

地中レーダを用いた浅層地盤における土中水分量の原位置計測

竹下祐二¹, 小林延行², 森井俊広³, 黒田清一郎⁴, 井上光弘⁵

- 1 岡山大学・大学院環境学研究科
- 2 荒木組・土木部
- 3 新潟大学・農学部生産環境科学科
- 4 農村工学研究所・施設資源部基礎地盤研究室
- 5 鳥取大学乾燥地研究センター

概 要

不飽和砂質地盤における浅層領域での土中水分量を簡便、迅速かつ非破壊状態にて計測する原位置計測方法として地表型地中レーダを用いた。本方法では、地中レーダによって計測された電磁波伝播速度から、誘電率を求めることにより、計測領域の平均的な土中水分量を算出することが可能である。地表型地中レーダの計測操作は非常に簡便であり、非破壊状態で土中水分量の原位置計測が可能であるため、挿入型の土中水分計に比較して、広領域での土中水分量の計測に有用である。地中レーダによる水分測定方法の有用性は、鳥取砂丘砂地盤における原位置実験データを用いて確認した。

キーワード：不飽和地盤，土中水分量，地中レーダ，非破壊試験，原位置計測

1. はじめに

降雨による斜面崩壊やフィルダムの安定問題、あるいは空洞の形成・陥没や土壌・地下水汚染等の不飽和地盤における諸問題を解決するためには、不飽和地盤の挙動を定量的に把握する必要があり、不飽和土の力学的な特性の評価が重要となる。不飽和土の力学的特性は、土中に含まれる水分量に依存して大きく変化することが知られており¹⁾、不飽和地盤の土中水分量の空間分布を原位置において精度良く計測する必要がある。

現在、不飽和地盤の土中水分量を原位置で計測する方法としては、主に TDR (Time Domain Reflectometry) 法や ADR (Amplitude Domain Reflectometry) 法を用いた挿入型の土中水分計が多用されている²⁾。これらは、複数本の金属ロッドや単一の計測プローブを不飽和地盤内に挿入設置して、土の電気特性である誘電率を計測し、その値から土中水分量を算定する方法である。挿入型の土中水分計は、設置深度近傍の局所的な領域での土中水分量の計測には優れているが、固結した地盤や礫を含む地盤等の挿入設置が困難な地盤条件や水分量の計測対象深度が深くなる場合には、それらの適用は必ずしも容易ではない。

一般に、河川堤防や斜面などに代表される重要な土構造物においては、計測対象領域が広域に及び、3次元的な水分動態の調査が必要とされる場合が多い。そのため、地盤構造を攪乱することなく、非破壊状態において、シンプル

かつ迅速に広域の水分動態を計測・評価することが可能な調査方法の確立が望まれている。

本研究では、このような現状を鑑みて、不飽和地盤の水分動態を原位置にて非破壊状態で測定する方法として、地中レーダ (Ground Penetrating Radar ; GPR) に着目した。GPR は深度数 m 程度の浅層地盤における埋設物や空洞の調査等に多用されており、考古学の分野では遺跡調査への適用も試みられている物理探査法である (物理探査学会, 1998)。GPR では、地盤の誘電率が不均質であることを利用して、誘電率の異なる境界面で生じる電磁波の反射を捉え、埋設物や空洞の探査を行っている。つまり、GPR 計測においても前述の TDR 法や ADR 法による挿入型土中水分計と同様に地盤の誘電率を重要なパラメータとして、地盤状態の評価を行っている。したがって、GPR によって計測された地盤の誘電率から土中水分量を算定することが可能であり、GPR の有する非破壊調査法の利点を生かして、広域地盤の水分分布状態を迅速に計測できる可能性を有している³⁾⁴⁾⁵⁾⁶⁾。

