水文・水資源学会誌
J. Japan Soc. Hydrol. & Water Resour.
Vol. 16, No. 3 (2003) pp. 246-254

TDR による土壌水分量測定値の温度依存性と その原位置測定データに基づく補正

Temperature Effect on Soil Water Content Measured by Time Domain Reflectometry
and Its Correction Using in Situ Data

山中 勤*

Tsutomu YAMANAKA

(筑波大学陸域環境研究センター)

Terrestrial Environment Research Center, University of Tsukuba

開発一郎**

Ichirou KAIHOTSU

(広島大学総合科学部)

Faculty of Integrated Arts and Sciences, Hiroshima University

ウウィンバートル・ダムバラヴィア***

Dambaravjaa OYUNBAATAR

(モンゴル気象水文研究所)

Institute of Meteorology and Hydrology, Mongolia

Using a dataset of soil water content at 4 grassland sites in a high latitude arid region, temperature effect on time domain reflectometry (TDR) measurement was investigated. Values of measured water content gradient against ambient soil temperature show approximately from 0.0005 to 0.002 ($\text{m}^3/\text{m}^3 \cdot ^\circ\text{C}^{-1}$). The values vary with location, depth and time, and is empirically modeled by multiple regression analysis using water content and logarithm of saturated hydraulic conductivity. The latter explanatory variable seems to be important as associated with soil texture or specific surface area of the soil. The empirical model is applied to correct measurement error due to the temperature dependence of TDR, and its performance is compared to that of a theoretical model. As a result, it is shown that the empirical model can successfully correct problematic soil moisture variation not only for data used in multiple regression but also for independent data.

Key words: Soil water, Time domain reflectometry (TDR), Temperature dependence, High latitude arid region

高緯度乾燥地域における4つの草原サイトで観測された土壌水分量のデータセットを用いて、time domain reflectometry (TDR) 測定に及ぼす温度の影響を調査した。周囲の地温に対する土壌水分量測定値の変化率は $0.0005 \sim 0.002 (\text{m}^3/\text{m}^3 \cdot ^\circ\text{C}^{-1})$ であった。この値は、地点・深度・時期などにより異なるが、土壌水分量と飽和透水係数の対数値を説明変数とした重回帰分析によって経験的にモデル化することができた。後者の説明変数は土性もしくは土壌の比表面積に関わるものとして重要と思われる。この経験モデルによる測定値の補正を試み、その有効性を理論モデルによるものと比較した。その結果、重回帰分析に用いたデータだけでなく、それ以外の独立したデータに関しても、不自然な土壌水分量変化を補正できることが示された。

キーワード：土壌水分，TDR，温度依存性，高緯度乾燥地域

I はじめに

局地的あるいは全球的な気候・生態系の維持・変

動過程を解明する上で、土壌水分量は重要な監視項目の一つである。しかしながら、その最も基本的かつ直接的な測定法である炉乾法は、観測地点の土壌

* 筑波大学陸域環境研究センター 〒305 - 8577 茨城県つくば市天王台 1 - 1 - 1

University of Tsukuba, Terrestrial Environment Research Center, Tsukuba, 305 - 8577, Japan

** 広島大学総合科学部 〒739 - 8521 広島県東広島市鏡山 1 - 7 - 1

Hiroshima University, Integrated Arts and Sciences, Higashi-Hiroshima, 305 - 8521, Japan

*** モンゴル気象水文研究所

Institute of Meteorology and Hydrology, Hudaldaanyi St. - 5, Ulaanbaatar - 46, Mongolia

を破壊・攪乱し、また長期間ルーチ的に測定するには大変な労力を必要とするため、土壌水分量の長期モニタリングはきわめて限られた地域でしかなされてこなかった。それゆえ、Topp *et al.* (1980) 以来の Time Domain Reflectometry (TDR) による土壌水分量測定技術の確立・発展は、非破壊かつ自動的な土壌水分モニタリングを可能とした点において極めて画期的であると言える。TDR のほかに、非破壊での自動測定を可能とする手法としてはヒートプローブ法 (例えば、粕淵, 1992; 嶋田ほか, 1992; Hirota and Kasubuchi, 1996) が挙げられるが、測定箇所の温度変化に対応して土壌水分量の測定値が (たとえ実際に変化していなくとも) 見かけ上変動してしまうといった温度依存性の問題が存在し (粕淵, 1982; 山中ほか, 1994), TDR のほうがより優れた手法であるとの認識が一般的である。しかしながらこのような温度依存性が、場合によっては TDR においても無視しえないということが近年指摘されるようになってきた。

