

# 岩石と土壌の体積含水率モニタリングを 目的としたTDR法による比誘電率測定の実用

林 為人<sup>1)</sup>・高橋 学<sup>2)</sup>・安原 正也<sup>2)</sup>・榎 利博<sup>3)</sup>

## 1. はじめに

多孔質媒体である岩石および土壌の中の空隙に含まれる水の体積含水率や含水飽和度は、岩石および土壌の力学的性質の強度やヤング率、物理的性質の弾性波速度、比抵抗、浸透特性などを大きく左右するとともに、地球化学の見地から見れば、不飽和状態の岩盤中に存在する酸素の影響も重要な要素である。したがって、高レベル放射性廃棄物の地層処分などの分野では地下空洞周囲の岩盤の含水状態を定量的にモニタリングしなければならない場合があると考えられる。岩石試料をサンプリングして、重量法による体積含水率や飽和度の測定は最も簡便であるうえ、データの信頼性も高いが、非破壊的に、かつ、経時的に岩盤中の体積含水率をモニタリングする信頼的な測定技術は未だにないと著者らは認識している。

Topp *et al.* (1980) は、TDR (time domain reflectometry) 法による電磁測定を土壌の水分測定に用いるための草分け的な研究を行い、土壌の比誘電率～体積含水率関係の経験式を提案した。それ以来、体積含水率測定を目的とした比誘電率測定技術の実用は農業土木、環境保全、水文科学などの分野で盛んに研究されて来た(例えば、安原ほか, 1989)。また、約10年前からTDR法による体積含水率測定技術を岩石にも適用しようとする研究(Hokett *et al.*, 1992)もはじまっているが、測定精度や適用範囲などについて様々な未解決の問題を有している現状である。著者らは数年前から岩盤中の体積含水率をモニタリングする技術の開発を目指して、岩石およびそれと比較するための

砂とを研究対象として、TDR法による比誘電率測定の基本的な特性を把握するための基礎的な研究を行って来た(Sakaki *et al.*, 1998; 林ほか, 1999; 林ほか, 2001)。本稿では、これらのデータを総合的にまとめ、岩石および砂を対象とした場合のTDR法の比誘電率測定結果に及ぼす各種因子の影響を検討し、TDR法の体積含水率測定手法としての適用可能性や注意事項などを紹介したい。

高周波数の電磁波を用いるTDR法を地盤材料に適用する場合、誘電損失の損失角は概して1よりはるかに小さいと仮定できるので、比誘電率 $K_a$ と電磁波速度 $v$ は近似的に、 $K_a=(c/v)^2$ で示される唯一な対応関係となる( $c$ :真空中での電磁波の速度、光の速度に等しい)。本来、TDR測定装置は電磁波速度を測定することとなっているが、一般的に、TDR法による体積含水率測定の応用分野では、電磁波速度の代わりに比誘電率という物理量を用いることが多い。本稿でもこの慣例にしたがって比誘電率を用いることとする。

比誘電率測定から体積含水率を求める手法の基本的な考え方については、第一に岩石や土壌の比誘電率は概ねそれを構成している固体部分(岩石の鉱物、基質または土壌の土粒子)、含有水分、空気の構成比率およびそれぞれの比誘電率によって決まる性質に基づいている。第二としては、水の比誘電率は約81で、固体および空気の比誘電率(それぞれ3~7と1)より遙かに大きいので、岩石や土壌の比誘電率は体積含水率の変化を鋭敏に反映することである。したがって、TDR法に基づく電磁波式水分測定はこれらの性質を利用して、比較的感度よく体積含水率を測定することが可能と

1) 産総研 深部地質環境研究センター[重点研究協力員、(株)ダイヤコンサルタント在籍]

2) 産総研 深部地質環境研究センター

3) 米国コロラド大学

キーワード: 岩石, 土壌, 体積含水率, TDR, 比誘電率

第1表 各岩種の産地、地質年代および各供試体の物性値とプローブの設置方法一覧。

岩種	産地 (地質年代)	供試体 番号	空隙率 %	湿潤 密度 g/cm <sup>3</sup>	乾燥 密度 g/cm <sup>3</sup>	プローブ 設置 方法
明世 砂岩	岐阜県土岐市 (新第三紀中新世前期)	AS1	53.5	1.69	1.16	H*
		AS3**	53.7	1.71	1.18	SH †
		AS4	53.8	1.71	1.17	SH
		AS5	51.8	1.71	1.20	IS ‡
白河 凝灰岩	福島県白河市 (第四紀更新世)	SWT3	24.6	2.25	2.00	H
		SWT5	25.4	2.24	1.99	SH
		SWT6	23.1	2.23	2.00	IS
来待 砂岩	島根県宍道町 (新第三紀中新世中期)	KS4	22.1	2.25	2.03	H
白浜 砂岩	和歌山県白浜町 (新第三紀中新世中期)	SS2	22.1	2.25	2.03	H
稲田 花崗岩	茨城県笠間市 (60Ma)	IG-1	0.99	2.63	2.62	H
		IG-2	1.06	2.63	2.62	H

