

電磁波式土壌水分計

—中性子水分計に代わる新しい水分計—

安原 正也¹⁾・安池 慎治²⁾・丸井 敦尚¹⁾・鈴木 裕一³⁾

1. はじめに

地表面から地下水面までのいわゆる不飽和帯と呼ばれる部分の土壌に含まれている水の量は、深さはもちろん時間によっても大きく変わる。この土壌水分量の深度分布さらには時間による変化を知ることは、水文学の重要な課題の一つである地下水の涵養機構を解明する場合に欠くことができないものとなる。このため、土壌水分量を測るために古くから色々な方法が考案されてきた。まず、今までの方法のなかから代表的なものについて簡単に紹介しよう。

最も正確に水分量を求めたい場合には「重量法」が用いられてきた。それぞれの深度から得られた一定容積のコアサンプル(写真1)の採取時の重さと、110℃の乾燥器の中で24時間炉乾燥したあとの重さの差から土壌水分量を知る方法である。かりに100ccコアサンプルの乾燥後の重さが40g減っていたとすると、採取時の土壌水分量は体積含水率表示で40%であったことになる。

この方法は、一度サンプルを採取するとその地点の土層を完全にこわしてしまつたため、同じ地点で同様な測定が二度とできないという致命的な欠点をもっている。さらに、サンプルの採取に時間と労力がかかりすぎることもあり、水分量の連続測定には不向きであった。

単一地点において土壌を破壊することなく、しかも繰り返し短い時間で水分量を測定するために、今までは「中性子法」すなわち中性子水分計が広く使われてきた(第1図, 写真2)。あらかじめ埋設しておいたアクセスチューブの中に放射線源がはいったプローブをおろし、希望する深さの水分量を測る。プローブ内には、²⁵²Cf や ²⁴¹Am-Be などの速中性子源と He-3 計数管あるいは Bf 3 計数管などの熱中性子検出器が配置されている。線源から放射された速中性子は、まわりに存在する物質の

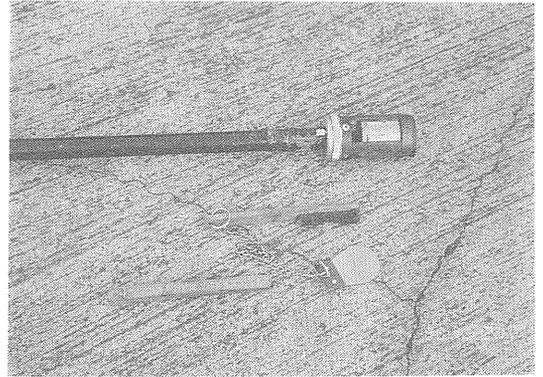


写真1 「重量法」のサンプル採取

ロッドの先のホルダに採土円筒を取り付け、土中にねじ込み一定容積の土壌コアサンプルを採取する。写真は最も一般的な100cc採土円筒を用いたサンプリングの様子。

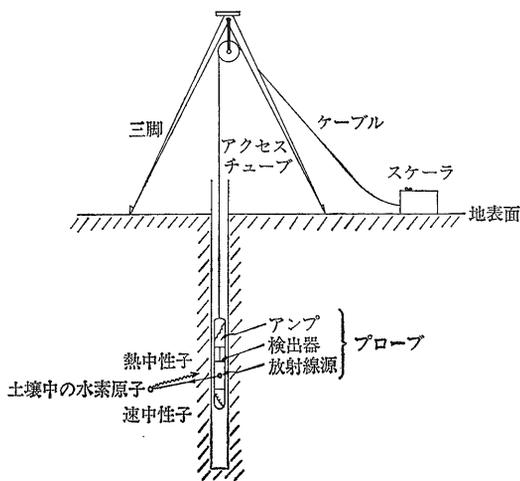
原子核と弾性的に衝突を繰り返して、熱中性子に変わる。速中性子の減速能は水素がけたはずれに大きい。しかも、土壌中の水素原子の大部分は水分子を構成している。したがって、熱中性子の密度を測れば、線源のまわりの土壌の水分量を求めることができるのである(樺根, 1980)。中性子水分計の有効性やキャリブレーションの方法については山本ほか(1968)、Bell and McCulloch(1969)、開発・佐倉(1979)に詳しい。しかし、安全性を始めとする多くの欠点も同時に指摘されており、中性子法に代わる土壌水分量測定法の開発が待たれていた。

以上のような状況から、近ごろ Topp et al. (1980) などによって考え出された電磁波式土壌水分計が注目を集めている。いずれは中性子水分計にとって代わるのではないかと期待されている新しい水分計である。筆者らも現在、「電磁波法」に基づくこの土壌水分計の検定と関

1) 地質調査所 環境地質部

2) 電力中央研究所

3) 筑波大学



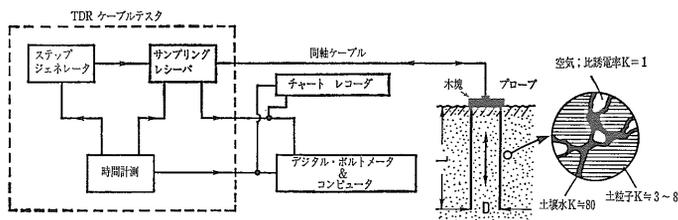
第1図 中性子水分計の概要

東ルーム層への適用可能性について検討を進めている。これらの結果を参考にしながら、本稿では新しい電磁波式土壌水分計の概要や有効性・将来性を中性子水分計と比較しながら紹介してみたい。

2. 電磁波式土壌水分計のあらまし

2.1 概要

電磁波式土壌水分計は市販の TDR ケーブルテスタ (Tektronix Model 1502), プロープそして記録部 (チャートレコーダあるいはコンピュータ) から構成される (第2図, 写真3)。ケーブルテスタとプロープはインピーダンス50オームの同軸ケーブル (3D-2V) で結ばれている。このプロープを直接土壌の中に押し込んで水分量を測る。プロープは二本の金属製ロッドを平行に並べただけの簡単なもので、写真3では真ちゅう棒を使っている。二本の真ちゅう棒と同軸ケーブルの接続部は、土壌への挿入のしやすさと保護を目的として木塊の中に埋め込んである。なお、室内用のプロープでは、真ちゅう棒の直径は0.2cm、長さLは20cm、ロッドの間隔Dは5cmとしてある。



第2図 電磁波式土壌水分計の概要 (安原ほか, 1989)

