **2.3** | **2.3** | 2.8 | 0.4 | 0.3 | 0.6 | **0.2** |
| | | 4.0 | 5.2 | 2.1 | **1.7** | 2.4 | 1.5 | 1.3 | **1.1** | 1.2 |
| Mountain Sand | 9 | 1.4 | 6.0 | **1.4** | 1.6 | **1.4** | **0.2** | **0.2** | **0.2** | 0.4 |
| | | 4.0 | 6.5 | 1.7 | 1.3 | **1.2** | 1.4 | 1.2 | **1.0** | 1.1 |
| Andosol | 11 | 1.4 | 2.9 | 2.8 | **2.3** | **2.3** | 0.9 | **0.5** | **0.5** | 0.9 |
| | | 4.0 | 2.4 | 2.4 | **1.3** | 1.4 | 2.9 | 3.0 | **2.8** | 3.0 |
| Shirasu | 11 | 1.4 | 7.1 | 3.8 | **3.0** | **3.0** | 0.4 | 0.6 | **0.3** | 0.9 |
| | | 4.0 | 7.2 | 3.3 | 2.4 | **2.1** | 2.5 | 2.5 | **2.3** | 2.4 |
| Paddy (Okayama) | 12 | 1.4 | 6.6 | 5.9 | **5.1** | 5.9 | 7.3 | **7.2** | 7.8 | 7.5 |
| | | 4.0 | 5.5 | 6.8 | 5.0 | **3.9** | 3.4 | 3.3 | **3.1** | 3.4 |
| Paddy (Cambodia-1) | 10 | 1.4 | 2.3 | **2.0** | 3.1 | 3.3 | 0.7 | 0.5 | **0.2** | 0.8 |
| | | 4.0 | 3.0 | 2.6 | **2.3** | 2.8 | 1.1 | 1.1 | **0.9** | 1.0 |
| Paddy (Cambodia-2) | 11 | 1.4 | 3.0 | **2.8** | 3.1 | 3.8 | 0.8 | 0.7 | **0.3** | 0.8 |
| | | 4.0 | 3.7 | 3.4 | **2.8** | **2.8** | 1.9 | 1.8 | **1.7** | 1.9 |
| Paddy (Cambodia-3) | 12 | 1.4 | 8.2 | 6.3 | 4.9 | **4.4** | 2.0 | 1.8 | **0.6** | 1.7 |
| | | 4.0 | 8.0 | 6.1 | 4.5 | **4.1** | 3.7 | 3.5 | **3.4** | 3.6 |
| Paddy (Cambodia-4) | 11 | 1.4 | 2.8 | 2.3 | **2.0** | 2.4 | 1.0 | 0.5 | **0.2** | 0.9 |
| | | 4.0 | 2.9 | 1.9 | **1.5** | 2.0 | 1.1 | 1.1 | **0.8** | 1.0 |
| Toyoura Sand (Experiment 2) | 9 | 1.4 | 6.8 | 4.1 | **3.7** | 4.0 | 0.4 | 0.4 | **0.3** | 0.5 |
| | | 4.0 | 6.7 | 3.8 | **3.4** | 3.6 | 1.2 | 1.0 | **0.9** | 1.0 |
| | | 6.925 | 6.3 | 3.5 | **3.0** | 3.2 | 1.7 | 1.4 | **1.3** | **1.3** |
| | | 10.65 | 5.4 | 3.1 | **2.6** | 2.9 | 2.2 | 1.8 | **1.7** | **1.7** |
| | | 18.7 | 4.1 | 2.0 | **1.5** | 1.7 | 2.4 | 1.9 | 1.7 | **1.6** |
| Bentonite (Experiment 2) | 9 | 1.4 | 15.2 | 7.7 | 7.1 | **2.5** | 4.6 | 4.0 | 4.9 | **3.4** |
| | | 4.0 | 16.5 | 9.4 | 8.0 | **2.0** | 1.8 | **1.3** | 1.5 | 1.7 |
| | | 6.925 | 15.5 | 9.2 | 7.5 | **1.7** | 3.6 | 2.0 | 2.7 | **1.3** |
| | | 10.65 | 13.2 | 8.2 | 6.0 | **1.5** | 5.3 | 3.2 | 4.1 | **1.6** |
| | | 18.7 | 9.7 | 6.9 | 4.0 | **0.5** | 6.0 | 3.9 | 4.7 | **1.6** |