\* プローブの打ち込みによる設置方法。

\*\* AS3は供試体全体を貫通する大きなき裂を有している。

† プローブ表面に導電性シリコンを塗布して打ち込む方法。

‡ ピストンタイププローブを用いた設置方法。

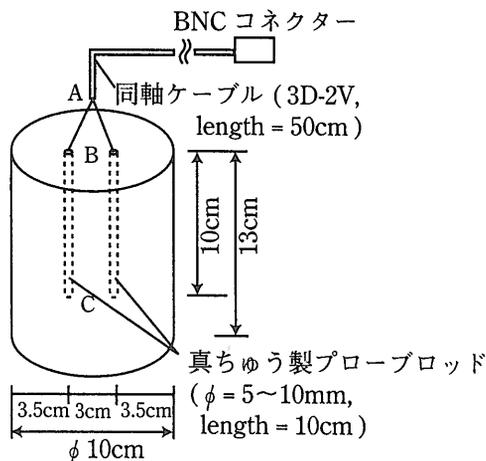
考えられる。

## 2. 実験方法

### 2.1 岩石試料

研究用岩石試料としては、明世累層凝灰質細粒砂岩（以下では明世砂岩と略称する）、白河石英安山岩質溶結凝灰岩（略称：白河凝灰岩）、来待凝灰質砂岩（略称：来待砂岩）、白浜砂岩、稲田花崗岩の5種類とした。各岩種の産地および地質年代を第1表に示す。TDR法による比誘電率測定用の岩石供試体の形状、概略寸法等は第1図に示すとおりである。安原ほか(1989)の実験研究によれば、TDR測定の支配的な影響範囲は、2本のプローブロッドの間隔の2倍を直径とする部分とされている。本研究の供試体およびプローブの寸法は、これらの知見を踏まえて決定した。既往の土壌水分測定用のTDRプローブについては、2線平行タイプが一般的で、3線ないし4線平行タイプおよび粒状材料を対象とする同軸構造タイプも提案されている。本研究では、岩石へのプローブ設置が困難であることを考慮して、比較的単純な2線平行タイプとした。

各岩石供試体の空隙率、飽和含水状態での密度、乾燥状態での密度およびTDR測定プローブの設置方法なども第1表に示す。TDR測定の準備作業として、まず、成形およびプローブ設置孔の削孔が終了後の岩石供試体を、真空状態のデシケーター内にて約2週間程度浸水し、浸水容器に振動を与えても気泡の発生が認められなくなるまで飽和させた。その後、供試体にプローブを設置した。



第1図 TDR測定用岩石供試体の模式図。

TDR法による比誘電率測定における供試体内の電磁波エネルギーが及ぶ範囲は比較的狭く、かつ、電磁波エネルギーはロッドに近いほど、分布密度が高いとされている。したがって、ロッドと設置孔壁との間に隙間が存在するならば、それによる影響が大きいと推測される。TDR測定の結果に及ぼすプローブの設置方法の影響を検討するために、プローブロッドを打ち込んで設置する方法(略記：H法)、プローブロッドの表面に導電性シリコンを塗布してから打ち込む設置方法(略記：SH法)、ピストン型プローブを用いた設置方法(略記：IS法)の3種類による比較実験を行った。