当初、Topp *et al.* (1980) が中程度の水分状態 (体積含水率 = 32.4%) の Clay Loam を対象とした測定結果をもとに有意な温度依存性はないと報告したため、TDR の温度依存性は無視できるとの認識が定着したが、90年代に入って、TDR による土壌水分量測定値と地温との間に密接かつ不自然な対応関係が認められるという報告が相次ぐようになった。しかし、ある研究では正の相関が報告されたり (例えば、Verstricht *et al.*, 1994), また別の研究では負の相関が報告されたり (例えば、Pepin *et al.*, 1995) というように、それらの報告は相互に整合的ではなく、容易には認められにくかった。こうした状況を打破すべく、Wraith and Or (1999) は一見矛盾するようにみえるこれらの事例を統一的に説明する一つの仮説を提示し、その仮説を裏付ける実験的証拠を提出した。彼らの仮説は、土壌の構成を3相 (水・土粒子・間隙空気) ではなく、4相 (自由水・結合水・土粒子・間隙空気) として捉える点に立脚している。土粒子に強く吸引され、氷に近い分子配列をもつ結合水の誘電率は (電磁波の周波数帯にもよるが) 自由水のそれよりも格段に小さい。このため、温度が上昇して結合水の一部が土粒子表面から解き放たれ、自由水の比率が高まった場合、トータルでみた実際の水分量に変化はなくとも TDR による測定値は増加する。一方、自由水自体の誘電率は温度の増加とともに若干減少するため、自由水の存在比率がもと

も高い条件下では、温度の上昇とともに TDR 測定値は減少する。こうして土壌の (バルク) 誘電率は異なる二つの温度依存性を持つことになるが、自由水と結合水の存在比率は真の水分量と土壌の比表面積 (すなわち土壌の粒径組成) に依存するため、例えば粗粒土壌で水分が豊富にある場合 (自由水の存在比率が高い場合) は温度と TDR 測定値の間に負の相関が現われ、細粒土壌で水分が少ない場合 (結合水の存在比率が高い場合) は正の相関が現れる。そして、これらの中間的な条件 (例えば、高水分の細粒土壌や低水分の粗粒土壌) では二つの異なるメカニズムによる影響が相殺されるため、TDR 測定値の温度依存性は表面化しなくなる。以上の仮説に基づき、Or and Wraith (1999) は土壌誘電率の温度依存性に関する理論モデルを構築し、TDR 測定値からその温度依存性の影響を取り除くための補正法を提案した (以下、OW99モデル; 詳細は Appendix 参照)。

近年、気温の上昇と降水量の減少傾向 (例えば、Yatagai and Yasunari, 1994) が顕著に現れている北東アジア内陸部では、土壌水分量変化を長期にわたり監視する意義はたいへん大きく、またその緊急性も高い。しかしながら、高緯度の内陸部に位置し、かつ乾燥した気候下にある本地域においては、地温の日較差・年較差がともに大きいため、TDR による土壌水分測定において上述の温度依存性の影響は小さくないと予想される。それゆえ、温度変化による見かけ上の測定値の変動を補正する手法の確立は急務である。本研究では、測定地点や測定深度毎に補正式 (あるいは補正係数) が異なる可能性を念頭に置いて、TDR 測定値の温度依存性の特徴を原位置で実測されたデータをもとに明らかにする。また、その知見に基づく経験的なモデルを用いて測定値の補正を試みる。

なお、寒冷地における土壌水分量の TDR 測定では、土壌の凍結・融解がもたらす影響も重大であるが、これらについては別報で論ずる予定である。

II. 使用データ

本研究で使用するデータは、人工衛星搭載高性能マイクロ波放射計による土壌水分リモートセンシングのための地上検証実験である AMPEX (ADEOS Mongolian Plateau Experiment for ground truth) プロジェクトの一環としてモンゴル高原上に展開された、4つの自動気象観測ステーション (Automatic

図 - 1 調査対象地域

Fig. 1 Study area

Weather Station ; AWS) による測定データである (Kaihotsu, 2002). 調査対象地域 (図 - 1) はゴビ砂漠北縁部よりやや北に位置し、キク科・ユリ科・アヤメ科・カヤツリグサ科などの短草のほか、場所によってイネ科の長草やマメ科の灌木が生育する。しかしながら、年降水量 (P) は 100 mm ~ 150 mm 程度と少なく、ブディコの放射乾燥度 ($= R_n/lP$; R_n は年間正味放射量, l は水の気化熱) でみると完全な砂漠気候 ($R_n/lP > 3$) に分類される (Yamanaka *et al.*, 2002a, b, c, d).