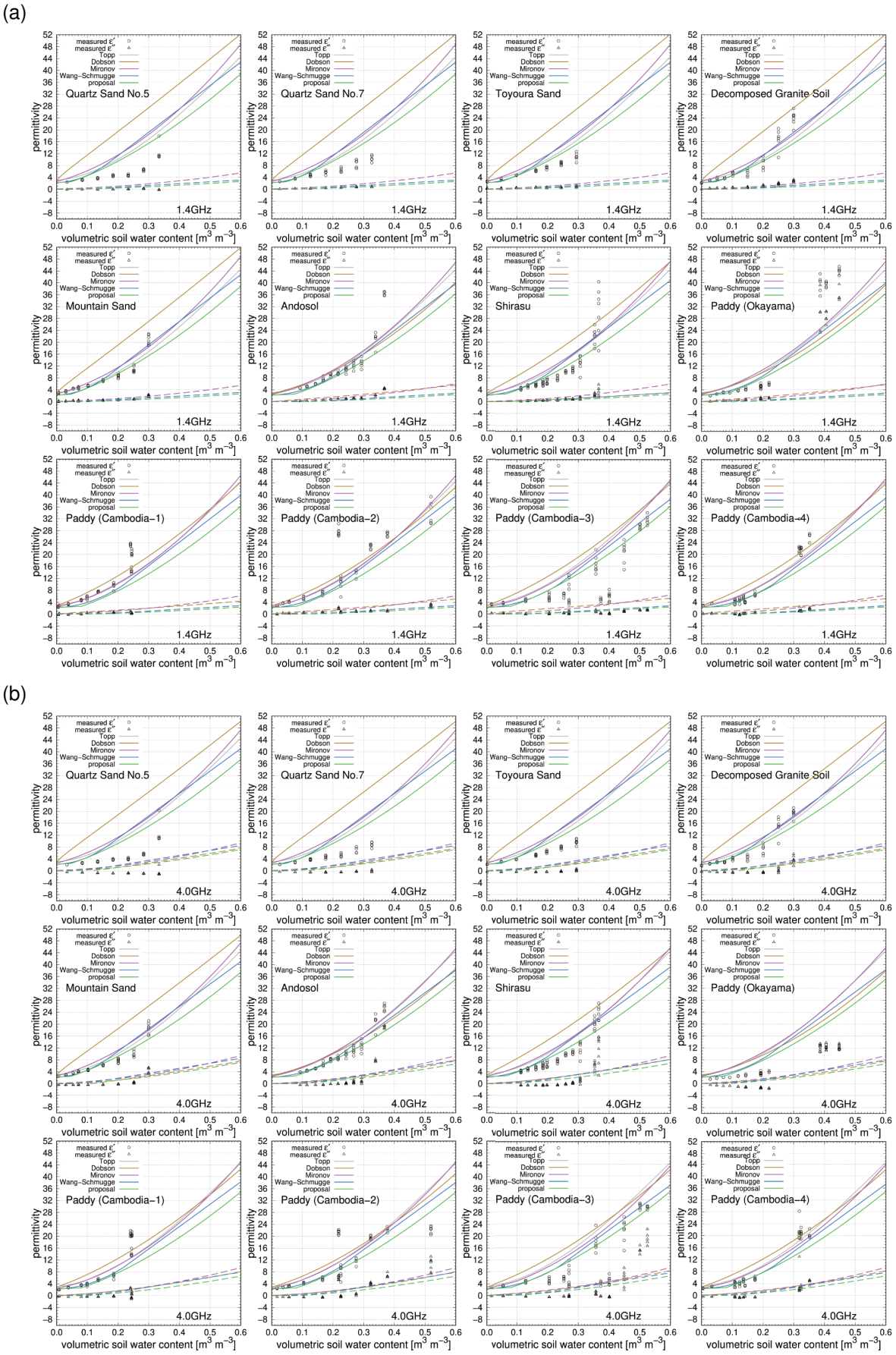



**Fig. 9** 体積含水率と複素誘電率の関係に関する実験結果 1 および各モデル計算結果．（a）1.4 GHz および（b）4.0 GHz に対する実部（計測値：○，計算値：実線）および虚部（計測値：△，計算値：破線）．

Relationship between the soil water content and complex permittivity as measured in Experiment 1 and simulated by the models. The real (measured: ○, simulated: solid line) and imaginary (measured: △, simulated: broken line) parts of the complex permittivity are shown at (a) 1.4 GHz and (b) 4.0 GHz.