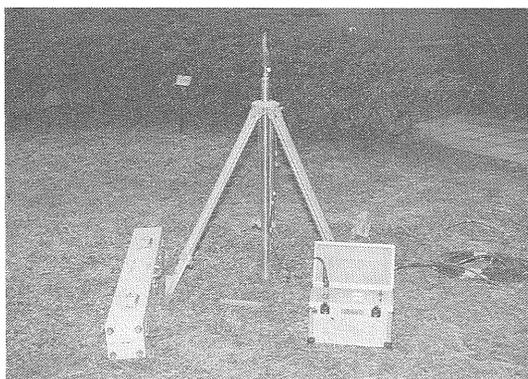


写真2 「中性子法」による土壌水分測定
散乱型中性子水分計はプロープ (直径4cm程度) とスケラからなる。アルミニウム管 (アクセスチューブ) の中に三脚からつるしたプロープをおろして計測する。脇にある木箱は、パラフィン遮蔽のプロープ収納箱。

一方、野外で電磁波式土壌水分計を使う際には、二本のロッドを一定の間隔をおいてハンマーで土壌中に直接打ち込みプロープとする。ロッドと土壌の接触を完全にするにはこの方法が一番良い。野外用のロッドとしては、写真4のような直径10~12mm程度の真ちゅう棒を適当な長さに切って使うのが、強度や耐久性の点ではもち

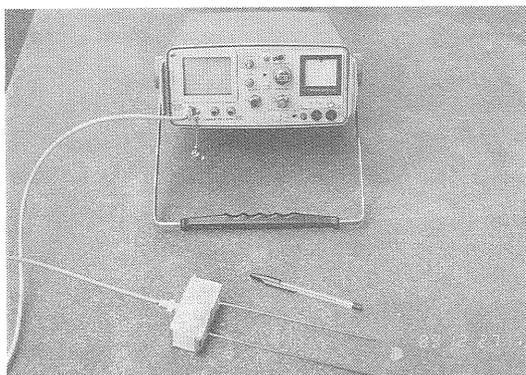


写真3 電磁波式土壌水分計
室内用の長さ20cmのプロープを装着。チャートレコーダはケーブルテスタ本体の右面に内蔵されている。

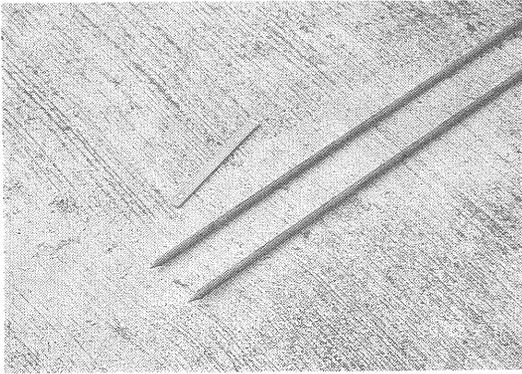


写真4 野外用のロッド（真ちゅう棒; 直径12mm）打ち込みやすいように先端を尖らせてある。2本を一組として打ち込み、野外用のプローブとする。



写真5 電磁波式土壌水分計による野外での水分量の測定。ロッドの間隔は10cm。付属品がなくかつ本体も軽いため、中性子法に比べて機動性に富む。

ろん経済性の面からも望ましい。これくらいの直径の真ちゅう棒なら、関東ローム層には少なくとも2.5mは簡単に打ち込むことができる。実際の測定は、土中のプローブ（二本のロッド）とケーブルテスタ本体を同軸ケーブルでつないで行なう（写真5）。同軸ケーブルの先に口に口クリップを付けておき、ロッドの地上部分をそれで挟めば十分である。

2.2 原理

ケーブルテスタは本来、長さが何kmにもおよぶ同軸ケーブルの途中に発生した断線箇所を、電磁波を用いて±10cm くらいの精度で発見する目的で開発された特殊な測器である。この測器を応用して、プローブのまわり

第1表 物質の比誘電率の例（文献から安池慎治作成）
下の4つの値は体積含水率が0%の場合の比誘電率

| 物質名 | 比誘電率 |
|--|-------|
| 水 | 80.36 |
| 空気 | 1.0 |
| 砂（間隙率 33%） | 3.89 |
| 石灰岩（間隙率 33%） | 7.24 |
| Grainola-Lucien soil （U. S. A. 間隙率 48%） | 5.48 |
| Seminole loam soil （U. S. A. 間隙率 43%） | 4.56 |

の土壌水分量を測ろうというわけである。電磁波式土壌水分計の原理について、物理学的な厳密さには多少目をつむって、できるだけわかりやすく説明しよう。

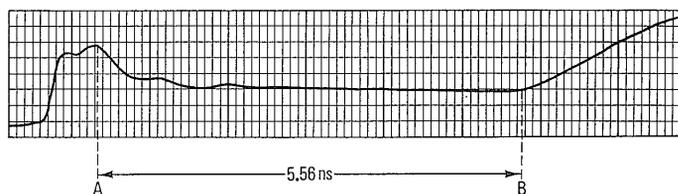
土壌は土粒子、空気および土壌水から構成され、三者はそれぞれ異なる誘電率をもっている。土粒子の比誘電率（空気の誘電率を1とした時の値）は3~8程度であり、空気のそれはもちろん1である。そして第1表から、土粒子と空気だけからできた体積含水率0%の物質の比誘電率はだいたい3~7くらいであることがわかる。一方、土壌水の比誘電率は約80と土粒子や空気の値と比べてはるかに大きいから、土壌の比誘電率はなかに含まれる水分の量に極めて敏感に影響されることになる。すなわち、土壌の比誘電率を測定できれば、土壌水分量を求めることができるというわけである。

土壌の比誘電率は、time-domain reflectometry (TDR) という測定法を使って非常に正確に測ることができる。ケーブルテスタ中のステップジェネレータから電磁波のパルスを出す（第2図）。そして、土壌に差し込んだ長さ L のプローブをパルスが往復するのにかかった時間 (T) を、サンプリングレシーバなどにより TDR 法に基づいて決定する。この時間 T からプローブのまわりの土壌の比誘電率 (K) を求めようというのである。土壌の比誘電率 K は T および L から次の簡単な式で与えられる。

$$K = (C/V)^2 = (CT/2L)^2 \quad (1)$$

ここで、 V は土壌中の電磁波の伝播速度、 C は真空中での光の伝播速度 (3×10^8 m/sec) である。

チャートレコーダからの出力の一例を第3図に示す。横軸のAからBまでの時間が電磁波の往復時間 T に当たる。Aは電磁波パルスが土壌に入って電圧降下が起こったポイントを、またBはプローブの先で反射したパルスがもどってきて再び土壌から出たために電圧が上昇したポイントを表わしている。第3図のチャートより T は 5.56 ns (ナノセカンド) と読み取れる。使った室内用プローブの長さ L は 20cm (写真3) であるから、体積含水率



