塩水を含んだ砂に対する誘電率水分計の測定精度の評価

Evaluation of measuring precision of field-type dielectric soil moisture probes using salty sand

井上 光弘* (鳥取大学乾燥地研究センター)

Mitsuhiro INOUE

Arid Land Research Center, Tottori University

It is important to measure soil water content and salinity in space and time for the soil management of salty cultivated land.

The measuring precision of some field-type dielectric soil moisture probes based on (1) electromagnetic wave, (2) resonance phenomenon, (3) complex dielectric constant, (4) time-domain reflectometry and (5) amplitude domain reflectometry was evaluated using salty sand. The influence of salt concentration on the measurement of soil water content was discussed.

A field-type dielectric soil moisture probe with four parallel rods based on amplitude domain reflectometry had the measuring precision within $\pm 0.01\text{cm}^3/\text{cm}^3$ and $\pm 0.02\text{cm}^3/\text{cm}^3$ in the low and high water range, respectively. The gauge had small influence of salt concentration on moisture measurement compared with other soil moisture gauges in the range 0 to 30000ppm of NaCl solution.

Keywords : Dielectric soil moisture probe, Calibration curve, Dune sand, Salt concentration

塩を含んだ耕作地の土壌管理のために、土壌水分と塩分を時空間的に測定することが重要である。ここでは、(1)電磁波法、(2)共振法、(3)複素誘電率法、(4)TDR法、(5)ADR法に基づく土壌水分計の測定精度、並びに土壌水分測定に及ぼす塩濃度の影響を検討した。その結果、ADR法に基づく4線ロッドを有する土壌水分計は、低水分、高水分領域で、それぞれ $\pm 0.01\text{cm}^3/\text{cm}^3$ 、 $\pm 0.02\text{cm}^3/\text{cm}^3$ の測定精度で土壌水分量を測定できた。また、NaCl溶液30000ppmまでの範囲で塩による影響は他の土壌水分計と比較して少なかった。

キーワード：誘電率水分計、校正曲線、砂丘砂、塩分濃度

I. まえがき

乾燥地では、塩類集積が原因で土壌が荒廃し、農耕地を放棄するという社会的に大きな問題が生じている。土壌の塩類化、特に2次的塩類化は人為的なもので、①灌漑水路からの漏水や過剰な灌漑による地下水位の上昇が起因して、塩を含む地下水が毛管作用によって作物の根圏まで上昇し、土壌表面に塩が集積する場合と、②わずかでも塩を含む水を長期に渡って灌漑することによって作物の根圏に塩が蓄積して、乾燥地の著しい蒸発に伴う水分上昇によって土壌表面に塩が集積する場合とがある。いずれの場合にも、排水設備によって地下水位を低下させ、

塩濃度の低い水を灌漑して可溶性の塩を流下させる、いわゆるリーチング(洗脱)は有効な手段である。導入作物の耐塩性、作物の生育ステージ毎の耐塩性が定量化され、可溶性塩類の種類や濃度と作物収量の関係が明らかになるにつれて、実用的な土壌管理技術の確立が急務となってきた。つまり、ある作物を生育させるために、土壌内の塩濃度と土壌水分量などの範囲にあれば塩水灌漑による作物の減収をどこまで押さえられるかという情報を正確に把握し、これを灌漑水量やリーチング水量の決定に反映させて、節水灌漑をも考慮した持続的農業を確立することである。その中で、圃場レベルで作物の根圏の土壌水分量や塩濃度を適切に管理することが必要で、圃場

*鳥取大学乾燥地研究センター 〒680-0001 鳥取市浜坂1390

Arid Land Research Center, Tottori University, Hamasaka 1390, Tottori 680-0001

耕土層の鉛直・水平方向の水分分布と塩分分布を定量的に計測することが不可欠となってきた。そのためには、実用的な精度で、圃場の水分と塩分を測定できる安価なセンサーの開発が急務である。

筆者は、土壌の水分塩分管理システムを確立するために、根圏土壌を攪乱しないで、土壌中の塩と水の同時測定が可能な4極センサーと圧力変換型テンシオメータの使用を試みた(井上ら1996)。4極センサーによる出力値は土壌水分量、塩分量、温度に依存することから、塩分量に依存しないで土壌水分量を測定する必要がある。そこで、圧力変換型テンシオメータを用いて土壌の圧力水頭を測定し、土壌水分特性曲線(土壌水分保持曲線ともいう)を用いて土壌水分量を推定し、土壌中の塩と水の同時測定を行った(井上・塩沢, 1994; 井上ら, 1996)。しかしながら、土壌水分特性曲線は排水過程と浸潤過程で曲線の形状が異なるという土壌水分ヒステリシスを有するので、正確に塩分量を把握するためには、それぞれ排水過程と浸潤過程の走査曲線を使用する必要があった。このことは、不均質な圃場での水分塩分測定を複雑にするだけで、実用的な塩分動態モニタリングシステムを構築することは困難である。そこで、できるだけ塩分量に依存しないで、実用的な精度で土壌水分量を測定できるセンサーの開発が急務である。