本文では、不飽和砂質地盤における浅層領域の土中水分量の計測方法として、GPR の適用性および有用性を吟味することを目的とし、均質な砂丘砂地盤において GPR による原位置土中水分量測定実験を実施した結果について報告する。土中水分量測定実験では、自然乾燥状態にある砂丘砂地盤に、局所的な人工散水を行って地盤内の水分状態を強制的に変化させ、GPR によって計測された地盤の電

磁波反射断面画像および電磁波伝播速度分布から、土中水分量の定量的な把握を試みた。

2. GPRによる土中水分量の計測

2.1 電磁波伝播速度と体積含水率の関係

GPRでは送信アンテナから地盤内に発射した電磁波が地盤内で反射して受信アンテナに戻るまでの反射時間(往復走時)を計測して、地盤構造、埋設物の位置や形状の画像化を行う。電磁波の反射は地盤内に存在する誘電率が異なる境界面で生じ、その反射波の振幅は誘電率のコントラストに比例して大きくなる。反射面までの深度 D は、次式で算出される。

$$D = \left\{ (tV)^2 - x_0^2 \right\}^{1/2} / 2 \quad (1)$$

ここに、 t :電磁波の反射時間(往復走時)、 V :地盤中の電磁波伝播速度、 x_0 :送・受信アンテナ間隔

一般に、地盤中の電磁波伝播速度は $0.055\text{m/ns} \sim 0.170\text{m/ns}$ 程度であると報告されている⁷⁾が、地盤の比誘電率 ϵ_r の空間分布に大きく依存していることが知られており、次式で表される。

$$V = c / \sqrt{\epsilon_r} \quad (2)$$

ここで、 c は空気中における光の速度($3 \times 10^8 \text{ m/s}$)であり、比誘電率は物質の誘電率と真空の誘電率の比として定義される。

地盤内の誘電率の不均質性は土中水分量、鉱物、膨張性粘土の存在などによって生じるが、水の誘電率の値は他の物質に比較して非常に大きいため、不飽和砂質土地盤においては、地盤中の誘電率の変動を支配する主要因は土中水分量であると言える。地盤の誘電率と土中水分量の関係は土固有の物理特性であり、厳密には、土質ごとに校正式を求めるべきであるが、Toppら⁸⁾は土の体積含水率 θ と比誘電率の関係として、次式を提案している。

$$\theta = -5.3 \times 10^{-2} + 2.9 \times 10^{-2} \epsilon_r - 5.5 \times 10^{-4} \epsilon_r^2 + 4.3 \times 10^{-6} \epsilon_r^3 \quad (3)$$

式(3)は比誘電率による土中水分量の推定式として多用されており、式(3)による体積含水率の算定精度は $\pm 0.02\text{cm}^3/\text{cm}^3$ であると報告されている⁹⁾。そこで、本研究では、砂質土地盤における体積含水率と比誘電率の関係式として、式(3)を採用した。ここで、式(2)、(3)より地盤中の電磁波伝播速度と土の体積含水率との関係として式(4)が導かれ、図1のように土中水分量の増加に伴って、電磁波伝播速度は単調に低下することがわかる。

$$\theta = -5.3 \times 10^{-2} + 2.9 \times 10^{-2} (c/V)^2 - 5.5 \times 10^{-4} (c/V)^4 + 4.3 \times 10^{-6} (c/V)^6 \quad (4)$$

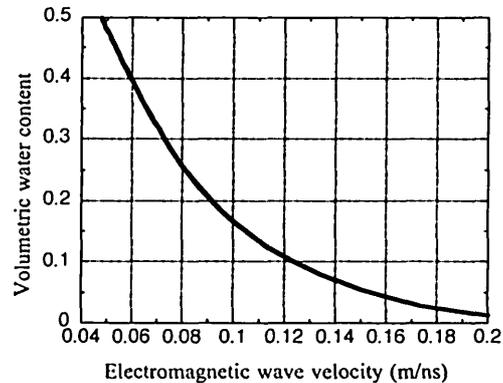


図1 電磁波伝播速度と体積含水率の関係

2.2 地表型 GPRによる土中水分量の計測方法

本研究で用いた GPR システムは送・受信アンテナを地表面上に設置する地表型レーダであり、SIR-3000K (Geophysical Survey Systems, Inc., 送・受信アンテナ一体型、アンテナ周波数 400MHz) を用いた。GPR 計測データの画像処理には、同社のソフトウェア Radan (Ver. 5.0) を用いた。GPR によって対象地盤内の水分分布の定量的な評価を行うために、以下の2種類の計測方法を用いた。