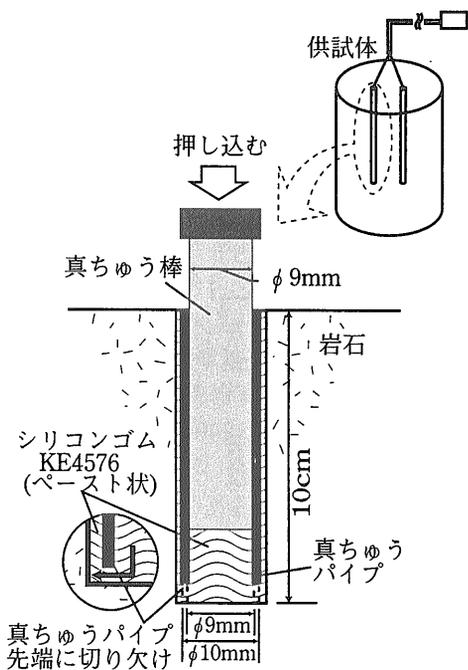
H法では、設置孔の孔径よりわずかに太いプローブロッドを選択し、ハンマー等で強制的に孔内に打ち込んで設置した。設置孔の孔壁には若干の凹凸が存在すると予想されるため、このH法では太めのプローブを使っても局部的にわずかな隙間が残存する可能性が大きいと考えられる。これらの隙間に充填する目的で、SH法では、プローブロッドに導電性シリコン(信越化学KE4576、ペースト状、体積抵抗率 $0.2 \Omega \text{ m}$ )を塗布してから設置孔に打ち

込むようにした。また、IS法は筆者らが考案した真ちゅう製のパイプにその内径に等しい太さの真ちゅう棒を挿入するピストン型のプローブ(第2図)を用いた設置方法である。同設置方法では、予め導電性シリコンを注入したピストン型プローブを設置孔底まで挿入してから、芯棒を押し込むことによって、ペースト状のシリコンを真ちゅうパイプの先端にある切り欠きを通して孔底から順次、孔壁とパイプとの間にある隙間に充填させる。シリコンを孔口まで還流させた後、余分なものを除去する。IS法では、真ちゅう棒、真ちゅうパイプおよび導電性シリコンが一体となって、プローブのロッドとなる。

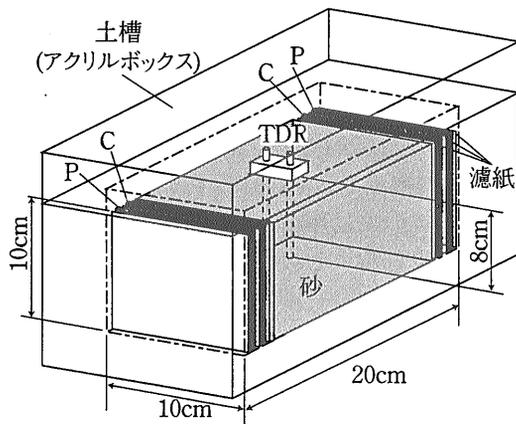
### 2.2 砂試料

実験に使用した砂試料としては、豊浦標準砂、笠間マサ土および左官砂の3種類とした。豊浦標準砂と左官砂とは細粒分( $75 \mu\text{m}$ 未満)をほとんど含まないが、笠間マサ土は約21%の細粒分を含んでいる。

砂の比誘電率測定は土槽を用いて行った。土槽の形状・寸法、TDRプローブの配置などは模式的に第3図に示したとおりである。砂試料の場合でも、岩石試料と同様に2線平行タイプのプローブとした。TDRプローブは直径5mmの真ちゅう棒を用いて作製し、砂試料中に挿入される部分のプローブ有効長 $L$ は8cmで、2本のプローブロッドの間隔は3cmとした。



第2図 ピストン型プローブの構造および設置方法の模式図。



P：電位電極，C：電流電極  
第3図 TDR測定用砂土槽試料の模式図。

本研究では、体積含水率および間隙水中の塩分濃度による影響を調べることを目的としているので、3種類の砂試料の間隙比は約0.73（空隙率42.2%に相当）で、概ね一定となるように調整した。豊浦標準砂の場合、その相対密度は約70%であった。乾燥状態における所定質量の砂を土槽に均一に詰めてから、数cmの小さな水頭差をかけて土槽の下部にあるバルブから給水して砂試料を飽和させた。

間隙水の溶液としては、蒸留水に塩化ナトリウム(NaCl)を溶かして調製した。NaCl濃度は原則として0, 100, 2000, 5000, 10000, 15000, 20000, 32500ppmの8種類としたが、濃度が15000ppm以上の溶液は比抵抗が小さくTDRの波形の減衰が激しくなったため、15000, 20000, 32500ppmの溶液で飽和した砂試料の比誘電率測定は不能となった(林ほか, 2001)。

### 2.3 TDR法による比誘電率の測定方法

TDR法による比誘電率測定の一般的なシステム構成および原理を第4図に示す。本研究で用いた測定装置は、市販のTDRケーブルテスター Sony Tektronix 1502B（公称最大周波数1.75GHz）である。TDRケーブルテスターは本来敷設ケーブルの断線箇所を検出するための測定器であるため、原理的には電磁波の伝播時間を測定しているが、装置