ここでは、精度の高い水分・塩分動態モニタリングシステムを構築することを目的として、センサーの出力値がデータログで集録回収できることを条件に、水分と塩分を調整した砂丘砂に対して、数種の市販、開発中の土壌水分計ならびに土壌水分・塩分計の測定精度を検討した。さらに、土壌水分測定に及ぼす塩濃度の影響を比較検討した。なお、塩濃度については、例えば、イラン国シャブールのカルヘー川の流水塩濃度が6000ppm(松本, 1991)、海水の塩濃度が30000ppm(Tanji, 1990)であることを参照して、30000ppmを上限とした。

II. 誘電率土壌水分計の測定原理

汎用のデータログを用いて圃場における水分や塩分などの時空間の自動計測を前提としているために、土壌の水分量、塩分量、地温などを電気信号に変換可能なセンサーを土壌中に埋設し、長期間モニタリングできる計測システムの構築を研究対象とした。土壌の電気的性質としては、誘電率(dielectric constant)と電気伝導度(electrical conductivity, 導電率ともいう)とがある。物質の誘電率と真空中のそれと

の比を比誘電率という。土壌を構成する水、土、空気、の比誘電率は、それぞれ、80.36(20℃)、3～7、1である(Zegelin *et al.*, 1992)。そこで、土壌水分量の増加に伴い、比誘電率は増加する。この原理を用いた誘電率水分計は数種開発されているが、計測方法が異なる。

1. 電磁波法による測定

導線の終点を開放した長さ L_a [cm] のアンテナ線をロッドの表裏にジグザグ状に交差配置し、導線に10～30MHzの高周波を与えると、反射波の周波数とインピーダンスとの特性が得られる。インピーダンスの最初のピーク($n=0$)が検出される周波数 f_0 は、信号の波長 λ とアンテナの長さ L_a との関係(宮本, 1987)

$$\frac{\lambda}{4}(1+2n)=L_a \quad (1)$$

波長 λ と周波数 f_0 との関係

$$\lambda = \frac{v}{f_0} \quad (2)$$

から、

$$f_0 = \frac{v}{4L_a} = \frac{c}{4L_a \sqrt{\epsilon}} \quad (3)$$

ここで、 n は0または正の整数、 v は電磁波の速度、 c は真空中の電磁波の速度($c=3 \times 10^8$ m/s)、 ϵ は誘電率である。この f_0 の値を電子回路で測定し、1/1024に分周して、低い周波数に変換する。得られた周波数を、プローブが水中にあるとき100%、空中にあるとき0%になるように集積回路で演算処理し、土壌水分量と対応できる(井上・梅田, 1994)。ここでは、この原理に基づいて市販されたK社の土壌水分計を、以下KSW-1と称し、図-1に縦断面図と横断面図を示す。この計測器は、専用記録装置のRAMにデータを集録して、パソコン、RS232Cケーブル、市販の通信ソフト(Wterm)を用いて、出力値の経時変化を回収できる。

図-1 KSW-1土壌水分計(寸法:mm)

2. 共振法による測定

インダクタンス L_c のコイルと静電容量 C のコンデンサを直列あるいは並列に接続した回路において、ある周波数で、電流または電圧が極大になる。この現象は共振(resonance)と呼ばれ、計測器に利用されている(例えば、堀川, 1997)。コンデンサの静電容量 C [pF] は、電極の投影面積を A [m^2]、電極の間隔を d [m]、電極間にある誘電体の比誘電率を ϵ_s とすると、

$$C = \frac{\epsilon_s A}{0.036\pi d} \quad (4)$$

で表される。また、共振現象の極大電圧が発生する周波数 f_M は、

$$f_M = \frac{1}{2\pi \sqrt{L_c C}} \quad (5)$$

で表される。ここで L_c はインダクタンス [μH] で、単位Hはヘンリーでコイルの透磁率を意味する。ある水分・塩分状態で土壌の比誘電率 ϵ_s が決まり、(4)式から静電容量 C 、(5)式から周波数 f_M が決まる。市販の集積回路を用いて周波数から電圧に変換し、これを測定するシステムである。ここでは、この原理に基づいて開発中の、H社の土壌水分計を、以下HRE-1と称し、図-2に示す。この計測器は直流電圧を出力するので、この出力値と土壌水分量および塩濃度の関係を得ることができる。