測結果が大きくばらつき上昇しているケースが多くみられるが，これは，試料が飽和に近づくにつれて，センサー底部を試料に接触させた際に薄く水面が現れたためとみられる．計測回による結果のばらつきが大きい測点を除いてそれより低い水分量での結果に着目すると，実験 1 の結果（Fig. 9）では，珪砂（5 号および 7 号），豊浦砂，シラス，水田土（岡山）では計測値がモデル計算値に比べて低くなっており，各モデルが $\varepsilon_s'$ を過大評価している傾向にある．その他の土壌では，砂質土で Dobson モデルが $\varepsilon_s'$ を過大評価する傾向にあること，Mironov モデルと Wang-Schmugge モデルの計算値は類似しており，いずれもやや $\varepsilon_s'$ を過大評価していること，提案モデルではそれらより $\varepsilon_s'$ が低めに表され，比較的計測値と合っていること，が確認できる．

より高周波数について実験 2 の結果（Fig. 10）をみると，豊浦砂（Fig. 10a）については実験 1 の結果（Fig. 9）と同様に Dobson モデル，Mironov モデル，Wang-Schmugge モデルが $\varepsilon_s'$ を過大評価する傾向にあること，周波数が 10 GHz 程度以上では Dobson モデル以外のモデル計算値と計測値との誤差は小さくなっていること，いずれの周波数に対しても提案モデルは $\varepsilon_s'$ を低く表しており，比較的よく計測値とあっていること，がわかる．ベントナイト（Fig. 10b）については，いずれの周波数に対しても，実部 · 虚部ともに，Mironov モデルと提案モデルによる計算値は類似しており，計測値とよく合致している．

以上より，Mironov モデルと提案モデルとは吸着水のモデル化に関する考え方が大きく異なっているが，日本国内土壌（黒ボク，シラス，真砂土，山砂，水田）とカンボジアの水田土壌に対しては 25 MHz ～ 4 GHz，豊浦砂とベントナイトに対しては 1.4 ～ 18.7 GHz，の周波数帯に対して，両者が概ね同様の複素誘電率計算値を与え計測値とも概ね合致することが確認された．すなわち，吸着水の量として（相対湿度 50 % のもとでの）風乾時土壌水分量を用い，マトリックポテンシャル $\Psi = -500$ MPa に対する誘電率を式（60）から求め，それを上回る水分量に対しては自由水の誘電率を用いて Birchak の混合理論（式（19））を用いることにより，土壌水分特性と誘電特性とを関連づけてモデル化できる見込みが高い．

## 5. おわりに

本研究では，人工衛星 GCOM-W 搭載の AMSR2（および類似センサーとして AMSR-E，AMSR3）によって観測された輝度温度から表層土壌の水分量を推定するアルゴリズムに含まれる湿潤土壌の誘電率モデルの改良について検討した．検討は，数値モデルによる解析，および，2 種類のセンサーを用いた室内実験によって行った．特に，現在用いられている Dobson モデルに対して Mironov モデルが有効であるか，土壌水分特性と土壌の誘電特性とを関連づける新たなモデルをどのように構築するか，との視点で検討した．

Dobson モデルと Mironov モデルとの比較の上では，湿潤土壌の複素誘電率の計算値は対象とする周波数や土性によってモデル間の差異の特徴が異なっていること，特に Dobson モデルの開発検証過程で用いられていない，砂や粘土の含有率が高い土壌において，Mironov モデルとの計算値の差が大きいこと，が示された．

一方，Debye モデルを用いて Wang-Schmugge モデルを任意の周波数に対して拡張して計算すると，Mironov モデルと同様の誘電率計算値を示した．Mironov モデルと Wang-Schmugge モデルはモデル開発過程が全く異なっているため，両モデルによる計算値が合致することは特筆すべきことである．両モデルがそれぞれ広い範囲の土性に対して検証されていることからも，これらのモデルによる計算値の妥当性は説得性が高い．

一方で，Mironov モデルと Wang-Schmugge モデルとでは，湿潤土壌全体としての誘電率の計算値は類似しているものの，吸着水の量とその誘電率に関しては，両モデルによる計算値が大きく異なっていた．吸着水の量と誘電率を直接計測することは困難であり，これらの量の評価 · モデル化に検討の余地があることが示された．

これらのモデルに対し本研究では，土壌のマトリックポテンシャルと誘電特性とを関連づけた新たなモデルを提案した．室内実験による計測値との比較から，吸着水の量を（相対湿度 50 % の時の）風乾時土壌水分量とし，マトリックポテンシャル $\Psi = -500$ MPa に対する誘電率を Hilhorst et al.（2001）による式から得てそれを吸着水の誘電率とし，吸着水量を上回る水分量に対しては自由水の誘電率を用いて Birchak の混合理論を用いると，1 ～ 18 GHz の豊浦砂とベントナイト，および，25 MHz ～ 4 GHz の日本国内土壌（黒ボク，シラス，真砂土，山砂，水田）およびカンボジアの水田土壌に対して比較的よく合致する複素誘電率計算値が得られることが確認された．