2.2.1 プロファイル測定

送・受信アンテナの間隔を一定に保持した状態で、測線に沿ってほぼ一定速度にて移動させながら、測線下の地中の誘電率分布に依存した電磁波の反射波形を計測する。計測された反射波形は、振幅の絶対値の大きさに応じて白一黒の多段階濃淡表示による画像化がなされ、地盤構造や保水状態に依存した断面画像を得ることができる。この際、反射面までの深度は電磁波の反射時間を用いて、式(1)により算定される。

2.2.2 ワイドアングル測定

地盤の電磁波伝播速度の定量的評価を行う測定法であり、任意の計測点を中心として、送・受信アンテナ間隔を増加させていく、CMP(Common midpoint)測定を実施した。CMP測定により得られた各反射波形において、反射時間 t は前述したプロファイル測定のアンテナ間隔 x_0 を変数とした場合と同様となる。そこで、式(1)より x_0^2 と t^2 には直線関係が得られることから、それぞれの送・受信アンテナ間隔において電磁波の反射時間を計測し、 $x_0^2 \sim t^2$ 平面上にプロットして直線近似すれば、その傾きより地表面から反射面までの平均的な電磁波伝播速度が、また、その直線の零点走時 ($x_0=0$ における時間 t) から、式(1)を用いて反射面までの深度が算出できる¹⁰⁾。したがって、CMP測定によって計測された電磁波伝播速度を用いれば、式(4)より地表面から反射面までの地層部分における平均的な土中水分量の算定が可能となる。

3. GPR による原位置土中水分量測定実験

3.1 実験概要

鳥取大学乾燥地研究センター温室実験場内の砂丘砂地盤において、自然乾燥状態および人工散水によって地表面近傍部分に浸潤領域を作成した 2 種類の水分状態について、プロファイル測定および CMP 測定を実施した。本砂丘砂地盤の粒径分布を図 2 に示す。本地盤は非常に均質な不飽和砂質地盤であり、地盤材料の工学的分類方法¹¹⁾によれば、細粒分をほとんど含まない最大粒径 2mm 程度のきれいな砂 (S) に分類される。砂丘砂地盤の物理特性は、乾燥密度 1.48g/cm^3 、間隙率 0.40 であり、自然状態における表層部分の体積含水率は 0.03~0.06 程度と非常に乾燥した状態にある。また、原位置定水位透水試験¹²⁾を実施した結果、現場飽和透水係数は $2.0 \times 10^{-2}\text{cm/s}$ と計測された。

プロファイル測定および CMP 測定は 4.5m の測線上にて実施した。送・受信アンテナの間隔は、プロファイル測定では 15cm で固定とし、CMP 測定では 10cm ピッチで最大間隔 2m まで増加させた。測線上の起点からの水平距離 3.0m および 3.4m 部分に直径 5cm の塩化ビニルパイプをその上端部の深度が地表面からそれぞれ 20cm、40cm の深度に GPR 測線を横断する方向に水平に埋設した。これらは、プロファイル測定による電磁波の反射深度を検証するための深度指標として用いた。

人工散水は、水道水を GPR の測線上にシャワー状に散水し、地表部分の水分状態がほぼ均等に現場飽和状態に到達するように実施した。その際、地表近傍部分の水分状態のモニターには挿入型の土中水分計 (Delta-T Devices, Profile probe type PR1, プローブ長 40cm) を用いて行った。本実験概図の平面図を図 3 に示す。