AWS によるモニタリングは現在も継続しているが、本研究では、最初の 1 年間にあたる 2000 年 9 月 1 日 ~ 2001 年 8 月 31 日の期間を解析対象とする。Mandalgobi (MGS)・Deren (DRS)・Delgertsogt (DGS) の 3 サイトでは 3 cm, 10 cm, 40 cm および 1 m の 4 深度で、Bayantsagaan (BTS) の 1 サイトのみ基盤岩が浅層に位置していたため 3 cm, 10 cm, 20 cm および 40 cm の 4 深度で、それぞれ土壌水分量と地温の測定を行った。各地点・深度における土壌の物理特性を表 - 1 に示す。土壌水分量の測定には

表 - 1 各地点・深度毎の土壌の物理特性

Table 1 Summsry of soil physical properties fro different sites/depths

Site	Depth	Porosity f	Bulk density b (kg/m^3)	Saturated hydraulic conductivity k_s (m/s)
MGS	3cm	0.385	1.50	5.19×10^{-3}
	10cm	0.282	1.66	6.04×10^{-4}
	40cm	0.437	1.34	2.35×10^{-2}
	100cm	0.339	1.46	4.01×10^{-3}
DRS	3cm	0.428	1.34	8.86×10^{-3}
	10cm	0.385	1.43	4.81×10^{-3}
	40cm	0.289	1.62	4.21×10^{-2}
	100cm	0.263	1.69	7.50×10^{-3}
DGS	3cm	0.411	1.40	4.42×10^{-3}
	10cm	0.404	1.93	2.52×10^{-3}
	40cm	0.315	1.82	6.99×10^{-4}
	100cm	0.385	1.44	2.16×10^{-2}
BTS	3cm	0.456	1.31	4.93×10^{-4}
	10cm	0.509	1.27	1.96×10^{-3}
	20cm	0.489	1.36	9.34×10^{-3}
	40cm	0.435	1.34	1.63×10^{-2}

IMKO 社 (独) 製の TRIME - TDR 水分計を用い、地温測定には防水性の白金抵抗温度計を使用した。これらのセンサーはトレンチ断面から不攪乱土壌に向けて水平に、かつ相互に干渉しないよう適当な水平距離 (10cm以上) を置いて挿入した (センサー挿入後トレンチは埋め戻された)。測定は30分間隔で行い、瞬時値をデータロガー (CR10X, Campbell Scientific Inc.) に収録した。

モニタリング結果の一例として、2000年9月1日～9月10日の期間の MGS における測定結果を図 - 2 に示す。深度 3 cm および 10 cm では経日的な土壌乾燥の傾向が認められるが、同時に顕著な日変化も見出される。これに対し、深度 40 cm および 1 m では日変化・経日変化ともに顕著ではない。一方、地温は深度 3 cm と 10 cm において最大 15 °C にもおよぶ日変化を示すが、深度 40 cm では日較差が数度以内に減少し、深度 1 m ではほぼ完全に一定となっている。興味深い点は、土壌水分が地温と同様日中に増加し、夕方から夜間にかけて減少する点と、地温の日変化が小さい日 (例えば、9月2日および10日) に土壌水分量の日変化も小さいという点である。特に前者は、土壌水分量の日変化が蒸発量の日変化によって引き起こされるとの認識に立った場合、きわめて不自然な応答と感じられる。

Cahill and Parlange (1998) は、日中土壌水分が増加するという図 - 2 同様の傾向を TDR 測定によって見出し、この現象を表層付近で蒸発した水分が温度勾配で深層に輸送されて凝結した結果であると解釈した。これに対し、Or and Wraith (2000) は、Cahill らの測定した土壌水分の日変化は土壌誘電率の温度依存性によって引き起こされたものであると反駁し、これを OW99 モデルを用いて定量的に示してみせた。土壌表層で気化した水蒸気の一部が深部に輸送され凝結することによりそこでの水分量増加に寄与しうことは、数値計算結果 (例えば、Yamanaka *et al.*, 1998) から、また温度依存性の補正を施したヒートプローブ法による野外測定結果 (例えば、山中ほか, 1994) から示唆されているが、体積含水率で数%にもおよぶ変化をこのようなプロセスで説明することは難しい。したがって、図 - 2 に示された水分量測定値の日変化は、真の土壌水分量変化であるとはみなし難い。