マトリックポテンシャルと誘電特性とを関連づけてモデル化しておけば，今後，土性が同じでも土壌水分特性が異なるなどの世界各地の様々な土壌に対し，Pedotransfer 関数と組み合わせて土壌の水分 · 誘電特性を簡易に，かつ整合的に推定できる可能性があり，衛星リモートセンシングへの利用の面で大いに有効であると考えられる．しかしながら，本研究では，国内およびカンボジアで採取した土壌に対する誘電率の計測は 25 MHz ～ 4 GHz に限られており，豊浦砂とベントナイトに対する計測も 1 ～ 18 GHz までと限られている．今後，36 GHz までのより高周波数も含めて，より多様な土壌試料に対する複素誘電率の実験に基づき，本研究で得られたモデル（仮定）のさらなる検証を進めていくことが重要である．また，本研究では，計測結果に基づいて吸着水の誘電率を吸引圧 500 MPa のもとでの誘電率と定めてモデル化したが，500 MPa という吸引圧にどのような物理的意味があるのか，土壌物理学的観点から理論的に導く，あるい

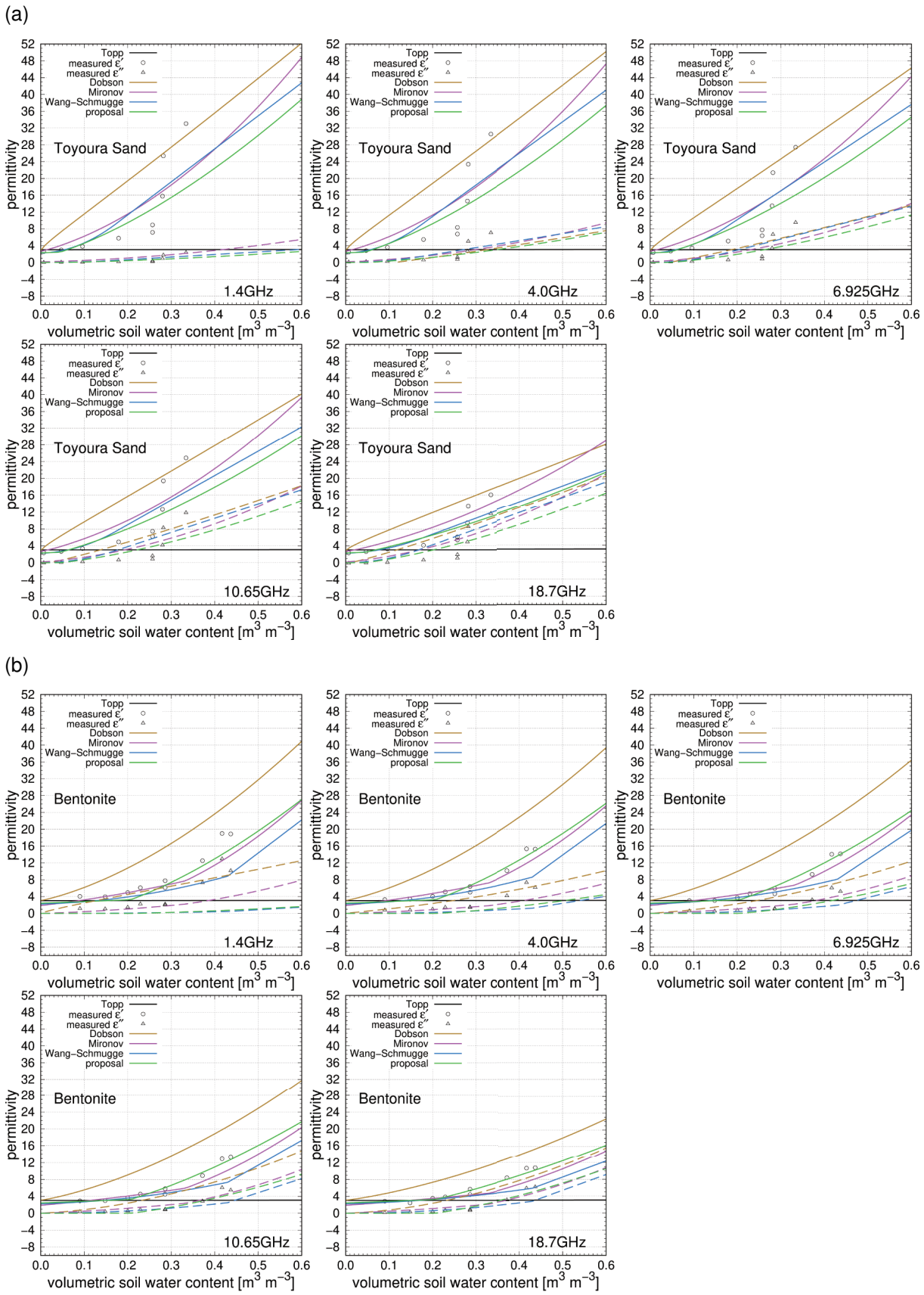



**Fig. 10** 体積含水率と複素誘電率の関係に関する実験結果 2 および各モデル計算結果．1.4, 4.0, 6.925, 10.65, 18.7 GHz に対する（a）豊浦砂および（b）ベントナイトの実部（計測値：○，計算値：実線）および虚部（計測値：△，計算値：破線）．Relationship between the soil water content and complex permittivity as measured in Experiment 2 and simulated by the models. The real (measured: ○, simulated: solid line) and imaginary (measured: △, simulated: broken line) parts of the complex permittivity for (a) Toyoura Sand and (b) bentonite.