図-2 HRE-1 土壌水分計(寸法: mm)

3. 複素誘電率法による測定

電磁気学的には、ある物質の複素誘電率 ϵ^* は、種々の混合式(入江, 1960)で表されるが、一般に、1 GHz以下の周波数領域に対して、次式の形が採用されている(Topp *et al.*, 1980; Whalley, 1993)。

$$\epsilon^* = \epsilon' - i \left(\epsilon'' + \frac{\sigma_{dc}}{2\pi f \epsilon_0} \right) \quad (6)$$

ここで、 ϵ' と ϵ'' はそれぞれ誘電率の実数部と虚数部、 ϵ_0 は真空中の誘電率、 σ_{dc} は導電率、 f は周

波数である。右辺第1項の実数部は土壌の電気容量性、第2項の虚数部は導電による損失あるいは漏洩を示している。ケーシング内にサーミスタを組入れて温度を測定し、測定値を基準温度(25℃)に補正する。ここでは、この原理に基づいて市販されたV社の土壌水分・塩分計を、以下VHY-1と称し、図-3に示す。この計測器は、プローブに直流電圧を印加すると、4個の直流電圧 V_1 、 V_2 、 V_3 、 V_4 を出力する。つまり、印加電圧によって発信器から50 MHzの高周波を発生し、ケーシング部とロッド部とのインピーダンスの差から干渉波が生じる。干渉波の周波数に対する電圧 V_1 から誘電率の実数部と静電容量、伝送入射波の電圧 V_2 と干渉反射波の電圧 V_3 の比から誘電率の虚数部、 V_4 から温度を算定する。静電容量から体積含水率を、実数部と虚数部の比から含塩量を算定する。つまり、複素誘電率の測定は、土壌の電気容量性から体積含水率、導電性から塩濃度を推定している。ここでは、土壌が砂かシルトか粘土かという情報を加味して、専用ソフト(HYD_FILE.EXE)を用いて、地温、体積含水率、基準温度に換算したNaCl含塩量、電気伝導度の経時変化を解析する(Vitel, Inc., 1994)。

図-3 VHY-1 土壌水分・塩分計(寸法: mm)

4. TDR法による測定

TDR(Time Domain Reflectometry)法は、土壌中に埋設された金属ロッドに瞬間的に与えられた電気パルスの伝達速度や波形の減衰から干渉反射波の伝達時間を測定して土壌の誘電率 ϵ を求めるものである(Dalton, 1992)。

$$\epsilon = \left(\frac{c \Delta t}{2L} \right)^2 \quad (7)$$

ここで、 L は金属製ロッドの長さ、 c は真空中の電磁波の速度で、電気パルスの伝達時間 Δt を測定することによって土壌の誘電率 ϵ が得られ、Topp (1980)の式を用いて体積含水率を測定することがで

きる。

また、土壌中の電気伝導度 σ は

$$\sigma = \left(\frac{\sqrt{\epsilon}}{120\pi L} \right) \ln \left(\frac{V_T}{V_R} \right) \quad (8)$$

ここで、 V_T は伝送入射波の電圧、 V_R は干渉反射波の電圧である(Dalton *et al.*, 1986)。多くのTDR水分計は、ケーブルテスタ(例えば、Tektronix1502)、簡単な2～4線ロッドで作成されたプローブ、スイッチボックスから構成され、最近では、土壌中の水分量と電気伝導度をソフトウェアを用いて自動的に多点記録できるようになった(Heimovaara *et al.*, 1996)。さらに、高価なケーブルテスタを用いないで、同等な測定精度を有するTDR水分計も開発されている(Stacheder *et al.*, 1994)。ここでは、この原理に基づいて市販されたT社の土壌水分・塩分計を、以下TRM-1と称し、図-4に示す。この計測器は、専用の表示装置を用いて、体積含水率と塩分レベル(V_R と V_T の比を表示)の両方を表示できるとともに、パソコンに接続して、それらの出力値の経時変化を集録できる。

図-4 TRM-1 土壌水分・塩分計(寸法: mm)