なお、短期間の観測ではあるが、他の TDR センサー (Hydra Soil Moisture Probe, Vitel Inc.) を用い

図 - 2 MGS における土壌水分量 (上段) と地温 (下段) の測定結果の一例

Fig. 2 An example of monitoring results of (top) soil water content and (bottom) soil temperature at Mandalgobi

ても同様の温度依存傾向が見出せることを、筆者らは確認している。

III. 経験モデルの導出

単位の温度変化に対する土壌水分量測定値の変化率を温度係数 $C_T (= \Delta \theta / \Delta T)$ と表記すると、温度 T (°C) において測定された水分量 θ_c (m³/m³) から参照温度 T_{ref} における値 θ_{ref} への補正は、次式によって可能となる。

$$\theta_c = \theta_{ref} + C_T (T - T_{ref}) \quad (1)$$

ここで、 T_{ref} は温度依存性による見かけ上の変化を除去する際の基準となる温度であるが、Topp *et al.* (1980) を含め、一般に土壌水分量と土壌誘電率の関係は20 °C程度の温度条件下で得られることが多いので、本研究では $T_{ref} = 20$ とした。

前章で述べたように、図-2に見られる土壌水分量測定値の日変化には、地温変化によってもたらされた見かけ上の変動成分が卓越している。勿論、降雨があった時や蒸発が盛んな時期などには真に土壌水分量が日変化することも有り得るが、そのような場合には地温と土壌水分量の間の相関関係は弱くなる筈である。逆に、地温と土壌水分量測定値との相関が非常に高い場合にはほぼ完全に見かけ上の変動であるとみなすことができ、そうした条件を満たすデータに限定すれば、両者の関係から C_T の近似値を得ることができると考えられる。

このような考えに基づき、各日ごとに地温と土壌水分測定値の間の相関係数 (r) を算出し、 $r > 0.99$ なる条件を満たす日について回帰直線の傾きを求め、これを C_T 値とした。表-2に、各地点・各深度それぞれにおける C_T の平均値と標準偏差を示す。な

表-2 各地点・深度毎の温度係数 C_T (m³m⁻³ °C⁻¹) の平均値 (A_{ve})、標準偏差 ($S.D.$) ならびにデータ数 (n)

Table 2 Summary of C_T (m³m⁻³ °C⁻¹) values (A_{ve} : Average, $S.D.$: standard deviation, n : number of data)

	A_{ve}	$S.D.$	n
MGS 3 cm	0.0010	0.00024	5
MGS 10 cm	0.0020	0.00018	13
DRS 3 cm	0.0004	0.00004	5
DRS 10 cm	0.0013	0.00011	44
DGS 3 cm	0.0005	0.00004	15
DGS 10 cm	0.0015	0.00028	7
BTS 3 cm	0.0009	0.00015	6
BTS 10 cm	0.0018	0.00004	3

お、深度20cm以深では地温の日変化が明瞭でないのので解析対象から除外した。また、土壌の凍結・融解の影響を除外して考えるため、ここでは $T > 5$ °C の条件を満たす期間のデータのみを用いた。

表から分かるように、 C_T は0.0005~0.002程度の値を示す。すなわち、10 °Cの温度変化によって体積含水率 (百分率表示) で0.5~2%程度の誤差がもたらされていることになる。しかしながら、この値は地点や深度毎に異なり、また同一地点の同一深度でも時期によってかなりのばらつき (標準偏差) がある。これらは、 C_T の値が土壌特性以外に、温度条件や水分条件など時間的に変化する要素にも依存している可能性を示唆している。そこで、地温と土壌水分量の日平均値 (T_{da} , °C), ならびに土壌の乾燥密度 (ρ_b ; kg/m³), 間隙率 (e), および飽和透水係数 (k_s ; m/s) を説明変数として、 C_T の重回帰分析を行った。ここで、飽和透水係数は一般に指数級数的な変化を示すため、その対数 $\log(k_s)$ も説明変数に加えた。重回帰式の算出に先立ち、偏回帰係数が0.1%の危険率で有意であることを条件として、変数減増法によって説明変数の選択を行った。その結果、土壌水分量と $\log(k_s)$ の2変数のみが選択され、以下の重回帰式を得た (重決定係数 $R^2 = 0.80$, データ数 $n = 98$)。