は，理論に基づいて修正することができれば，モデルの汎用性という点で大いに有効であると考える．さらに，本研究での提案モデルでは土壌溶液の EC のモデル化は行っておらず，一律に $\sigma = 0$ として計算をしている．今後，世界各地の広域土壌に対して EC をどのように推定するか，という点も，検討が必要である．本研究で検討したマトリックポテンシャルとの関係や土壌溶液 EC との関係などについては，室内実験ベースでの検証データの積み重ねが重要であり，土壌物理学分野におけるこれまでの知見を統合 · 活用して発展させていきながら，衛星リモートセンシング分野に応用していくことが期待される．

## 謝辞

本研究は JAXA 地球観測研究 ER2GWF101, ER3AMF113 と JSPS 科研費 JP17H01496, JP19K04619 の助成および岡山大学ダイバーシティ推進本部男女共同参画室研究支援員事業の支援を受けました．PNA ベクトルネットワークアナライザーを用いた誘電率の計測（実験２）はキーコム株式会社において実施し，同社の山崎真之介分析部主任に測定いただきました．サイトマスタを用いた誘電率の計測（実験１）には，岡山大学環境理工学部学生（当時）の大野晃太郎氏，栗屋奈那氏，山本理沙氏に多大なる助力をいただき，カンボジアでの土壌試料の採取と実験には岡山大学環境生命科学研究科の大学院生（当時）岡香菜子氏およびカンボジア王立農業大学の Lyda Hok 博士，Pheap Sambo 氏，Koemorn Chea 氏，E-Nieng Muth 氏，Sanara Hor 博士に大変ご尽力をいただきました．研究遂行の全般に対しては，広島大学の開發一郎名誉教授と岡山大学の諸泉利嗣教授に多数の貴重なご助言を賜りました．2 名の匿名の査読者の方にはたいへん丁寧な査読をしていただくとともに，貴重なご助言を多数賜りました．ここに記し，深く謝意を表します．

## 引用文献

Birchak, J.R., Gardner, C.G., Hipp, J.E. and Victor, J.M. (1974): High dielectric constant microwave probes for sensing soil moisture. Proceedings of the IEEE, 62(1): 93–98, doi:10.1109/PROC.1974.9388.

筑紫二郎訳 (2010): マックス ·A. ヒルホースト著, 土壌の誘電特性 —計測原理と応用 —, pp. 8–18. 九州大学出版会, 135p, 福岡.

Debye, P. (1929): Polar molecules. Literary Licensing LLC, Montana.

de Rosnay, P., Munoz-Sabater, J., Albergel, C., Isaksen, L., English, S., Drusch, M. and Wigneron, J.-P. (2020): SMOS brightness temperature forward modelling and long term monitoring at ECMWF. Remote Sensing of Environment, 237: 111424, doi:10.1016/j.rse.2019.111424.

Dirksen, C., Dasberg, S. (1993): Improved calibration of time domain reflectometry soil water content measurements. Soil Science Society of America Journal, 57(3): 660–667, doi:10.2136/sssaj1993.03615995005700030005x.

Dobson, M.C., Ulaby, F.T., Hallikainen, M.T. and El-Rayes M.A. (1985): Microwave dielectric behavior of wet soil-Part II: Dielectric mixing models. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, GE-23(1): 35–46, doi:10.1109/TGRS.1985.289498.

藤井秀幸 (2005): 包括的な地上観測に基づく植生域地表面のマイクロ波放射伝達モデルの開発. 東京大学博士論文.

Fujii, H., Koike, T. and Imaoka, K. (2009): Improvement of the AMSR-E algorithm for soil moisture estimation by introducing a fractional vegetation coverage dataset derived from MODIS data. Journal of The Remote Sensing Society of Japan, 29(1): 282–292, doi:10.11440/rssj.29.282.

福本昌人, 田中 米 (1995): 土壌構造が誘電率特性およびマイクロ波の後方散乱特性に与える影響. 水文 · 水資源学会誌, 8(5): 462–470, doi:10.3178/jjshwr.8.462.