5. ADR法による測定

ADR(Amplitude Domain Reflectometry)法では、ロッドと土壌のインピーダンスの差による干渉反射波の振幅差を電圧によって評価・出力する。同軸の伝送線におけるインピーダンス Z は、その物理的な形状と土壌の誘電率 ϵ に依存する(Gaskin and Miller, 1996)。

$$Z = \frac{60}{\sqrt{\epsilon}} \ln \left(\frac{r_2}{r_1} \right) \quad (9)$$

ここで、 r_1 は中央に配置された信号ロッドの半径、 r_2 はシールドロッド(信号ロッドを囲む3本のロッド)を囲む円の半径である。ケーシング内の同軸伝送線のインピーダンスを Z_L 、土壌中のロッドのインピーダンスを Z_R とすると、 Z_L と Z_R が異なるとき、進行波

は両者の境界面で反射される。ここで、進行波に対する反射波の割合は反射係数 ρ と呼ばれる。

$$\rho = \frac{Z_R - Z_L}{Z_R + Z_L} \quad (10)$$

ケーシング内の高周波発振器によって、伝送線の始端で単一の電圧振幅 V_0 を与える。

$$V_0 = \alpha \sin 2\pi f t \quad (11)$$

ここで、 α は振幅、 f は周波数、 t は任意時間である。さらに、信号ロッドと伝送線の接続部(以下、境界部という)での単一反射を仮定すると、境界部における反射成分は、

$$V_0 = \alpha \sin 2\pi f t + \alpha \rho \sin 2\pi f \left(t - \frac{2L}{v} \right) \quad (12)$$

となる。ここで、 v はロッドに沿った信号の伝達速度である。もしここで、ロッドの長さ L が $v/4f$ に設定されるならば、

$$\begin{aligned} V_0 &= \alpha \sin 2\pi f t - \alpha \rho \sin 2\pi f t \\ &= \alpha (1 - \rho) \sin 2\pi f t \end{aligned} \quad (13)$$

この式から伝送線の初期のピーク電圧値(V_0)および境界部でのピーク電圧値(V_j)が求まる。

$$\begin{aligned} \hat{V}_0 &= \alpha (1 - \rho) \\ \hat{V}_j &= \alpha (1 + \rho) \end{aligned} \quad (14)$$

したがって、振幅差は、

$$\hat{V}_j - \hat{V}_0 = 2\alpha\rho = 2\alpha \left(\frac{Z_R - Z_L}{Z_R + Z_L} \right) \quad (15)$$

となり、この振幅差を測定することにより、センサー部の相対的なインピーダンスが評価され、(9)式によって誘電率を求めることができる(Gaskin and Miller, 1996)。ここでは、この原理に基づいて市販されたD社の土壌水分計を、以下DML-1と称し、図-5に示す。

図-5 DML-1 土壌水分計(寸法: mm)

この計測器は、印加電圧に対して出力電圧の経時変化をデータログで集録できるとともに、別途に専用の表示装置を用いて、鉙物ならびに有機物土壌の体積含水率と出力電圧を表示できる。

表ー1 採用した誘電率水分計の諸元

名 称	周波数 [MHz]	ロッド数	ロッド長 [mm]	ロッド幅 [mm]	プローブ長 [mm]	印加電圧 DC [V]	出力値	ケーシング 外径 [mm]
KSW-1	10~30	1	112.0	13.0	264.0	5	周波数	円筒(16)
HRE-1	10~30	2	68.0	20.0	168.0	12	1~5 V	箱型(65×35)
VHY-1	50	4	57.0	28.0	91.0	7~12	0~5 V	円筒(42)
TRM-1	70	2	113.0	20.0	176.0	7~15	水分%	円筒(32)
							塩分レベル	
DML-1	100	4	60.0	26.5	193.5	7~15	0~2 V	円筒(40)

(注) ここで、ロッドは先端の細い棒、ケーシングは電子部品の入った部分、プローブはロッドとケーシングの両方を含めた部分を称するものとする。

Ⅲ. 誘電率水分計の諸元と実験方法

本研究で採用した誘電率水分計(水分・塩分計)を表ー1に示した。

1. 室内校正実験

風乾した鳥取砂丘砂1600gをビニル袋に入れ、所定の土壌水分量を作るために、それぞれ、40, 80, 120, 160, 200, 240, 280, 320, 360, 380, 400gの塩溶液を加えて、よく混合し、内径10cm、高さ15cmのポリ容器に、容積が1000mlになるように均一に充填した。ここで、塩溶液として、塩化ナトリウムの0, 500, 1000, 2000, 3000, 5000, 7000ppmを準備した。各水分センサーの測定影響圏は、ロッド直径+2cm程度、ロッド長+1cm程度で校正容器が十分な大きさであることを確認した。各水分計の出力値と、採土炉乾法によるロッド内土壌の体積含水率との関係を検討した。