3.2 GPR 計測による土中水分量の評価

3.2.1 プロファイル測定による地盤状態の把握

自然乾燥状態でのプロファイル測定画像を図 4 に、また、測線 1.75m~2.25m 付近 (図 3 中の散水領域 1, 散水面積 $50\text{cm} \times 80\text{cm}$) において散水量 $4000\text{cm}^3/\text{min}$ にて 30 分間の局所的な散水後における画像を図 5 に示す。それぞれ電磁波反射時間 (往復走時) 50ns までの計測波形を画像処理した結果を示している。図中には、電磁波が送・受信アンテナ間において空中および地表面を伝播したことによる反射現象を考慮して決定された地表面位置を矢印で図示している。また、塩化ビニルパイプの埋設位置に凸型の双曲線状の強い反射が認められている。図中の○印は推定される塩化ビニルパイプの埋設位置である。塩化ビニルパイプの埋設深度から算出された電磁波電波速度は自然乾燥状態で 0.133m/ns 、散水後で 0.075m/ns である。

図 4 によれば、画像中に有意な反射面は見あらず、本砂丘砂地盤は非常に均質な地層構造を有しており、また、水分状態もほぼ一定の乾燥状態であることが読み取れる。

図 5 中に点線で囲まれた領域では、往復走時約 28ns 付

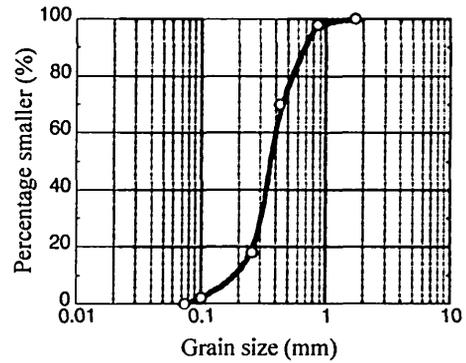


図 2 砂丘砂地盤の粒径分布

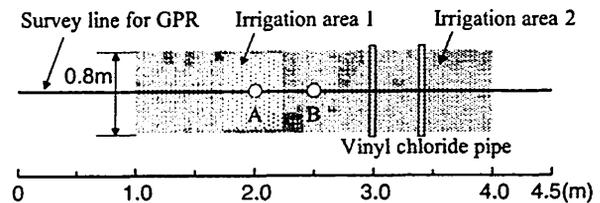


図 3 実験概要図 (平面図)

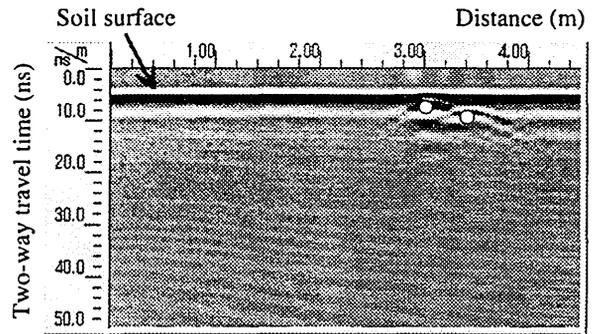


図 4 プロファイル測定画像 (乾燥状態)

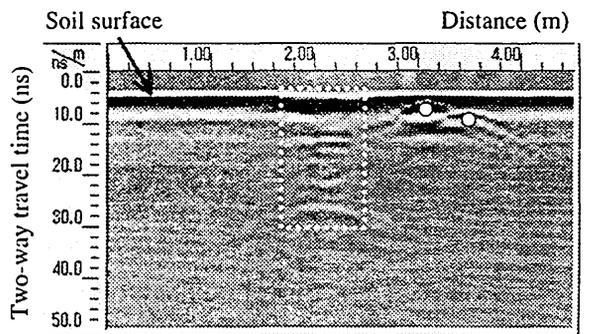


図 5 プロファイル測定画像 (散水領域 1 に散水後)