Hallikainen, M.T., Ulaby, F.T., Dobson, M.C., El-Rayes, M.A. and Wu, L.-K.(1985): Microwave dielectric behavior of wet soil-Part 1: Empirical models and experimental observations. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, GE-23(1): 25–34, doi:10.1109/TGRS.1985.289497.

波多野隆介, 長谷川周一, 佐久間敏雄 (1995): TDR 土壌水分計のキャリブレーション. 日本土壌肥料学雑誌, 66(6): 678–680, doi:10.20710/dojo.66.6_678.

Hilhorst, M.A. (1998): Dielectric characterisation of soil, p.154. Institute of Agricultural and Environmental Engineering (IMAG-DLO), Wageningen. ISBN 90-5485-810-9.

Hilhorst, M.A., Dirksen, C., Kampers, F. and Feddes, R. (2001): Dielectric relaxation of bound water versus soil matric pressure, Soil Science Society of America Journal, 65(2): 311–314, doi:10.2136/sssaj2001.652311x.

Hodnett, M. and Tomasella, J. (2002): Marked differences between van Genuchten soil water-retention parameters for temperate and tropical soils: A new water-retention pedotransfer functions developed for tropical soils. Geoderma, 108(3): 155–180, doi:10.1016/S0016-7061(02)00105-2.

堀野治彦, 丸山利輔 (1993): 3 線式プローブによる土壌水分の TDR 計測. 農業土木学会論文集, 168: 119–120, doi:10.11408/jsidre1965.1993.168_119.

JAXA (2013): Descriptions of GCOM-W1 AMSR2 Level 1R and level 2 algorithms. Available at https://suzaku.eorc.jaxa.jp/GCOM_W/data/doc/NDX-120015A.pdf.（2021 年 7 月 8 日）

JAXA (2021a): GCOM-W/AMSR2. Available at http://suzaku.eorc.jaxa.jp/GCOM_W/index.html（2021 年 7 月 8 日）

JAXA (2021b): About ALOS-PALSAR. Available at https://www.eorc.jaxa.jp/ALOS/en/about/palsar.htm （2021 年 7 月 8 日）

地盤工学会 (2016): 土質試験 基本と手引き 第二回改訂版, 264p. ISBN: 978-4-88644-084-6.

冀 北平, 三野 徹, 赤江剛夫, 長堀金造 (1996): FDR 法による現地土壌水分の測定. 農業土木学会論文集, 1996(182): 207–214, doi:10.11408/jsidre1965.1996.207.

Kaihotsu, I., Asanuma, J., Aida, K. and Oyunbaatar, D. (2019): Evaluation of the AMSR2 L2 soil moisture product of JAXA on the mongolian plateau over seven years (2012–2018). SN Applied Sciences, 1: 1477, doi:10.1007/s42452-019-1488-y.

Klein, L. and Swift, C. (1977): An improved model for the dielectric constant of sea water at microwave frequencies. IEEE Transactions on Antennas and Propagation, 25(1): 104–111, doi:10.1109/JOE.1977.1145319.

小池俊雄, 下茂 力, 太田 哲, 藤井秀幸, 柴田 彰 (2000): 陸面水文量分布のグローバル推定のためのマイクロ波放射計アルゴリズムの開発と検証. 水工学論文集, 44: 247–252, doi:10.2208/prohe.44.247.

小池俊雄, 中村佳照, 開發一郎, Gombo Davaa, 松浦直人, 玉川勝徳, 藤井秀幸 (2004): 改良型高性能マイクロ波放射計 (AMSR-E) による土壌水分・植生水分観測手法の開発. 水工学論文集, 48: 217–222, doi:10.2208/prohe.48.217.

Komatsu, M. and Nishigaki, M. (2002): Study on in-situ measuring system of subsurface contamination using Frequency Domain Reflectometry. In de Mello, L.G. and Almeida, M.S.S. (ed.) Environmental Geotechnics, pp. 521–526. Proceedings of the Fourth International Congress on Environmental Geotechnics (4th ICEG), Rio de Janeiro.

栗屋奈那, 辻本久美子, 小松 満, 太田 哲, 大野晃太郎, 山本理沙 (2019): Mironov による湿潤土壌混合誘電率モデルの実験的検証. 土壌物理学会大会要旨集.

Lane, J. and Saxton, J. (1952): Dielectric dispersion in pure polar liquids at very high radio frequencies- III. The effect of electrolytes in solution. Proceedings of the Royal Society of London, A, Mathematical, Physical, and Engineering Sciences, 214(1119): 531–545, doi:10.1098/rspa.1952.0187.

Li, C.-L. and Chen, K.-M. (1995): Determination of electromagnetic properties of materials using flanged open-ended coaxial probe-full-wave analysis. IEEE Trans . Inst. Meas., 44: 19.