2. 圃場排水実験

砂地圃場に180cm四方の枠試験区を設けて、所定の深さにセンサーを埋設した。実験では、地下水位が7m以深の砂地圃場で、3時間以上、地表面を2cm程度湛水させ定常浸潤状態にした(井上ら, 1994)。給水を停止して、地表面から水面が消滅した時点を経験時間 $t=0$ とし、その後の排水過程の水分変化をモニタリングした。つまり、この排水過程の水分動態を、印加電圧発生器、データロガ(キャンベル社製の21×マイクロロガ)を用いて、土壌水分計(水分・塩分計)の出力値の経時変化を測定した。

3. 室内飽和実験

乾燥砂丘砂を9.5リットルの容器(高さ23.8cm, 縦21.1cm, 横30.9cm)に高さ18cmまで充填し、所定の塩溶液を5mm程度湛水するように加え、飽和砂を作成

した。ここで、塩溶液として、塩化ナトリウムの0, 200, 500, 1000, 2000, 3000, 5000, 7000, 10000, 30000ppmを準備し、計測器の出力値と塩濃度(ppm)の関係を検討した。

Ⅳ. 各種水分計の測定結果と考察

1. 電磁波法(KSW-1)

砂地圃場にKSW-1水分計を深さ5, 10, 15cmに設置し、10日間の排水過程の実験(井上・梅田, 1994)で、水分計の出力値と気温地温の経時変化を図ー6に示した。

図ー6 KSW-1土壌水分計の出力値と温度の経時変化

実験期間中は深さ15cmの地温も連日30℃を超える快晴であった。図ー6に示したKSW-1水分計の出力値は、水中を100%, 空中を0%に調整したもので、深さが増すほどに水分量が多く、排水過程で単調に水分量が減少していることが伺え、圃場の採土結果(井上ら, 1994)と類似している。しかし、温度が1日に10℃以上変動する圃場では、温度が上昇すると若干、水分量が低く測定されている。このことは計測回路の温度の影響とも考えられ、より高性

能の水分計に改良するためには、今後の詳細な開発研究が望まれる。

2. 共振法(HRE-1)

土壌水分測定に及ぼす塩濃度の影響を検討するために、異なる塩濃度溶液を用いて、体積含水率が $0.11\text{cm}^3/\text{cm}^3$ に調整した土壌、および飽和土壌について、計測器の出力値と塩濃度の関係を図-7に示した。塩を含まない土壌の乾燥砂と飽和砂に対する出力値がそれぞれ3.1V, 2.24Vに対して、高濃度の塩溶液飽和砂では0.8Vとなった。また、体積含水率が $0.11\text{cm}^3/\text{cm}^3$ で水溶液濃度が2000~3000ppm程度の出力値が、飽和水分量($0.44\text{cm}^3/\text{cm}^3$ に相当) 0 ppmに対する出力値と同等となった。これらの結果からHRE-1土壌水分計は、出力値に及ぼす塩の影響が非常に大きいことが認められた。

図-7 HRE-1土壌水分計の塩濃度の影響

3. 複素誘電率法(VHY-1)

VHY-1土壌水分・塩分計の出力電圧を専用ソフト(HYD_FILE.EXE)で処理すると、複素誘電率の実数部と虚数部、地温、温度補正後の実数部と虚数部、体積含水率、NaCl含塩量、土壌の導電率、温度補正後の土壌の導電率、温度補正後の土壌水の導電率が求まる。室内校正実験でVHY-1土壌水分・塩分計を用いて計測した水分量 $W [\text{cm}^3/\text{cm}^3]$ と、NaCl含塩量 $S [\text{g/l}]$ を採土による実測値と比較して、その結果を図-8、図-9に示した。ここで、図中の実線は計測値と実測値が等しいことを意味する。本来、計測値と実測値は等しいはずであるが、それぞれ、

$$\begin{aligned} \theta &= 0.979W + 0.0268 \\ S_a &= 1.667S - 0.094 \end{aligned} \quad (16)$$

なる関係にあった。ここで、 θ は室内校正実験で実測した体積含水率 $[\text{cm}^3/\text{cm}^3]$ 、 S_a は実測したNaCl含塩量 $[\text{g/l}]$ である。図-8の結果から、塩溶液に関係なく全データに対して比較すると、VHY-1土壌水分・塩分計の計測値は、 $0.027\text{cm}^3/\text{cm}^3$ 程度、土壌水分量を過小評価した。また、土壌水分量が $0.2\text{cm}^3/\text{cm}^3$ 程度以下の範囲では、NaCl濃度が低い場合、例えば、塩濃度が0 ppmと1000ppmの実験データに対しては、

$$\theta = 1.23W \quad (17)$$

なる関係となり、2割以上の補正を要した。塩濃度が高くなるにつれて、清水(0 ppm)に対する計測値と比べて、土壌水分量を過大評価した。さらに、塩濃度が高く土壌水分量が $0.2\text{cm}^3/\text{cm}^3$ 程度以上になると、計測値が大きく変動することが認められた。