第3図
電磁波式土壌水分計からの出力例（安原ほか，1989）
体積含水率45%の豊浦標準砂に写真3の室内用プローブを用いた場合。

45%の豊浦標準砂の比誘電率 K は(1)式から17.4となる。このような手順で土壌の比誘電率を正確に測ることができる。

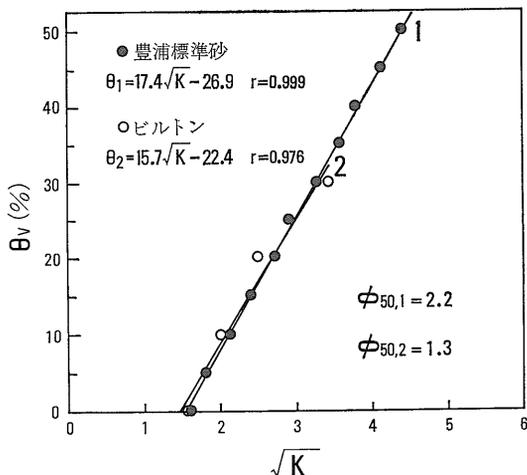
さて、土壌に含まれる水分の量が多くなりその比誘電率が大きくなると、電磁波の往復にかかる時間 T は長くなる。逆に土壌が乾いており比誘電率が小さければ、伝播に要する時間は短くてすむ。このことは(1)式からも明らかであろう。同じ土性の土壌を測定しても、土壌の乾湿のぐあいによってAからBまでの時間(長さ)がそれぞれ違う曲線がチャートレコーダから得られるわけである。そして、色々な体積含水率のもとで同じ測定をし、比誘電率と体積含水率の関係をあらかじめ明らかに繰り返しておけば、あとは比誘電率の測定だけで水分量を知ることができるのである。

2.3 キャリブレーション

では、比誘電率と体積含水率とはどのような関係にあるのだろうか。両者の間のキャリブレーション曲線を写真3のプローブを使って豊浦標準砂とビルトンについて求めてみよう。ここで、ビルトンとは多孔質の粒子をかなり含んだ建築用軽量砂の一種であり、豊浦標準砂とは粒子の大きさはもちろん土性もまったく異なる。

まず、110℃で24時間の炉乾燥をして、両者の水分を完全に蒸発させた。そして、20lのコンテナに別々に詰め込み、体積含水率0%の時の比誘電率をそれぞれについて求めた。測定後コンテナから取り出し、豊浦標準砂については体積含水率が5%、ビルトンについては体積含水率が10%になるように一定量の蒸留水を加えた。そして、広い板の上で水分量が等しくなるよう十分かき混ぜた後、再びおのおのコンテナに詰めて新しい体積含水率の時の比誘電率を測った。あとは、体積含水率がそれぞれ50%と30%になるまで同じ作業を繰り返した。

このようにして体積含水率(θ_v)と比誘電率(K)の関係が求められたが、第4図では縦軸に θ_v 、横軸に比誘電率の平方根 \sqrt{K} をプロットしてみよう。 θ_v と \sqrt{K} は直線によって回帰される。そして、豊浦標準砂とビルトンについての相関係数はそれぞれ0.999と0.976であり、驚くほど正確に土壌水分量を測定できることが目をひく。これに加えて、豊浦標準砂とビルトンでは土性が違うにもかかわらず、二つの直線がほとんど重なっている。

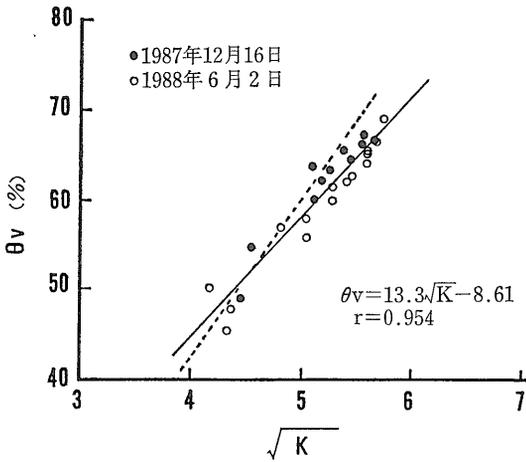


第4図 電磁波式土壌水分計の室内キャリブレーション結果（安原ほか，1989）

ことも見逃せない。中性子水分計がこれまで広く使われてきた最大の要因の一つは測定値が土性の違いに左右されないことにあったが、第4図の結果は電磁波式土壌水分計もまったく同じ優れた特性をもつことをものごとっている。

第4図からは体積含水率が50%くらいまでのキャリブレーション曲線しかわからない。これより高い水分領域では体積含水率と比誘電率の関係はどうなるのだろうか。それには飽和体積含水率(間隙率)の大きいロームや粘土を使って検定をしなければならない。そこで、筑波大学構内の関東ローム地で野外キャリブレーションを行なった。

長さが違う16個の野外用プローブを埋め込み(最長2.5m)、地表からそれぞれの深さまでの土壌の比誘電率(K)を測った。また、重量法によって20cm間隔で求められた“真の”体積含水率から、それぞれのプローブの長さの範囲に相当する土壌の平均体積含水率(θ_v)を決めた。第5図に結果を示そう。この図から、体積含水率70%までの体積含水率と比誘電率の平方根(\sqrt{K})間の関係がわかる。両者は低水分領域の場合(第4図)と同じように直線でうまく回帰できる。相関係数は0.954と大きく、高水分領域でも正確に土壌水分量を測定できることが明らかである。ただ、豊浦標準砂による低水分領域で