$$C_T = (0.759 T_{da} - 0.109 \log(k_s) - 0.450) \times 10^{-2} \quad (2)$$

上式は、 C_T が水分量が多いほど大きく、また透水係数が小さいほど大きくなることを示している。一般に、透水係数は粒径組成と密接な関係を持ち、細粒土壌ほど値は小さくなる (例えば、キャンベル, 1987)。そして、細粒土壌ほど一般に比表面積は大きい。したがって、透水係数の小さい (= 比表面積の大きい) 土壌ほど C_T が大きくなるという点については、Or and Wraith (1999) の理論と整合的である。一方、彼らの理論によれば、水分が豊富な場合に地温と水分測定値の間の正の相関関係は弱まるはずであるが、土壌が細粒でかなり乾燥した条件下では、土壌水分全体の増加とともに結合水の量も増加すると考えられるので、自由水へと変化するることのできる水分総量が増加することにより C_T が増加したとしてもおかしくはない。したがって、あらゆる土壌条件・水分条件のもとでの信頼性は保証し得ないが、本研究で対象とした条件の範囲内において、(2)式は Or and Wraith (1999) の理論と定性的に矛盾しない。

IV. 補正モデルの有効性の検討

前章では実測結果をもとに TDR 測定値の温度依存性の診断を行い、経験的な補正モデル(2式)を導出した。本章では、このモデルによって補正した結果を、未補正の値、ならびに OW99モデルによって補正した値と比較することにより、その有効性の検討を行う。

図-3に未補正および補正後の土壌水分量(深度3 cm)の経時変化を示す(MGSのみ、他は省略)。まず2000年9月4日～6日の期間(図-3上段)について見てみると、経験モデルとOW99モデルによる補正結果は概ね良く一致し、補正前の値と逆の日変化傾向を示している。日中減少し、夜間回復するという日変化は、炉乾燥法による従来の測定結果(例えば、Jackson, 1973)とも合致し、これらの補正結果は妥当であると判断できる。一方、2000年10月1日～3日の期間(図-3下段)については、経

図-3 未補正および補正後の土壌水分量(深度3 cm)の経時変化(上段:2000年9月4日～6日, 下段:2000年10月1日～3日)

Fig. 3 Temporal variations of uncorrected and corrected soil water contents at the depth of 3cm. (top: Sep. 4 ~ 6, 2000, bottom: Oct. 1 ~ 3, 2000)

験モデルがほぼ一定の値を示すのに対し、OW99モデルでは体積含水率で2%におよぶ大きな日変化が現れている。この期間は、上段に示された9月上旬と比較して、土壌水分量はおよそ半減したうえに日中の正味放射量も減少している(Yamanaka *et al.*, 2002a)。このような状況において9月上旬とほぼ同等の日変化幅が維持されるとは考えにくい。ただし、OW99モデルによる補正結果は仮定した比表面積の値にも依存する。そこで、試行錯誤的に様々な値を代入して計算してみた結果、図-3に示した二つの期間の双方について妥当な日変化振幅を与え得る比表面積の値は存在しなかった。したがって、仮に比表面積の実測値が得られ、それをを用いて補正を行ったとしてもOW99モデルには限界があると言わざるを得ない。

炉乾燥法など温度に依存しない手法による真の土壌水分量変化が実測されていないので厳密な判定は困難であるが、上記の結果を踏まえると、本研究対象地域のような土壌でなおかつ低温乾燥な条件下においては、OW99モデルよりも経験モデルの方がむしろ有効であろうと考えられる。

OW99モデルについては、土壌によっては十分な精度が得られないことが彼らの実験結果(Or and Wraith, 1999)からも認識できる。例えば、Millville silt loam や Broko silt loam (彼らの論文の Fig. 5a および Fig. 8b)では、計算値と実測値の乖離が大きく、また温度に対する変化傾向も実測値のほうがより直線的となっている。彼らの理論における具体的な問題点としては、土粒子表面からの距離に対する粘性率あるいは誘電率の変化に関するモデルや4相構造モデルの数学的表現などが挙げられ、今後詳細な室内実験等により検討を深めて行く必要がある。

図-4に、土壌の凍結・融解の影響を受けず、かつ降雨浸透による水分変化の少ない秋季と春季(便宜的に、地温範囲が5～15℃の期間)の深層部における補正前後の土壌水分量と地温の関係を、MGSとDRSの2地点について示す(DGSとBTSは凍結・融解の影響が皆無でなかったため割愛)。いずれの深度も、補正前の土壌水分量と地温の間には比較的線形に近い正の相関関係が認められる(ただし、秋季と春季で真の土壌水分に若干の変化があるため、完全に1本の直線で表されるわけではない)。一方、補正後の値では、両者の間の相関関係(直線の傾き)はほぼ解消されている。ここで用いた経験モデル、すなわち(2)式の導出にあたっては、地温と