Liao, H., Dong, H., Ning, C., Zhang, J. and Sun, J. (2019): A new logarithmic dielectric constant model of soils. Japanese Geotechnical Society Special Publication 7(2): 281–286.

Liu, J., Chai L., Lu Z., Liu S., Qu Y., Geng D., Song Y., Guan Y., Guo Z. and Wang J. (2019): Evaluation of SMAP, SMOS-IC, FY3B, JAXA, and LPRM soil moisture products over the Qinghai-Tibet plateau and its surrounding areas. Remote Sensing, 11(7): 792, doi:10.3390/rs11070792.

Mialon, A., Richaume, P., Leroux, D., Bircher, S., Al Bitar, A., Pellarin, T., Wigneron, J.P. and Kerr Y.H. (2015): Comparison of Dobson and Mironov dielectric models in the SMOS soil moisture retrieval algorithm. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, 53(6): 3084–3094, doi:10.1109/TGRS.2014.2368585.

Mironov, V.L., Dobson, M.C., Kaupp, V.H., Komarov, S.A. and Kleshchenko, V.N. (2004): Generalized refractive mixing dielectric model for moist soils. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, 42(4): 773–785, doi:10.1109/TGRS.2003.823288.

Mironov, V.L., Kosolapova, L.G. and Fomin, S.V. (2009) Physically and mineralogically based spectroscopic dielectric model for moist soils. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, 47(7): 2059–2070.

三谷友彦 (2017): なぜ誘電率は複素数で表現されるのか？ 日本電磁波エネルギー応用学会機関誌, 3(1): 7–10, doi:10.32304/jemeabulletin.3.1_7.

宮本輝仁, 安中武幸 (1998): 関東ローム表土の体積含水率–比誘電率関係の特徴. 農業土木学会論文集, 194: 361–362, doi:10.11408/jsidre1965.1998.361.

宮本輝仁, 筑紫二郎 (2000): 土壌の体積含水率–比誘電率関係への混合誘電特性モデルの適用. 農業土木学会論文集, 206: 57–62, doi:10.11408/jsidre1965.2000.193.

Miyamoto, T. and Chikushi, J. (2006): Time domain reflectometry calibration for typical upland soils in Kyushu, Japan. Japan Agricultural Research Quarterly, 40(3): 225–231, doi:10.6090/jarq.40.225.

Miyamoto, T., Annaka, T. and Chikushi, J. (2003): Soil aggregate structure effects on dielectric permittivity of an Andisol measured by time domain reflectometry. Vadose Zone Journal 2(1): 90–97.

大野晃太郎, 辻本久美子, 小松 満, 太田 哲, 栗屋奈那, 山本理沙 (2019): 0.025–4.0 GHz 帯における湿潤土壌誘電特性の計測. 土壌物理学会大会要旨集.

Orangi, A., Narsilio, G.A., Wang, Y. and Ryu, D. (2020): Experimental investigation of dry density effects on dielectric properties of soil water mixtures with different specific surface areas. Acta Geotechnica 15(5): 1153–1172.

Patil, N.G. and Singh, S.K. (2016): Pedotransfer functions for estimating soil hydraulic properties: A review. Pedosphere, 26(4): 417–430, doi:10.1016/S1002-0160(15)60054-6.

Peplinski, N.R., Ulaby, F.T. and Dobson, M.C. (1995a): Dielectric properties of soils in the 0.3–1.3- GHz range. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, 33(3): 803–807, doi:10.1109/36.387598.

Peplinski, N.R., Ulaby, F.T. and Dobson, M.C. (1995b): Corrections to “Dielectric properties of soils in the 0.3–1.3- GHz range”. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, 33(6): 1350, doi:10.1109/TGRS.1995.477193.

Schaap, M. G., Leij F. J. and van Genuchten M.T. (2001): ROSETTA: A computer programfor estimating

soil hydraulic parameters with hierarchical pedotransfer functions. Journal of hydrology, 251(3–4): 163–176, doi:10.1016/S0022-1694(01)00466-8.

Slatyer, R.O. (1967): Plant-water relationships. Academic press, London.

Stogryn, A. (1971): Equations for calculating the dielectric constant of saline water. IEEE transactions on Microwave Theory and Techniques, 19(8): 733–736, doi:10.1109/TMTT.1971.1127617.

Suman, S., Srivastava, P.K., Pandey, D.K., Prasad, R., Mall, R. and O'Neill, P. (2021): Comparison of soil dielectric mixing models for soil moisture retrieval using SMAP brightness temperature over croplands in India. Journal of Hydrology 602: 126673.

玉川勝徳 (2017): 人工衛星データを用いた陸面データ同化手法による土壌水分推定手法の広域適用可能性に関する研究. 東京大学博士論文.