図-9の結果から、計測値と実測値とは、かなり直線性が高いが、計測値が1.67倍程度、含塩量

図-8 VHY-1土壌水分・塩分計の体積含水率の精度

図-9 VHY-1土壌水分・塩分計によるNaCl含塩量の測定精度

[g/l]を過小評価した。また、土壤溶液が5000ppm以上となり、NaCl含塩量が1g/lより高くなると大きく変動し、計測値に異常が認められた。このVHY-1土壤水分・塩分計は、本研究で供試した砂丘砂で、NaCl水溶液のみを使用した限定された条件であるが、含塩量を測定する場合、図-9のように校正式を得ると、NaCl含塩量の計測器として実用上、含塩量が1g/lまでの範囲で使用できる。

4. TDR法(TRM-1)

室内校正実験でTRM-1土壤水分・塩分計を用いて、土壤水分量と塩分レベルを測定した。

清水(0 ppm)に対して、室内校正実験で、TRM-1土壤水分・塩分計による水分表示と定容積採土による水分量を比較し、その結果を図-10に示した。

図-10 TRM-1土壤水分・塩分計による体積含水率の測定精度

計測値と実測値を比較すると、 $0.2\text{cm}^3/\text{cm}^3$ 以下の範囲では、精度 $0.01\text{cm}^3/\text{cm}^3$ 以内、飽和の $0.44\text{cm}^3/\text{cm}^3$ に近くなると、測定精度が $0.02\text{cm}^3/\text{cm}^3$ 程度となり、総じて、図-10の破線で示した $\pm 5\%$ の相対誤差で測定できる。

また、塩濃度が3000ppm以上と高くなると、 $0.25\text{cm}^3/\text{cm}^3$ より高水分領域では土壤水分量を過小評価、低水分領域では過大評価となり、測定精度を $0.02\text{cm}^3/\text{cm}^3$ 以内では測定できなかった。これは塩濃度が高くなるとTDR法による振幅が小さくなり、(7)式の Δt を判定することが困難になること(Dalton and van Genuchten, 1986)が一因であると考えられる。TDR法の利点として、塩濃度によらずに、ひとつの校正曲線で計測できるという報告(堀野・丸山, 1992)もあるが、本研究で使用したTRM-1土

図-11 TRM-1土壤水分・塩分計による塩分レベルと塩濃度の関係

壤水分・塩分計は5000ppm以上の塩濃度では、土壤水分測定に塩濃度の影響が認められた。TDR法は、最近、圃場の水分測定によく使用されている。測定精度や影響圏は、ロッドの長さ、ロッド数に依存し、高濃度、高水分に対してはロッドの長さを短くすることが有効であると報告されている(Dalton and van Genuchten, 1986)。

TRM-1土壤水分・塩分計を用いた塩分レベルの測定について、室内校正実験で体積含水率を $0.11\text{cm}^3/\text{cm}^3$ に調整した場合、塩濃度との関係を図-11に示した。また、飽和砂についても塩分レベルと塩濃度の関係を示した。その結果、塩濃度が増加するにつれて、計測器による塩分レベルは減少した。つまり、この塩分レベルの対数値は塩濃度と負の直線関係があり、図-11に示した直線関係の勾配は、土壤水分量 θ に依存した。この塩分レベルから土壤の電気伝導度を推定し、これが土壤水分量と土壤溶液の電気伝導度に依存するので、これらの校正曲線を別途に準備する必要がある(井上・塩沢, 1994)。

5. ADR法(DML-1)

室内校正実験で14個のDML-1土壤水分計を用いて、計測器の出力値と体積含水率の関係、つまり、各プローブの校正曲線を同一として、図-12にその結果を示した。

$$\theta = -0.0437 + 0.395 V + 0.0564 V^2 + 0.0699 V^3 \quad (18)$$

ここで、標準誤差は $0.0088\text{cm}^3/\text{cm}^3$ であった。

DML-1土壤水分計による土壤水分量の測定精度は、図-12の破線で示すように、測定範囲が $0.20\text{cm}^3/\text{cm}^3$ 以下の低水分領域では $0.01\text{cm}^3/\text{cm}^3$ 以内、高水