図 - 4 地温範囲が 5 ~ 15 の期間の深層部における補正前後の土壌水分量と地温の関係

Fig. 4 Relationships of soil temperature with uncorrected and corrected soil water content at deeper depths in a period when soil temperature ranges from 5 to 15

TDR 測定値の日変化が基礎とされており、日変化の少ない深度 20cm 以深のデータは用いられていない。にもかかわらず、深層土壌水分の経日変化における温度の影響がほぼ取り除かれているという事実は、(2)式の汎用性が高いことを裏付けている。また、ここで注目すべきは、特に MGS の低温期において補正前後の値の差違が 2.5% 程度に及んでいる点である。一般に深層では地温の変化が表層部よりも小さいため、温度依存性による誤差も小さいと考えがちであるが、季節変化を考える上で必ずしも無視できるものではないことが分かる。表層付近における測定値の日変化と異なり、時系列でみると深層の季節変化の異常性には気がつきにくいので、この点は注意する必要がある。

・おわりに

本研究では、高緯度内陸乾燥地域に位置するモンゴル高原において取得された 1 年間のモニタリング結果をもとに、地温と TDR 測定値の日変化成分の相関に着目して、TDR の温度依存性の診断を行った。また、これを補正するための経験モデルを導出し、その有効性について検討を加えた。その結果、温度

依存性を補正するための係数 C_T は一定ではないが、土壌の粒径組成に関連したパラメータ（本研究では飽和透水係数）と土壌水分量を用いて与え得ることが明らかとなった。また、経験モデルにより補正された値は、Or and Wraith (1999) の理論モデルによる補正值よりもむしろ妥当なものであることが示された。したがって、TDR による土壌水分測定値の温度依存性は、原位置で測定された値自体と粒径組成に関連する土壌特性値とをもとにして補正可能であると結論づけられる。また、地温の日変化が卓越する表層部に限れば、土壌特性値を含まないモデル（回帰式）を個々に作成することもできるので、その場合はモニタリング結果のみでより精度の高い補正が可能である。

なお、本研究で提案した補正法は、実用十分なレベルで有効な手法であると考えられるが、土壌誘電率の温度依存性という現象に関してはさらなる理論の高度化が不可欠であることは言うまでもない。そうした理論をもとに、温度への依存性が小さな測定手法の開発につなげてゆくことも、今後重要な課題として挙げられる。

Appendix Or and Wraith (1999) の理論モデル

温度 T において測定された誘電率 ϵ_{uc} から参照温度 T_{ref} における値 ϵ_c への補正は、次式によってなされる。

$$\epsilon_c = \epsilon_{uc} - \frac{\epsilon_{uc} - \epsilon_{ref}}{T - T_{ref}} (T - T_{ref}) \quad (A1)$$

誘電率の温度変化率は Birchak *et al.* (1974) の 4 相モデルに基づき、次式で与えられる。

$$\frac{\epsilon_c}{T} = \frac{\epsilon_{uc}^{(1-\gamma)}}{T} \left[\frac{b_w}{T} \left\{ \frac{b_w}{T} - \frac{f_w}{T} \right\} + \frac{f_w}{T} \frac{f_w^{-1}}{T} \right] \quad (A2)$$

ここで、 ϵ_c は 4 相モデルにおける媒質の幾何形パラメータ、 ϵ_{uc} は体積含水率 ($\text{m}^3 \text{m}^{-3}$) で、添え字 b_w と f_w はそれぞれ結合水と自由水に関するものであることを示す。

結合水の体積含有率とその温度変化率は次のように表される。

$$b_w = \frac{A_s b_a}{T_k \ln(m T_k) - d} \quad (A3)$$

$$\frac{b_w}{T} = \frac{A_s b_a \{ \ln(m T_k) + 1 \}}{[T_k \ln(m T_k) - d]^2} \quad (A4)$$

ここで、 A_s は土壌の比表面積 ($\text{m}^2 \text{kg}^{-1}$)、 b_a は土壌の乾燥密度 (kgm^{-3})、 a は土粒子表面からの距離に