近まで、散水の影響により電磁波の反射が生じていると判断される。地表面位置を考慮すれば、浸潤前線までの往復走時は約 22ns であり、塩化ビニルパイプの埋設深度から算出された電磁波電波速度 0.075m/ns を用いれば、浸潤領

域の到達深度は式(1)より約 83cm と算出される。ここで、浸潤領域とは、初期水分状態から十分な水分量変化が生じた領域であると考えた。

散水後の水分状態を評価するために、有限要素法による飽和・不飽和浸透流解析ツール HYDRUS-2D¹³⁾を用いた数値シミュレーションを行った。砂丘砂地盤の不飽和浸透特性は、井上らによって算定された不飽和透水係数と体積含水率の関係¹⁴⁾を式(5),(6)で定義される van Genuchten の関数モデル¹⁵⁾を用いて表現した。

$$S_e = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} = \left[\frac{1}{1 + (\alpha h)^n} \right]^m \quad (5)$$

$$k(S_e) = k_s S_e^{0.5} \left[1 - (1 - S_e^{1/m})^m \right]^2 \quad (6)$$

ここで、 S_e : 有効飽和度、 h : 圧力水頭、 θ_s : 飽和体積含水率、 θ_r : 残留体積含水率、 $k(S_e)$: 不飽和透水係数、 k_s : 飽和透水係数、 α 、 n : 水分特性曲線の形状を支配する土に固有のパラメータ、 $n > 1$ 、 $m = 1 - 1/n$

砂丘砂地盤の van Genuchten モデルのパラメータは、 $\alpha = 0.0356 \text{ cm}^{-1}$ 、 $n = 4.793$ 、 $\theta_r = 0.0$ 、 $\theta_s = 0.4$ 、 $k_s = 2.0 \times 10^{-2} \text{ cm/s}$ を用いた。数値シミュレーションは均質な軸対称地盤モデル（解析領域、深度 300cm、水平方向 100cm）を用い、散水領域は等価な面積を有する円形で置き換えて表現した。地盤の初期条件として、土中水分分布は解析領域全域で一定と仮定して、体積含水率 0.03 を与えた。

浸透流解析によって算出された散水終了後の体積含水率分布を図 6 に示す。図 6 によれば、散水による浸潤領域は地表面から深度約 80cm であり、GPR によって推定された浸潤領域にほぼ一致している。

したがって、GPR を用いて地盤のプロファイル測定画像を取得し、降水等による地盤内への浸潤現象が発生した前後において、それらと比較すれば、水分分布の変化や浸潤領域の発生状態を簡易的に評価することが可能であると思われる。

3.2.2 CMP 測定による土中水分量の定量的評価

自然乾燥状態および図 3 に示した散水領域 2（散水面積 50cm×300cm、測線 1.0m~4.0m 付近）に散水を行った後の水分状態において、図 3 における A、B の 2 地点を開始地点として CMP 測定を実施した。得られた波形記録例として、地点 A による結果をそれぞれ図 7,8 に示す。これらの図中には、各送・受信アンテナ間隔において計測された波形において、複数の反射面が検出されている。それらのうち、送・受信アンテナ間隔の増加に伴って、反射時間が単調に増加し、波形ピーク部分が連続的に変化している代表的な部分を○印で表示した。