第5図 電磁波式土壌水分計の野外キャリブレーション結果 (安池ほか, 1990) 破線は第4図の豊浦標準砂の結果を延長したものと。

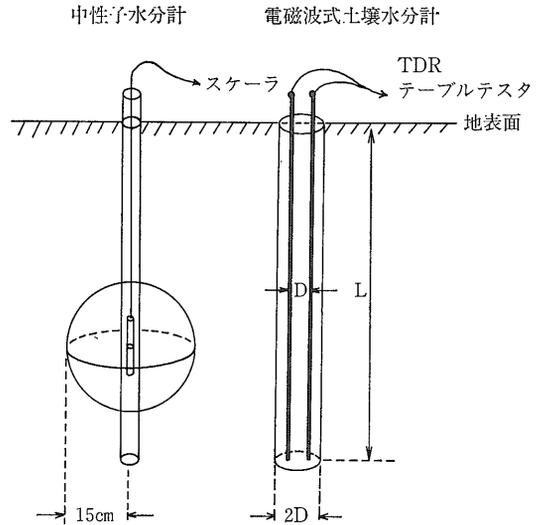
の結果が高水分領域での直線の傾きより大きくなっていく。したがって、低水分領域と高水分領域では別のキャリブレーション曲線を使わなくてはならないことになる。しかし、いずれにしても全水分領域にわたって精度良く水分量を測定できることに変わりはない。

さらに、同じ地点の土壌水分量を中性子水分計でも測り、第5図と比較してみた。その結果、電磁波式土壌水分計・中性子水分計とも精度は誤差数%であり、電磁波式土壌水分計の精度は中性子水分計のそれと比較して遜色ないこともわかった (安池ほか, 1990)。

2.4 測定圏

水分計の基本的な特性の一つとして、求められた水分量の測定値が代表しているプローブのまわりの土壌の範囲(体積)を知っておくことが必要である。いわゆる“測定圏”の問題であるが、これについても簡単にふれておこう。

すでに豊浦標準砂や関東ロームなどを使って、色々な体積含水率の場合での測定圏が明らかにされている。大まかにいうと、電磁波式土壌水分計では、高さが土壌中のプローブの長さLに等しく、ロッド間隔Dの2倍の直径の断面をもつ円柱のなかの土壌水分量を測定していることになる(第6図)。もちろん、土壌水分量が変われば測定圏の大きさも違ってくる。土壌が湿っていて体積含水率が非常に大きい時には、電磁波のエネルギーが消費されやすいため測定圏はこれよりいくらか小さくなる。土壌が乾燥しきっていけば、反対に測定圏の体積は大きくなる。しかし、野外でみられるような通常の水分状態では、プローブの長さLが同じであれば、その測定圏は先に述べたようにロッドの間隔Dによって一義的に決まると考えて大きな間違いはない。



第6図 電磁波式土壌水分計と中性子水分計の測定圏 電磁波式土壌水分計の測定圏はロッドの間隔Dによって自由に変えることができる。

電磁波式土壌水分計ではロッドの間隔Dも希望どおりに決められる。もし、ごく狭い範囲の土壌の水分量を測りたいのなら、ロッドの間隔を1cmさらには0.5cmにすればよい。この場合には、直径が2cmあるいは1cmの断面を持つ円柱のなかの局所的な土壌水分量を測り得ることになる。逆に、広い範囲の平均的な水分状態を知りたいければ、ロッドの間隔を10cm、20cmさらには30cmと大きくすればよいのである。

このように、電磁波式土壌水分計では目的に合わせて測定圏を自由にしかも簡単に変えることができる。しかし、中性子水分計ではそうはいかない。Bouwer (1978)によれば、中性子水分計は放射線源のまわりの半径約15cmの球体のなかの土壌の平均的な水分状態を測っている(第6図)。この測定圏の大きさを目的によって変えることは素人では困難である。

電磁波式土壌水分計の測定圏についてのこの“柔軟性”は、中性子水分計ではできなかった種類の新しい測定を可能にし、電磁波式土壌水分計の将来を約束するたいせつな長所の一つなのである。

3. 電磁波式土壌水分計による野外測定

電磁波式土壌水分計を使うと実際にはどのような測定ができるのだろうか。野外における使用例をいくつかあげて、中性子水分計との比較を交えながら電磁波式土壌水分計の有効性や将来性について考えてみたい。

3.1 土層総水分貯留量の測定

地表面から地下水面まで、あるいは地表面からある深さまでの土層に含まれる水分の総量を測る方法を紹介します。電磁波式土壌水分計と中性子水分計を用いたやり方を第7図に比較した。

中性子水分計では、厚さLの土層を適当な間隔 (l_K) でn個のブロックに分けて測定する。それぞれのブロックの中心にプローブをおろし、体積含水率 θ_K を測る。体積含水率 θ_K にそれが代表する土層の厚さ l_K を掛け合わせたものが、それぞれのブロックでの水分貯留量である。したがって、土層の総水分貯留量を求めるには各ブロックの水分貯留量を上から下まで加える必要がある(第7図)。一般には20cm間隔で測定することが多いから、たとえば厚さ200cmの土層の総水分貯留量を知るには、9~10深度で何度も測定を繰り返すことになる。

電磁波式土壌水分計を用いる場合には、土層の下端まで達する長さLのプローブで比誘電率 (K) を測り、第4図あるいは第5図から土層の平均体積含水率 (θ_A) を求める。これにLを掛け合わせれば、厚さLの土層に含まれている総水分貯留量がわずか一度の計測から正確に決定できる。

電磁波式土壌水分計では一度の測定に必要なとする時間は10秒である。したがって、再現性を考えてかりに3回測るとしても、どんな深さの土層であって30秒くらいあれば総水分貯留量を求める作業は終わる。

中性子水分計でも一深度で普通3回の計測をするから、たとえば厚さ200cmの土層の総水分貯留量を知るには合計30回くらいの測定をしなければならない。1回の計測に普通1分必要だから、全部で30分はかかる計算になる。土層の厚さがさらに大きくなれば、一地点で1時間以上かかることもざらである。しかも、それぞれの深さでの測定値は誤差を含んでいるので、全体を積算することによって誤差はどんどん大きくなる恐れもある。

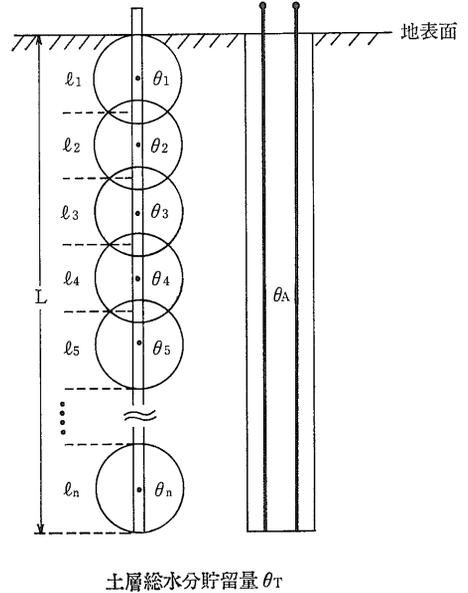
土層総水分貯留量をごく短い時間で精度良く求めることができる電磁波式土壌水分計のこの特性は、中性子水分計より電磁波式土壌水分計が優れている決定的なポイントの一つである。