Topp, G.C., Davis, J.L. and Annan, A.P. (1980): Electromagnetic determination of soil water content: Measurements in coaxial transmission lines. Water Resources Research, 16(3): 574–582, doi:10.1029/WR016i003p00574.

辻本久美子, 太田 哲, 森也寸志 (2018): 土壌水分特性の考慮による統合水循環モデルとマイクロ波衛星土壌水分量観測手法の同時改良. 土木学会論文集 B1（水工学）:74(4): I_979–I_984, doi:10.2208/jscejhe.74.I_979.

辻本久美子 (2019): マイクロ波土壌水分量衛星観測のための湿潤土壌混合誘電率モデルに関する理論的検討. 土木学会論文集 B1（水工学）:75(2): I_7–I_12, doi:10.2208/jscejhe.75.2_I_7.

Ulaby, F.T., Moore, R.K. and Fung, A.K. (1986): Microwave remote sensing: Active and passive, vol. 3, from theory to applications, pp. 2020–2023. Artech House, Massachusetts.

Wagner, N. and Scheuermann, A. (2009): On the relationship between matric potential and dielectric properties of organic free soils: A sensitivity study. Canadian Geotechnical Journal, 46(10): 1202–1215, doi:10.1139/T09-055.

Wagner, N., Scheuermann, A., Kupfer, K. and Trinks, E. (2009): Coupled hydraulic and dielectric material properties of soil. Proceedings of the 8th International Conference on Electromagnetic Wave Interaction with Water and Moist Substances, pp. 215–222. Helsinki, doi:10.13140/RG.2.1.4614.4404.

Walker, V.A., Hornbuckle, B.K., Cosh, M.H. and Prueger, J.H. (2019): Seasonal evaluation of SMAP soil moisture in the US corn belt. Remote Sensing 11(21): 2488.

Wang, J.R. and Schmugge, T.J. (1980): An empirical model for the complex dielectric permittivity of soils as a function of water content. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, GE-18(4): 288–295, doi:10.1109/TGRS.1980.350304.

Wigneron, J.-P., Jackson, T., O'neill, P., De Lannoy, G., de Rosnay, P., Walker, J., Ferrazzoli, P., Mironov, V., Bircher, S. and Grant, J. (2017): Modelling the passive microwave signature from land surfaces: A review of recent results and application to the L-band SMOS & SMAP soil moisture retrieval algorithms. Remote Sensing of Environment, 192: 238–262.

Yang, K., Watanabe, T., Koike, T., Li, X., Fujii, H., Tamagawa, K., Ma, Y. and Ishikawa, H. (2007): Auto-calibration system developed to assimilate AMSR-E data into a land surface model for estimating soil moisture and the surface energy budget. Journal of the Meteorological Society of Japan, 85A: 229–242, doi:10.2151/jmsj.85A.229.

Zhang, L., Meng, Q., Hu, D., Zhang, Y., Yao, S. and Chen, X. (2020): Comparison of different soil dielectric models for microwave soil moisture retrievals. International Journal of Remote Sensing 41(8): 3054–3069.

Zheng, D., van der Velde, R., Wen, X. Wang, J., Ferrazzoli, P., Schwank, M., Colliander, A., Bindlish, R. and Su, Z. (2018): Assessment of the SMAP soil emission model and soil moisture retrieval algorithms for a Tibetan desert ecosystem. IEEE transactions on geoscience and remote sensing 56(7): 3786–3799.

## 要　　旨

世界各地の土壌水分を毎日観測する手法として，水循環変動観測衛星 GCOM-W に搭載されたマイクロ波放射計 AMSR2 による観測輝度温度を用いる手法がある．本研究では，そのアルゴリズム全体の中で，湿潤土壌の誘電率と体積含水率とを関連づけるモデルについて，既存モデルの比較検討と室内実験による検証を行った．特に，観測周波数や土性の違いが湿潤土壌の複素誘電率に与える影響に着目した．さらに，土壌水分特性と誘電特性の関連に着目し，Pedotransfer 関数を用いて土壌水分特性に基づいて誘電率を推定する手法を提案した．Dobson モデルに対して Mironov モデルの適合範囲が広いこと，Mironov モデルによる吸着水の量と誘電率の値には他モデルとの差異が大きく疑問が残ること，風乾時土壌水分量と吸引圧 500 MPa 下での水の誘電率を用いると実験土壌に対する複素誘電率がよく再現できること，が示された．

キーワード：誘電率モデル，土壌水分特性，吸着水，Pedotransfer 関数，AMSR



This article is an open access article under the terms of the Creative Commons Attribution (CC BY) license (https://creativecommons.org/licenses/by/4.0/).