各図において□印で示した最も反射時間の短い反射面は、送信アンテナから発射された電磁波が地盤内で反射せ

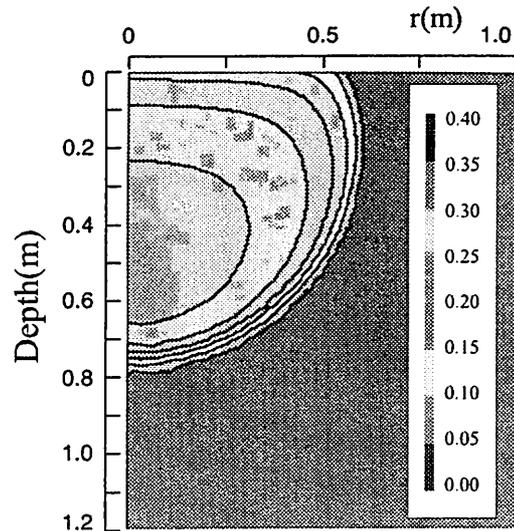


図 6 浸透流解析による体積含水率の分布（散水領域 1 に散水後）

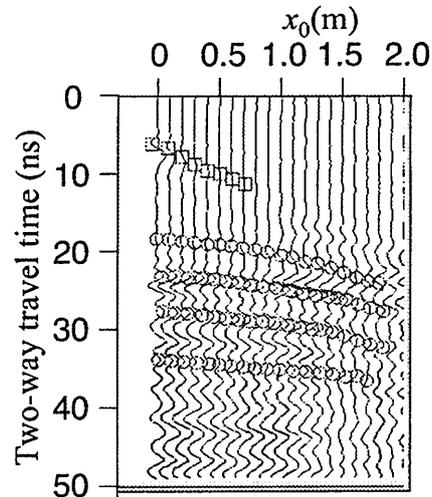


図 7 CMP 測定記録（自然乾燥状態,A 地点）

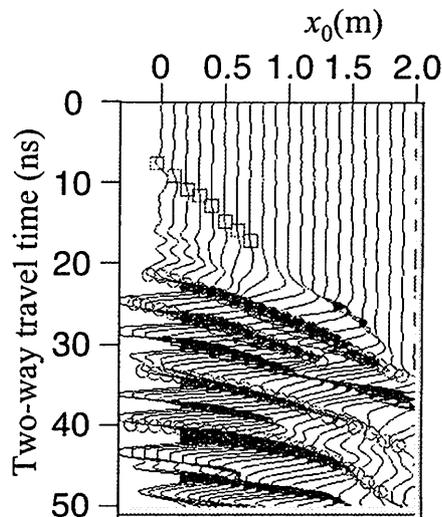


図 8 CMP 測定記録（散水領域 2 に散水後, A 地点）

ず、地表面近傍を伝播して受信アンテナに到達した直接波 (Direct ground wave) によるものであると考えられる。そこで、この直接波の反射時間を基準として、他の反射波における反射時間を補正し、反射面の深度の算出を行った。電磁波伝播速度と反射面までの深度を算出し、式 (3) を用いて算出した地表面から反射面までの地層部分における平均的な体積含水率の値を表 1 にまとめた。

図 9 は GPR によって計測された自然乾燥状態における体積含水率の分布図である。図中には、容積 100cm³ の採土器を用いて CMP の測線近傍における試料を採取し、土の含水比試験 (JIS A 1203) により体積含水率を計測した結果を○印で、挿入型土中水分計によって計測された体積含水率を△印でプロットしている。採取試料による水分量の測定結果によれば、体積含水率は深度 1.5m 付近まで緩やかに増加し、その後、ほぼ一定値を示している。GPR による土中水分計測結果もほぼ同様の傾向を示しており、両者の体積含水率の差は 0.05 程度である。これらにより、GPR によって計測された自然乾燥状態における体積含水率は、実用上十分な精度であると考えられる。

一方、図 10 には、散水領域 2 に散水後、計測された体積含水率の分布図を示している。図中には、浸透流解析によって算出された散水終了後の体積含水率分布を○印で、挿入型土中水分計によって計測された体積含水率を△印でプロットしている。GPR によって計測された水分分布は、地表面から深度 0.7m 程度では、やや高い水分状態を示し、計測深度の増加に伴って、緩やかに減少する傾向が得られている。また、表層から 0.4m 程度では、やや低い水分量が計測されている。これは、図中の浸透流解析結果にも示されたように、砂丘砂地盤の透水性が非常に良好であるため、散水終了後、地表近傍部分では、迅速な排水が生じていること、また、散水によって生じた浸潤領域は表層から 1m 程度の深度までであり、それよりも深い部分では、地盤は自然乾燥状態にあるためと思われる。