3.2 深度ごとの土壌水分量の測定

では、ある一定深度の土壌の水分量を測りたい時にはどうすればよいのだろうか。中性子水分計ではその深度にプローブをおろせば、線源のまわりの半径約15cmの球のなかの土壌水分量を求めることができる。しかし、電磁波式土壌水分計ではプローブに多少の工夫が必要である。電磁波式土壌水分計を使って特定の深さの土壌の水分量を測るのには、次の二通りの方法がある。

(a) 二個のプローブを使う方法(第8図)

中性子水分計 電磁波式土壌水分計



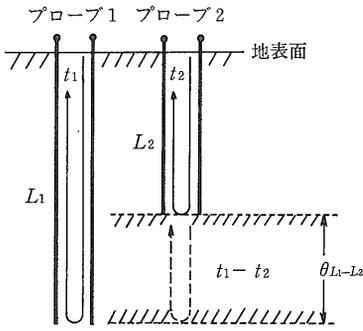
第7図 電磁波式土壌水分計と中性子水分計での土層総水分貯留量の測定法。

長さの違う二個のプローブ1と2を埋める。プローブ1の長さを L_1 、プローブ2の長さを L_2 としよう。それぞれのプローブで求めた電磁波の往復時間が t_1 と t_2 であったとすると、その差 ($t_1 - t_2$) はプローブの長さの差の部分すなわち深さ ($L_1 - L_2$) の部分を電磁波が往復した時間を表わしている。したがって、時間 ($t_1 - t_2$)、長さ ($L_1 - L_2$) に対応する比誘電率を(1)式から計算し、第4図あるいは第5図から対応する体積含水率を求めれば、それが深さ ($L_1 - L_2$) の部分の土壌の体積含水率 $\theta_{L_1 - L_2}$ になる。

この方法で深度ごとの土壌水分量を測定した結果については安池ほか(1990)を参照して頂きたい。理論的には、二個のプローブの深さの差を小さくすればするほど局部的な水分量が測定できることになる。しかし、精度良く水分量を求めたい時には、プローブの長さの差である ($L_1 - L_2$) を少なくとも20cm以上確保するほうが好ましいことが経験的に知られている。プローブの長さの差が小さいと、チャート紙から往復時間を読み取る際に生ずる誤差が ($t_1 - t_2$) に大きい影響を与えるためである。

(b) 単一プローブによる方法(第9図)

土壌水分量の鉛直分布を求める時のように多くの深度で水分量を測定しなければならない場合には、第8図の方法では何個ものプローブを埋める必要があり面倒であ



第8図 2個のプローブを用いた特定深度の土壌水分量測定法
長さが異なる2個のプローブに沿っての電磁波の伝播
時間の差 ($t_1 - t_2$) から特定深度の水分量を求める。

る。そこで、Topp and Davis (1985) は一つのプローブ
で複数の深度の土壌水分量を測ろうと試みた。

第9図は彼らが考えたプローブの形状である。直径
12.7 mm の真ちゅう棒の途中を削って細くし(A)、そ
こに真ちゅう棒と異なる誘電率をもつ誘電体をつめた
(B)。こうして長さ1 mのプローブの4深度に不連続点
を作った。第9図の右図は(B)のプローブによる出力
例である。不連続点のところで電磁波の一部が反射す
るため、カーブの形はでこぼこしている。最初の反射は深
さ0.125 mの不連続点でのもの、次のは深さ0.25 mの不
連続点での反射といったぐあいである。そして、チャ
ート紙から、地表から深さ0.125 mの不連続点までの往復
にかかった時間は1.4 ns、また深さ0.125 mから0.25 mの
往復時間も1.4 nsと読み取れるので、あとは比誘電率を
計算してキャリブレーション曲線から体積含水率を求め
ればよい。以下の深さについても同じ手順で体積含水率
を決めることができる。このようにして単一のプローブ
で水分量の鉛直分布を求めたのである。

筆者らはまだこの方法を試みていない。水分量が非常

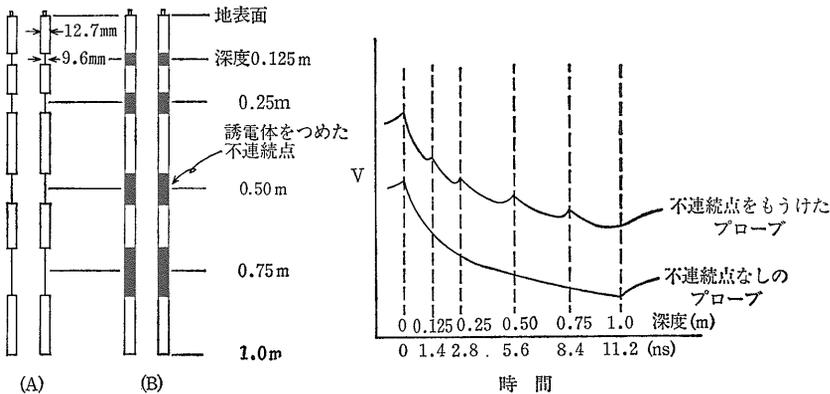
に多く、しかも地下水面が地表面下2~3 mにある関東
ロームのような土壌では、電磁波エネルギーの消耗によ
って不連続点での反射が明確に現われない恐れがある。
したがって、単一プローブによる測定の有効性には疑問
もあるが、興味ある方法であるのでいずれ関東ローム地
においてもためしてみるつもりである。