図-12 DML-1 土壌水分計(14個)の校正曲線

図-13 DML-1 土壌水分計の水分測定に及ぼす塩濃度の影響

分領域では $0.02\text{cm}^3/\text{cm}^3$ 以内であると考えられる。また、他の土壤に対する校正曲線も同様に実用的には一つの校正式で表すことができる(中島ら, 1997)。高い精度の測定が必要であれば、土壤別に、それぞれのプローブに対して校正曲線を作成する必要がある。

次に、土壌水分測定に及ぼす塩濃度の影響について、土壌水分量をパラメータとして、DML-1 土壌水分計の出力値と塩濃度の関係を図-13に示した。

DML-1 土壌水分計の水分測定に及ぼす塩濃度の影響は、土壌水分量の多少によって異なる。低水分領域の水分測定では塩濃度の影響はほとんどない。しかし、およそ $0.25\text{cm}^3/\text{cm}^3$ 以上の高水分領域の水分測定では、塩濃度が 2000ppm になると、最大で $0.03\text{cm}^3/\text{cm}^3$ 程度、土壌水分量を過小評価することが認められた。

6. 塩水飽和砂の測定による各種水分計の塩の影響

誘電率水分計は塩による影響が少ないとされている(堀野・丸山, 1992)が、塩類集積やリーチングを研究対象にする乾燥地の土壌水分測定では、水分測定に対する塩の影響を確認する必要がある。

そこで、NaClの塩濃度をそれぞれ変えた飽和砂に対して、各計測器の出力値を検討した。塩溶液が 30000ppm (ほぼ海水に相当)以下の範囲で、塩水を含んだ飽和砂の計測器の出力値を V 、乾燥砂 0ppm での計測器の出力値を V_0 、飽和砂 0ppm での計測器の出力値を V_s とすると、出力値を規準化した値 $V_* = (V - V_0) / (V_s - V_0)$ と塩濃度 C_0 の関係を図-14に示した。つまり、 $V_* = 1$ は清水の飽和砂、 $V_* = 0$ は乾燥砂を意味し、塩濃度によらず計測器の V_* 値が1であれば、塩による影響がないといえる。

図-14 各種土壌水分計の規準化出力値と飽和砂の塩濃度との関係

KSW-1 土壌水分計とHRE-1 土壌水分計は、清水から塩濃度がわずかに変化した段階で急激に変化した。

TRM-1 土壌水分・塩分計は、携帯表示器で水分量(体積含水率)を表示するが、飽和水分量で $0.05\text{cm}^3/\text{cm}^3$ 程度過小評価し、塩濃度が 10000ppm までの範囲で $0.08\text{cm}^3/\text{cm}^3$ 過小評価した。また、塩濃度が 30000ppm では、「Salinity too high」と表示されて、測定不能であった。しかし、塩濃度を 10000ppm までの範囲内に限定して、図-10に示した清水に対する校正を行えば、測定精度を向上できる。

DML-1 土壌水分計の(8式)による体積含水率は、塩濃度 2000ppm で $0.03\text{cm}^3/\text{cm}^3$ 程度過小評価したが、塩濃度 30000ppm でも計測可能で $0.005\text{cm}^3/\text{cm}^3$ 過大評価しただけであった。

VHY-1 土壌水分・塩分計は、塩濃度が5000 ppmまでの範囲で測定可能で、それ以上に塩濃度が高くなると大きく変化し、絶乾以下や飽和以上の無意味な水分量の値を示した。

本研究で用いた土壌水分計のADR法を除く4種について共通した認識は、海水を利用した高水分高塩濃度の実験を対象とする場合には、土壌水分測定が困難であるという結果であった。