以上の CMP 測定結果によれば、電磁波伝播速度により、対象領域の平均的な体積含水率を測定することが可能であり、今回の砂丘砂地盤における実験では、アンテナ周波数 400MHz の地表型 GPR によって、深度 1.5m 程度の領域の平均的な土中水分量を算定することが可能であった。

4. おわりに

本文では、不飽和砂質土地盤における浅層領域の土中水分量を迅速かつ非破壊に計測する方法として、地表型地中レーダに着目し、その適用性および有用性を砂丘砂地盤における原位置水分測定実験により検討した。本研究で得られた知見を以下にまとめる。

(1) プロファイル測定により計測された地盤断面画像によれば、均質な砂質土地盤における水分境界および浸潤領域を推定することが可能である。そのため、地盤のプロファイル測定画像を取得し、降水等による地盤内への浸潤現象が発生した前後において、それらを比較すれば、水分分

表 1 電磁波伝播速度の算出結果

地盤状態	CMP 開始点	反射面の深度(m)	電磁波伝播速度 (m/ns)	体積含水率
乾燥状態	A	0.95	0.147	0.062
		1.17	0.143	0.069
		1.26	0.133	0.085
		1.71	0.126	0.099
	B	0.41	0.167	0.039
		1.47	0.138	0.076
散水後 (領域2)	A	0.63	0.070	0.332
		1.07	0.073	0.308
		1.46	0.079	0.268
	B	0.36	0.076	0.287
		0.95	0.074	0.302

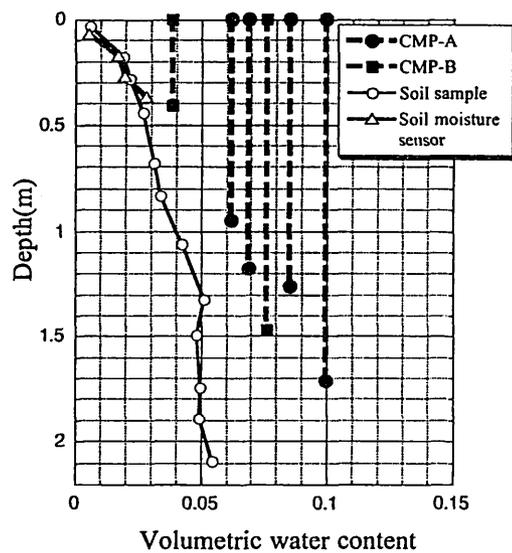


図 9 自然乾燥状態における水分計測データ

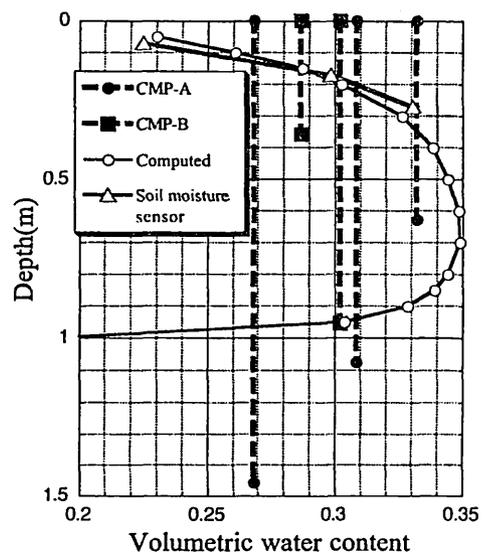


図 10 散水後での水分計測データ (散水領域 2 に散水)

布の変化や浸潤領域の発生状態を簡易的に評価することが可能であると思われる。

(2) ワイドアングル測定により計測された地盤の電磁波伝播速度から、比誘電率の関数として、計測領域の平均的な体積含水率を算定することが可能である。均質な砂丘砂地盤における原位置実験では、アンテナ周波数 400MHz の地表型地中レーダによって、深度 1.5m 程度の領域の平均的な土中水分量を算定することが可能であった。