3.3 ぬれ前線の追跡

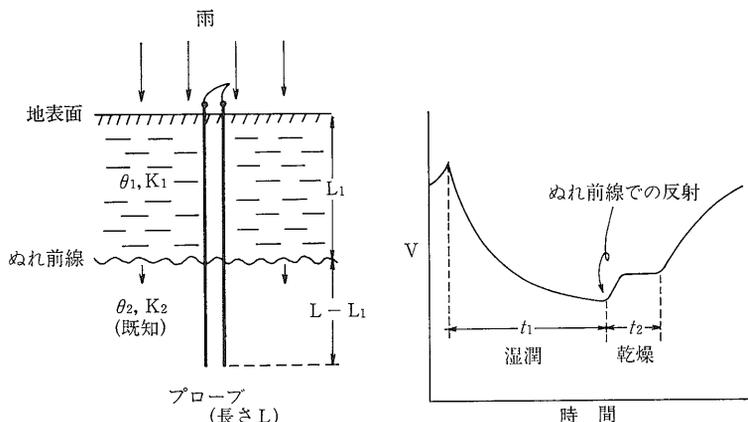
電磁波式土壌水分計の応用的な利用法を述べよう。乾
いた土壌の表面に雨がもたらされると、しみ込んだ雨
によって地表部分に水分量の大きい“ぬれた”層ができ
る。そして、雨によってぬれた層と雨の前からあった乾
いた層の間にははっきりとした“境界”ができることが
多い。「ぬれ前線」と呼ばれるこの境界は雨が継続とし
だいに下方においてゆくが、ぬれ前線の深さを電磁波式
土壌水分計で追跡しようというのである(第10図)。ぬれ
前線の追跡は、降雨浸透プロセスを明らかにする上で重
要なことである。

土壌中に埋め込んだ長さLのプローブを考えよう(第
10図左図)。雨の前の土壌は既知の体積含水率 θ_2 と比誘
電率 K_2 (定数) を持っているとする。雨の直前にあらか
じめ測っておけばよい。続いて、雨とともにぬれ前線が
できて徐々に下方へ進行を始める。ある時のぬれ前線と
地表面の間の土壌がもつ体積含水率と比誘電率をそれぞ
れ θ_1 と K_1 、ぬれ前線の深さを L_1 としよう(いずれも変
数)。もちろん、 θ_1 は θ_2 より、また K_1 は K_2 より大き
い。

この場合に得られる出力を模式的に表わすと第10図右
図のようになる。ぬれ前線の上と下で比誘電率が顕著に
異なる。したがって、ぬれ前線の深さで電磁波の反射が
起こるため、カーブの途中に“乱れ”が記録されるので
ある。つまり、 t_1 は電磁波が湿った部分すなわち地表面
からぬれ前線までを往復した時間を示す。また、ぬれ前
線からプローブの先端までの乾いた部分での往復時間は



第9図
単一のプローブで複数の
深度の土壌水分量を測定
する試み (Topp and
Davis, 1985)
左図は途中に不連続点を
もうけたプローブの形状
を、右図は出力例を示
す。



第10図
ぬれ前線の追跡 (右図; Topp et al., 1982)

ぬれ前線の深度で電磁波の反射が起こる。このカーブからぬれ前線の深さ L_1 を知ることができる。

t_2 で表わされる。ここで、ぬれ前線からプローブの先端までの乾燥した部分の土壌の比誘電率 K_2 はまえもってわかっていて変化しないのだから、 K_2 と測定された時間 t_2 から、(1) 式によりぬれ前線の下に乾いた部分の土壌の厚さ $(L-L_1)$ が求められる。そして、プローブの長さ L は既知であるから、ぬれ前線の深さ L_1 がわかることになる。さらに、深さ L_1 と時間 t_1 から、地表とぬれ前線にはさまれた湿った土壌部分の比誘電率 K_1 と体積含水率 θ_1 もわかる。

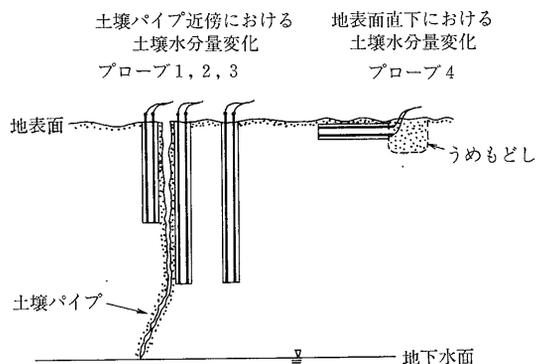
このように、正確にしかも時々刻々と水分量の変化とぬれ前線の深さを追跡できる。必要ならば10秒間隔で測ることも可能なのである。中性子水分計を使って雨の中で20cm 深度ごとの測定から苦勞してぬれ前線の追跡をした経験のある方には、電磁波式土壌水分計のこの有用性がよくわかりいただけるのではなからうか。

3.4 局所的な水分量の測定

電磁波式土壌水分計では測定圏を自由に変えられるため、中性子水分計では測れなかったような局所的な土壌水分量の測定をすることができる。第11図で二つの適用例を紹介しよう。

(a) 土壌パイプ近傍の水分量測定

土壌中には動物や植物の活動によってできた、いわゆる土壌パイプと呼ばれる直径数 cm 程度の連続した大間隙がしばしばみられる。この土壌パイプが雨をすみやかに地下水面まで運ぶ役割を果たしていることは古くから予想されてきた。しかし、どのようにパイプに雨が集まりまた運ばれるのかなど水文学的プロセスについてははっきりわかっていないのが現状である。その最大の原因は、土壌パイプ近傍での水の挙動を知る手段がなかったことにあるのではなからうか。中性子水分計では、半径15cm の球体のなかの平均的な土壌水分量を測るのだから、パイプに線源を最も近づけた場合でも15cm という



第11図 局部分な水分量測定への電磁波式土壌水分計の適用
いずれも中性子水分計では測定できなかった。

ことになる。すなわち、パイプからかなり離れたところの水分量測定値であるためにあまり役に立ちそうにない。さらに、直径5cm ほどのアクセスチューブを埋める時に、土壌パイプやその周辺の土壌を壊してしまう恐れも十分ある。

しかし、電磁波式土壌水分計ではこの測定が可能である。太いアクセスチューブを埋める必要はない。たかだか直径1cm 程度のロッドを二本打ち込むだけであるから、パイプ周辺の土壌の破壊は最小限におさえることができる。そして、なによりも土壌パイプのごく近傍の水分量が測れるのである。ロッドの間隔をかりに1cm とすれば、パイプのすぐ脇の2cm の部分の土壌水分量も測定できる。第11図のプローブ1, 2, 3のようにパイプのまわりに色々な深さと距離でプローブを埋めれば、土壌パイプ近傍・周辺での水の挙動を知ることも容易であらう。

(b) 地表面直下の水分量測定

蒸発散によって地表面付近から空気中に失われる水分

の量を推定することは、水文学の長年の課題の一つである。これには、地表面のすぐ下の土壌水分量の変化がわかれば大きな助けとなるであろう。中性子水分計ではその測定圏の半径のため、地表面下15~20cmに線源をもってするのがせいぜいであるから、地表面直下の土壌水分量を測るわけにはいかない。しかし、電磁波式土壌水分計ではロッドの間隔をせばめて埋設方法を考えれば対処できる。たとえばロッドの間隔1cmのプロープを横方向に差し込めば、地表面直下2cmの部分の土壌水分量を測ることが可能である(第11図のプロープ4)。