対する水の粘性の変化率に関わるパラメータ ($= 1621 \times 10^{-10} \text{mK}$), T_k は絶対温度, d は水の粘性の温度変化率に関わるパラメータ ($= 2.047 \times 10^3 \text{K}$) であり, m (K^{-1}) は次式で与えられる.

$$m = k(8.2r^3cf^*) \quad (\text{A } 5)$$

ここで, k はボルツマン定数 ($= 1.3806 \times 10^{-23} \text{NmK}^{-1}$), r は水分子の半径 (m), c は水の粘性に関わるパラメータ ($= 9.5 \times 10^{-7} \text{Nm}^{-2}\text{s}$), f^* は TDR 測定におけるカットオフ周波数 ($1 \times 10^9 \text{s}^{-1}$) である.

一方, 自由水の体積含有率 (単位体積土壌に対する自由水の割合) は残差として次のように与えられる.

$$f_w = -b_w \quad (\text{A } 6)$$

ここで, 自由水と結合水の和としての値は, 本来, 補正処理後の真の体積含水率を用いるべきであるが, 近似的に補正前の測定値を用いることができる.

結合水の誘電率 b_w は温度に依存せず一定の値 ($= 12$) をとるとみなせるが, 自由水の誘電率 f_w は温度によって変化する. 自由水の誘電率と温度の関係は次の実験式で近似的に表される (Weast, 1986).

$$f_w = 78.54 [1 - 4.579 \times 10^{-5} (T - 25) + 1.19 \times 10^{-6} (T - 25)^2 - 2.8 \times 10^{-8} (T - 25)^3] \quad (\text{A } 7)$$

したがって, 地温と土壌水分量の測定値をもとに (A 3) 式~(A 7) 式の計算を行い, 計算結果から (A 2) 式によって誘電率の温度変化率を求めれば, (A 1) 式によって水分量測定値の補正を行うことができる.

本研究においては, Or and Wraith (1999) および Wraith and Or (1999) の研究成果を参照し, $\epsilon_s = 0.63$, $A_s = 35000$ と仮定した. また, 補正後の誘電率 ϵ_c から体積含水率 ϵ_c への変換は Topp *et al.* (1980) の式により行い, 未補正の体積含水率 ϵ_{uc} から誘電率 ϵ_{uc} への変換はその逆関数により行った.

謝辞: 本研究で用いた土壌水分量および地温データは, 宇宙開発事業団 (NASDA) の公募研究「Ground Truth for Evaluation of Soil Moisture and Geophysical/Vegetation parameters Related to Ground Surface Conditions with AMSR and GLI in the Mongolian Plateau」(PI 開発一郎) の補助を受けて取得された. また, ユアサ国際教育学术交流財団, 平和中島財団アジア地域重点学術研究助成金, ならびに日本学術振興会科学研究費補助金 (奨励研究 A,

11740268 & 13780426) の研究経費を一部使用した. AMPEX プロジェクトの遂行にあたっては, 小池俊雄 教授 (東京大学大学院) に多大なる支援を受けた. AWS の設置・運用においては, 村松加奈子 助教授 (奈良女子大学), 平田昌弘 博士 (京都大学), ならびに広島大学・奈良女子大学・京都大学の大学院生諸氏の協力を得た. ここに記し, 謝意を表する.

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, *Proc. IEEE*, **62**, pp. 93-98.
- Cahill, A.T. and Parlange, M.B. (1998): On water vapor transport in field soils, *Water Resour. Res.*, **34**, pp. 731-739.
- キャンベル G.S. (1987): パソコンで学ぶ土の物理学 (中野政詩・東山勇 監訳), pp. 50-51, 鹿島出版会.
- Hirota, T. and Kasubuchi, T. (1996): Soil moisture observations in a boreal humid climate. *J. Japan Soc. Hydrol. & Water Resour.*, **9**, pp. 233-239.
- Kaihotsu, I. (2002): Activity Report of AMPEX-AMSR/AMSR-E, Japan Committee for AMPEX-AMSR/AMSR-E, (印刷中).
- Jackson, R.D. (1973): Diurnal changes in soil water content during drying. In: *Field Soil Water Regime*, pp. 37-55, Soil Sci. Soc. Am., Madison.
- 粕淵辰昭 (1982): 土壌の熱伝導に関する研究, *農技研報 B*, **33**, pp. 1-54.
- 粕淵辰昭 (1992): 土壌肥料研究における新しい分析法 2 熱伝導式土壌水分計, *日本土壌肥科学雑誌*, **63**, pp. 359-363.
- Or, D. and Wraith, J.M. (1999): Temperature effects on soil bulk dielectric permittivity measured by time domain reflectometry: A physical model, *Water Resour. Res.*, **35**, pp. 371-383.
- Or, D. and Wraith, J.M. (2000): Comment on "On water vapor transport in field soils" by Anthony T. Cahill and Marc B. Parlange, *Water Resour. Res.*, **36**, pp. 3103-3105.
- Pepin, S., Livingston, N.J. and Hook, W.R. (1995): Temperature dependent measurement errors in time domain reflectometry determinations of soil water, *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **59**, pp. 38-43.