V. あとがき

塩分を含む圃場の土壌水分量をできる限り正確に測定するために、現在、開発中あるいは市販されている土壌水分計の測定精度を評価した。ケーブルテスタを使用しないで、1点測定が安価な土壌水分計を5種類選択し、鳥取砂丘砂と塩化ナトリウムを用いて、土壌水分計の校正、圃場の排水実験、高塩濃度飽和砂の測定を行った。その結果、土壌の誘電率を測定することは同じでも、プローブの形状、供給する高周波数、ケーシング内の計測回路などによって、土壌水分量の測定精度と塩濃度による影響が大きく異なることが確認できた。5種の土壌水分計の中でも、4線ロッドを有するDML-1土壌水分計は塩濃度による影響も少なく、低水分領域で $\pm 0.01 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ 、高水分領域で $\pm 0.02 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ の実用的な測定精度で、土壌水分量を計測できることを確認した。謝辞：本研究の一部は文部省科学研究費、平成7年～9年度基盤研究A(2)「乾燥地の生産緑地における節水的灌漑計画と塩類モニタリング・システムの開発研究」、平成9年度創造開発研究「乾燥地における塩類集積と洗脱に伴う塩移動の非破壊測定技術の開発と土壌、地下水位および植物栽培の相互作用」、平成9年度研究高度化推進経費「臨海乾燥地における海水利用植物生産体制の確立に関する基礎研究」によって行われたものである。本研究の遂行に当って、乾燥地研究センターのアリッドドーム関連設備(塩分動態モニタリングシステム)を利用したこと、専攻生の杉本文子、荒井昌枝、杉山靖君の援助によること、また、本研究の考察に当って、科学技術庁防災科学技術研究所先端測定技術開発研究室の富永雅樹博士から貴重な助言を受けたことを付記し、感謝の意を表する。

引用文献

Dalton, F.N. and M. Th. van Genuchten (1986): The time-domain reflectometry method for

measuring soil water content and salinity, *Geoderma*, 38, pp. 237-250.

Dalton, F.N. (1992): Development of time-domain reflectometry for measuring soil water content and bulk soil electrical conductivity, in *Advances in measurement of soil physical properties: Bringing theory into practice*, SSSA Special Publication Number 30, pp. 143-167.

Gaskin, G.J. and J.D., Miller (1996): Measurement of soil water content using a simplified impedance measuring technique. *J. Agric Engng Res*, 63, pp. 153-160.

Heimovaara, T.J., E. de Water and S.C. Dekker (1996): A computer controlled TDR system for measuring water content and bulk electrical conductivity of soils, Report number 41, Lab. of Physical Geography and Soil Science, Univ. of Amsterdam A35.

堀川宗之(1997): 医・生物学系のための電気・電子回路, pp. 99-106, コロナ社.

堀野治彦・丸山利輔(1992): TDRによる土壌の体積含水率および電気伝導度の測定について, 土壌の物理性, 65, pp. 55-61.

井上光弘・塩沢昌(1994): 4極法による土壌カラム内の電気伝導度測定とその応用, 土壌の物理性, 70, pp. 23-28.

井上光弘・竹内芳親・山本太平(1994): 砂地圃場における土壌水分測定に及ぼす温度影響と水分センサーの改良, 日本砂丘学会誌, 41(2), pp. 49-55.

井上光弘・梅田美彦(1994): 砂地圃場における新しい水分測定法の適用, 農業土木学会九州支部講演要旨集, pp. 255-258.

井上光弘・唐津裕・飯村康二・本名俊正・山本太平・山本定博(1996): 不飽和砂中のリーチングに伴う塩と水の同時測定, 日本砂丘学会誌, 43(1), pp. 22-28.

入江富士男(1960): 混合体の複素誘電率に関する理論, 九州大学工学博士学位論文, pp. 168-174.

松本 聡(1991): 塩集積土壌と農業——I 世界における塩集積土壌の分布とその特性——, pp. 11-38, 博友社.

宮本幸彦(1987): 高周波回路の設計と実装, pp. 43-46, 文唱堂.

中島誠・井上光弘・沢田和男・C. Nicholl(1997): ADR法を用いた土壌水分量の測定, 日本地下水

学会春季講演要旨, pp. 18-23.

Stacheder, M., Fundinger, R. and Kohler, K. (1994): A new time domain reflectometry system to measure soil moisture and electrical conductivity. -Symposium and workshop on TDR in environmental, infrastructure and mining applications, U.S. Bureau of Mines Spec. Publ. SP 19-94, pp. 56-65.

Tanji, K.K. (1990): Agricultural salinity assessment and management, pp. 1-17, American Society of Civil Engineers

Topp, G.C., J.L. Davis and A.P. Annan (1980): Electromagnetic determination of soil water content: Measurements in coaxial transmission lines.

Water Resour. Res. 16, pp. 574-582.

Vitel, Inc. (1994): HYDRA soil moisture probe user's manual, Version 1. 2, pp. 1-24.

Whalley, W.R. (1993): Considerations on the use of time-domain reflectometry for measuring soil water content. Journal Soil Science, 44, pp. 1-9.

Zegelin, S.J., Ian White and G.F. Russell (1992): A critique of the time domain reflectometry technique for determining field soil-water content, in Advances in measurement of soil physical properties: Bringing theory into practice, SSSA Special Publication Number 30, pp. 187-208.

(受付: 1998年3月2日, 受理: 1998年7月15日)