確かに地表面直下の土壌水分量を測定する目的で、いくつかの特別な測器が開発され使用されてはいる。しかし、電磁波式土壌水分計のようにプロープを自由に変え、いままで紹介してきたような色々な種類の測定にも代用するというわけにはいかない。このフレキシビリティも電磁波式土壌水分量の決定的な長所の一つなのである。

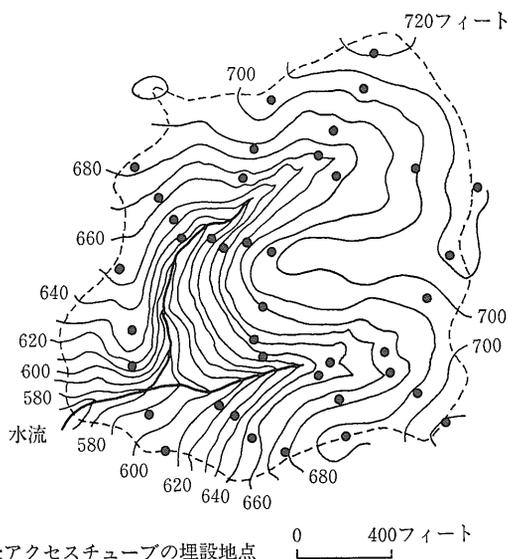
3.5 流域の水収支研究への適用

流域の水収支を明らかにすることは大変難しい。ある地点で苦労して求めた水収支要素(たとえば蒸発散量や土壌水分貯留量)の測定値が、流域のほかの場所でも同じであるという保障がないこともその大きな原因となっている。つまり、測定値の代表性の問題がからんでくるのである。蒸発散量については、古藤田(1988)が流域実蒸発散量推定モデルを開発するなど着実な進歩がみられる。しかし、土壌水分量ではこのような実用性の高い流域推定モデルはまだ得られていない。したがって、流域全体の土壌水分貯留量の変化を精確に求めるには、今のところ測定地点の密度をできる限り高めるほかに方法はない。

Tischendorf(1969)は面積0.24km²の森林流域に42本のアクセスチューブを埋設した(第12図)。土壌の厚さが10~30mということだから、かなり深いものも含まれていると考えられる。雨にともなう流域土壌水分貯留量の時間的・空間的变化を知るために、彼(とその無数の協力者)は(たぶん何台もの)中性子水分計を使って、実にのべ14,500地点深度の土壌水分量の測定をしたのである。

1地点深度の測定をかりに1回しか行なわなかったとしても、測定だけになんと250時間を費やしたことになる。もちろん移動時間が入っていない。多数の付属品のある重い中性子水分計をかかえて雨の斜面を上り下りして測定を繰り返した苦労は、想像を絶するものであっただろう。

では、もし電磁波式土壌水分計を使っていたらどうだっただろう。1回10秒の計測で一つの地点の土層の総水分貯留量を求められる(第3.1章)。したがって、第12図



●;アクセスチューブの埋設地点

第12図 流域の水収支への電磁波式土壌水分計の適用

Tischendorf(1969)が研究を行なった流域の概要。

もし電磁波式土壌水分計を使っていれば、はるかに短い時間で楽な土壌水分量測定が可能だったであろう。

の42地点を測るのにわずか7分しかかからないのである。再現性を考慮して一地点で3回測ったとしても、測定だけなら20数分あれば十分である。Tischendorfらが42地点をカバーする測定を雨の間に何度繰り返したかわからないので正確な比較はできないが、測定時間の劇的な節約になることは間違いない。

さて、電磁波式土壌水分計を使えば、測定地点の数をかりに2倍の80ヶ所に増やしても測定だけなら40分ですむ。移動時間を入れても、これくらいの流域なら3時間もあればすべての地点をカバーできるであろう。もし複数の電磁波式土壌水分計が使えるなら、3倍さらには4倍に測定地点を増やしても十分短い時間間隔で流域の土壌水分貯留量変化を追うことができる。すなわち、少ない労力でしかも測定地点の密度を限りなく高くすることが可能なのである。この結果、水収支要素としての土壌水分貯留量測定値の精度は飛躍的に上がり、[流域水収支の精確な解明に大きな貢献をするものと期待がもたれる。

4. 電磁波式土壌水分計と中性子水分計の比較

電磁波式土壌水分計と中性子水分計の機能や有効性について比較した結果をまとめておこう(第2表)。表には今までおりにふれ述べてきたことのほかに、実際に野外で水分計を使う場合に重要となる項目についての比較も入っている。各項目の内容を簡単に説明しよう。

第2表 電磁波式土壌水分計と中性子水分計の比較

| | 電磁波式土壌水分計 | 中性子水分計 |
|--------------|------------------------------|----------------------------------|
| 精 度 | ◎土性の影響を受けず数%の誤差 | ◎同 左 |
| 価 格 | ◎140万円、プローブ安価 | ×300万円以上、線源の交換必要、アクセスチューブ高価 |
| 安 全 性 | ◎全く問題なし | ×中性子線源使用のため注意必要 |
| 測定時間 | ◎10秒/回 | ×1分/回 |
| 運 搬 | ◎軽量(8kg)、耐衝撃構造 | ×付属品多く総重量22kg程度 |
| 防 水 性 | ◎完全防水 | ×水濡れ不可 |
| 電 源 | ◎AC&バッテリー | ◎AC&バッテリー |
| データの転送 | ◎A/Dコンバータを介してコンピュータと接続可能 | ×スケーラの改造必要 |
| 測定前の現地作業 | ◎プローブ埋設：打ち込み式のため比較的容易 | ×アクセスチューブ埋設：パイロットホール掘削にかなりの時間と労力 |
| 局所的な水分量変化の検出 | ◎ロッドの間隔縮小により対処容易 | ×不可能(半径約15cmの球体中の土壌水分量を測定) |
| 水収支への利用 | ◎土層の総水分貯留量を一回で測定可能 | ×深度ごとの測定値の全層での総和から総水分貯留量を算出 |
| その他の問題点 | 電磁波エネルギーの消耗により深い地点では測定不能の可能性 | |