謝辞

本研究は平成 17 年度科学研究費補助金（基盤研究(B)17380141）および鳥取大学乾燥地研究センター平成 17 年度共同利用研究の助成により実施した。ここに記して謝意を表する。

参考文献

- 1) 地盤工学会編：不飽和地盤の挙動と評価, pp.1-10,2004.
- 2) 前掲1), pp.20-24.
- 3) Chanzy, A., A. Tarussov, A. Judge, and F. Bonn : Soil water content determination using a digital ground-penetrating radar, Soil Science Society of America Journal, 60, pp.1318-1326,1996.
- 4) Weiler, K. W., T.S. Steenhuis, L. Boll, and K.S.J. Kung: Comparison of ground penetrating radar and time-domain reflectometry as soil water sensors, dynamic soil properties for wide strain range, Soil Science Society of America Journal, 62, pp.1237-1239,1998.
- 5) Parkin, G.W., J.D Redman, von P. Bertoldi, and Z. Zhang: Measurement of soil water content below a wastewater trench using ground-penetrating radar, Water Resources Research, 36(8). pp. 574-582, 2000.
- 6) 竹下祐二・小林弘明・田尾一憲・田中賢次・開発一郎：地中レーダによる地盤の水分動態の非破壊計測方法, 土木学会論文集, No.729/III-62,pp.169-176,2003.
- 7) Reynolds, J.M.: An introduction to applied and environmental geophysics, chapter12, Ground penetrating radar, John Wiley & Sons, pp.682-777,1997.
- 8) Topp, G.C., J.L. Davis, and A.P. Annan : Electromagnetic determination of soil water content : Measurement in coaxial transmission lines, Water Resources Research, 16(3), pp. 574-582, 1980.
- 9) Stephens, D.B.: Vadose zone hydrology, CRC press, pp.217-218,1996.
- 10) 物理探査学会編：物理探査ハンドブック,第7章,地中レーダ, pp.401-421,1998.
- 11) 地盤工学会編：土質試験の方法と解説,pp.213-217, 2001.
- 12) 森井俊広, 井上光弘, 竹下祐二: プレッシャーインフィルトロメータ法を用いた土の原位置透水試験方法, 農業土木学会論文集, 204,pp.149-158,1999.
- 13) International Ground-water Modeling Center, <http://www.mines.edu/research/igwmc/>
- 14) 井上光弘, 矢野友久, 山本太平, 筑紫二郎:土壌水分特性曲線に基づく不飽和透水係数の計算,土壌の物理性,46, pp.21-26,1982.
- 15) van Genuchten, M.Th: A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. Soil Science Society of America Journal, 44, pp.892-898, 1980.

(2006. 9. 20 受付)

Field-scale estimation of near-surface soil water content using ground-penetrating radar

Yuji TAKESHITA¹, Nobuyuki KOBAYASHI², Toshihiro MORII³, Seiichiro KURODA⁴, Mitsuhiro INOUE⁵

- 1 Graduate School of Environmental Science, Okayama University
- 2 Arakigumi Corporation
- 3 Faculty of Agriculture, Niigata University
- 4 National Institute for Rural Engineering
- 5 Arid Land Research Center, Tottori University

Abstract

A fast, simple and nondestructive procedure to measure near-surface soil water content profiles in unsaturated sandy soils is proposed. Surface ground-penetrating radar (GPR) system is employed to estimate the average soil water content in the survey region as a function of the soil dielectric constant measured by electromagnetic wave velocities. GPR has a couple of advantages over the intrusive soil moisture sensors. GPR system offers a simple approach for in-situ determination of soil water content and a completely non-intrusive measurement. GPR may be a suitable for low-cost mapping of soil water content profiles in large sample volume. The utility of our proposed method was demonstrated by using field infiltration experiments for Tottori dune sand.

Key words: unsaturated soil, soil water content, ground-penetrating radar, nondestructive tests, in-situ measurement