- 嶋田 純・川村隆一・谷口真人・辻村真貴 (1992): ヒートプローブ式土壤水分計による圃場内土壤水分変化の観測, 筑波大学水理実験センター報告, **16**, pp. 45-53.
- Topp, G.C., Davis, J.L. and Annan, A.P. (1980): Electromagnetic determination of soil water content: Measurements in coaxial transmission lines, *Water Resour. Res.*, **16**, pp. 574-582.
- Verstricht, J., Neerdael, B., Meynendonckx, P. and Volckaert, G. (1994): Clay moisture measurements in radioactive waste disposal research, In: *Proceedings of Symposium on Time domain Reflectometry in Environmental, Infrastructure, and Mining Applications*, Spec. Publ. SP19-94, pp. 337-348, U.S. Dep. of the Inter. Bur. of Mines, Washington D.C.
- Weast, R.C. (1986): *CRC Handbook of Chemistry and Physics* (67th ed.), CRC Press, Boca Raton, Fla.
- Wraith, J.M. and Or, D. (1999): Temperature effects on soil bulk dielectric permittivity measured by time domain reflectometry: Experimental evidence and hypothesis development, *Water Resour. Res.*, **35**, pp. 361-369.
- 山中 勤・檜山哲哉・嶋田 純 (1994): 裸地面蒸発に伴う砂質土壌中の水蒸気の挙動. *ハイドロロジー* (日本水文科学会誌), **24**, pp. 31-46.
- Yamanaka, T., A. Takeda, and J. Shimada (1998): Evaporation beneath the soil surface: Some observational evidence and numerical experiments. *Hydrol. Processes*, **12**, pp. 2193-2203.
- Yamanaka, T., I. Kaihotsu, M. Ikeda, T. Takasao, D. Oyunbaatar, Ts. Ganbold and AMPEX/AMSR Team (2002a): Automatic Weather Station Monitoring Results from September 2000 to August 2001 at Mandalgobi, In: *Activity Report of AMPEX-AMSR/AMSR-E*, Kaihotsu I. ed, Japan Committee for AMPEX-AMSR/AMSR-E, (印刷中).
- Yamanaka, T., I. Kaihotsu, M. Ikeda, T. Takasao, D. Oyunbaatar, Ts. Ganbold and AMPEX/AMSR Team (2002b): Automatic Weather Station Monitoring Results from September 2000 to August 2001 at Deren, In: *Activity Report of AMPEX-AMSR/AMSR-E*, Kaihotsu I. ed, Japan Committee for AMPEX-AMSR/AMSR-E, (印刷中).
- Yamanaka, T., I. Kaihotsu, M. Ikeda, T. Takasao, D. Oyunbaatar, Ts. Ganbold and AMPEX/AMSR Team (2002c): Automatic Weather Station Monitoring Results from September 2000 to August 2001 at Delgertsogt, In: *Activity Report of AMPEX-AMSR/AMSR-E*, Kaihotsu I. ed, Japan Committee for AMPEX-AMSR/AMSR-E, (印刷中).
- Yamanaka, T., I. Kaihotsu, M. Ikeda, T. Takasao, D. Oyunbaatar, Ts. Ganbold and AMPEX/AMSR Team (2002d): Automatic Weather Station Monitoring Results from September 2000 to August 2001 at Bayantsagaan, In: *Activity Report of AMPEX - AMSR/AMSR-E*, Kaihotsu I. ed, Japan Committee for AMPEX-AMSR/AMSR-E, (印刷中).
- Yatagai, A. and Yasunari, T. (1994): Trends and decadal-scale fluctuations of surface air temperature and precipitation over China and Mongolia during the recent 40 year period (1951-1990), *J. Meteorol. Soc. Japan.*, **72**, pp. 937-957.

(受付 : 2002年 6 月 7 日 , 受理 : 2002年12月26日)