まず両者とも土性の違いの影響を受けることなく数%の誤差で水分量を測定できるので、精度については優劣をつけることはできない。

価格は電磁波式土壌水分計の140万円(1989年時点)に対して、中性子水分計では300万円以上とかなりの差がある。さらに、後者では数年に一度線源の交換が必要であり、これに数10万円を要する。また、ロッド用の真ちゅう棒は長さ2.5mのもので一本800円程度であるのに対し、アルミニウム製のアクセスチューブは1mあたり5,000円程度である。このように、本体価格、ランニングコストとも電磁波式土壌水分計のほうが安価である。

電磁波式土壌水分計は安全性に全く問題はない。しかし、中性子水分計では弱いながらも放射線源を利用しているために、慎重な取り扱いが必要である。

測定時間では電磁波式土壌水分計が圧倒的に有利である。これについてはすでに何度も紹介した。

運搬についても電磁波式土壌水分計がまさる。中性子水分計では三脚やプローブ収納箱など付属品が多い上に、これらの総重量は20kgを越える。電磁波式土壌水分計ははるかに軽いことに加えて、耐衝撃構造であるから持ち運びに苦勞することはない。これは現地測定の際の大きな労力の差につながる。

また、電磁波式土壌水分計の本体は長い時間大雨に直接さらされてもまったく問題ない。さらに、出力も感熱紙で得られるので、多少の水ぬれは気にすることはない。しかし、中性子水分計ではスケーラ、プローブとも水に弱い。特にプローブに雨滴がつくと測定値に影響がでるため、ビニールシートなどで保護する必要がある。その使用に慎重さが要求される。これも雨の中の野外測定に大きく影響してくる。

電源はともに交流とバッテリーの両方が使える。

データをコンピュータに取り込む場合、中性子水分計ではかなりの改造が必要であるが、電磁波式土壌水分計ならしごく簡単である。

電磁波式土壌水分計では打ち込み式のためプローブの埋設は比較的やさしい。一方、アクセスチューブ埋設の前段階でパイロットホールを掘らなければならないので、中性子水分計のほうが測定前の作業量は多い。

以上のすべての項目で、電磁波式土壌水分計が中性子水分計に劣っているものはない。加えて、すでに詳しく紹介したように、電磁波式土壌水分計は局所的な水分量変化の検出さらには水収支の研究にも大きな威力を発揮する、すぐれた特性をもった水分計である。ただ、どんな水分量測定法でもそうであろうが、電磁波式土壌水分計にもいくつかの問題点があるので最後にふれておく。

水分量が大きい土壌の場合に深い深度まで測定ができるかどうか、これが最大の問題であろう。エネルギーの消耗によって電磁波の反射が不明瞭になることが懸念されるのである。関東ロームですら少なくとも深さ2.5mまでははっきりとした反射が得られているので、水分量ははるかに小さい砂などではかなりの深度までは測定可能であると考えられる。しかし、10mを越えるような長さのプローブで水分量を測定できるかどうかについては今のところなんとも言えない。

これにも関連することだが、長いプローブを土壌に正しく設置する方法も検討されなければならない。ある程度長くなると打ち込む際にロッドがかなり傾く恐れがある。二本のロッドが土壌中で触れない限り測定圏が多少変わるだけだから大きな問題にはならないが、もしロッドが接触したとすると測定はできなくなる。特にロッドの間隔を小さくしたい場合には深刻な問題となる。そこで、あらかじめオーガーでパイロットホールを掘って

おき、これに沿ってロッドを挿入する方法をとるのが一番良いのではないかと現在のところは考えているが、今後ほかの方法についても検討してみたい。

5. おわりに

以上のように、電磁波式土壌水分計のポテンシャルは極めて高く将来性も限りない。この新しい水分計は近いうち中性子水分計にとって代わることは間違いない。ただ未解決のまま残されたいくつかの問題もあるので、これらが解決されるまでの当分の間は中性子水分計を併用することも考えるべきであろう。いずれにせよ、電磁波式土壌水分計の登場が、測定機器の制約からある意味では沈滞している不飽和帯の水文学的研究を再び活性化させることを望みたい。

本稿の表現の中で正確さを欠いた点、学術的に適切でない部分があったのではないかと懸念している。しかし、これにもかかわらず読者が電磁波式土壌水分計に興味をおぼえ、その有効性を認識していただけたなら、本稿の目的は十分に達せられたことになる。

参 考 文 献

Bell, J. P. and McCulloch (1969): Soil moisture estimation by the neutron method in Britain. *J. Hydrol.*, vol. 7, p. 415-433.

Bouwer, H. (1978): *Groundwater Hydrology*. McGraw-Hill, New York, 480p.

開発一郎・佐倉保夫 (1979): 散乱型中性子水分計の使用に関する問題. 筑波大学水理実験センター報告, no. 3, p. 39-46.

榎根 勇 (1980): 『水文学』. 大明堂, 272p.

古藤田一雄 (1988): 改良組合せ法による流域実蒸発散量の推定

法. 丹下 勲 編著『丘陵地の水文研究』. 丘陵地水文研究会, p. 40-59.

- Tischendorf, W. G. (1969): Tracing stormflow to varying source area in small forested watershed in the southeastern Piedmont. Ph. D. dissertation, Univ. Georgia, 114p. (Kirkby, M. J. ed.: *Hillslope Hydrology*. John Wiley & Sons, 389p, 1978, p. 20~22より引用)
- 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.*, vol. 16, 574-582.
- Topp, G. C., Davis, J. L. and Annan, A. P. (1982): Electromagnetic determination of soil water content using TDR: I. Applications to wetting fronts and steep gradients. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, vol. 46, p. 672-678.
- Topp, G. C. and Davis, J. L. (1985): Measurement of soil water content using time-domain reflectometry (TDR): a field evaluation. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, vol. 49, p. 19-24.
- 山本荘毅・榎根 勇・平田重夫 (1968): 中性子水分計のキャリブレーションについて. 東京教育大学地理学研究報告, vol. XII, p. 85-101.
- 安原正也・安池慎治・丸井敦尚・鈴木裕一・高山茂美 (1989): TDR法に基づく電磁波式土壌水分計の試作とキャリブレーション. *ハイドロロジー*, vol. 20, p. 96-102.
- 安池慎治・安原正也・丸井敦尚・鈴木裕一・高山茂美 (1990): TDR法に基づく電磁波式土壌水分計の野外における適用について—関東ロー層内の土壌含水量変化—. *ハイドロロジー* (投稿中).

YASUHARA Masaya, YASUIKE Shinji, MARU Atsunao and SUZUKI Yuichi (1990): Electromagnetic determination of soil water content.

<受付: 1990年2月14日>