内部の起点からプローブの先端までの、電磁波速度の設定値に対応する見かけの距離を表示する仕組みとなっている。以下では、この見かけの距離をTDR表示長さ $L_{TDR}$ と称し、TDR表示長さと供試体中に設置しているプローブの有効長 $L$ を用いて、次式により比誘電率 $K_a$ を求めることができる。

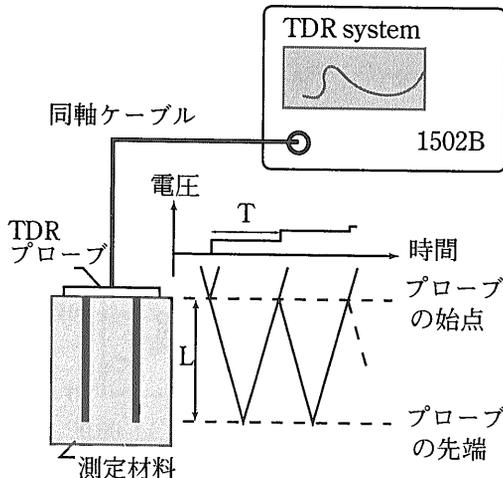
$$K_a = (L_{TDR}/L)^2 \quad (1)$$

TDRプローブを各々空気中および岩石試料中に設置した状態で測定した波形の一例ならびにTDR表示長さの読み取り方法を第5図に示す。具体的な読み取り方法としては、まず、比誘電率が1である空気中で測定した波形のTDR表示長さが実際のプローブ有効長 $L$ に等しいことを利用して、供試体の上端面に対応するB点を決定した。次に、試料中でのTDR表示長さ $L_{TDR}$ は、反射波による波形の電圧上昇部分に引いた接線と電圧上昇以前の近似直線部分に引いた接線との交点（図中のC点）とB点との間隔の距離で読み取った。

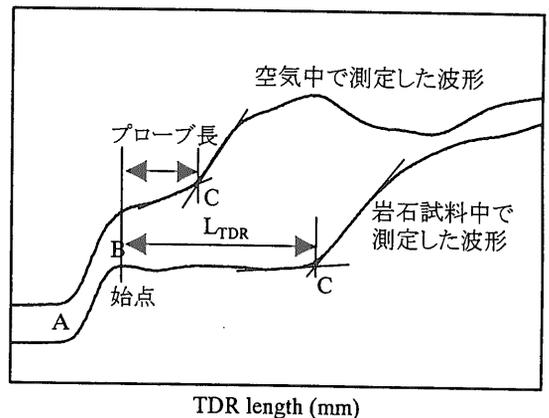
比誘電率～体積含水率関係のモデルとしては、三相 $\alpha$ 混合モデル(three-phase  $\alpha$  mixing model)が岩石に適用できるとされている(Sakaki *et al.*, 1998)。同モデルの比誘電率の評価式は次式である。

$$K_a^\alpha = (n - \theta_v) K_{air}^\alpha + \theta_v K_{water}^\alpha + (1 - n) K_{solid}^\alpha \quad (2)$$

ここで、 $K_{air}$ は空気の比誘電率、 $K_{water}$ は水の比



第4図 TDR法による比誘電率測定のシステム構成および原理の模式図。



第5図 TDR波形の例および表示長さの読み取り方法。

誘電率,  $K_{solid}$  は鉱物粒子等の固体部分の比誘電率である. 本稿では,  $K_{air}=1, K_{water}=81$  を採用した. また,  $\alpha$  は経験的な定数で, 空気, 水と固体がランダムに分布している場合,  $\alpha=0.5$  となる. なお,  $n$  は空隙率である.

Topp *et al.* (1980) は数種類の土壌, ガラスビーズなどの比誘電率を測定して, 10以上の既存の実験結果と併せて, 比誘電率～体積含水率関係を総合的に検討した. 土壌の比誘電率は試料内の体積含水率に強く依存する反面, 土壌の密度や構造などにほとんど左右されないとされている. よって, Topp *et al.* (1980) は土壌の種類を考慮しない比誘電率  $K_a$  と体積含水率  $\theta_v$  との経験式 (3) を得た. この関係式は TDR 法に基づく電磁波式土壌水分計のキャリブレーションカーブとして広く用いられている.

$$K_a = 3.03 + 9.3\theta_v + 146.0\theta_v^2 - 76.7\theta_v^3 \quad (3)$$

## 2.4 測定手順

岩石供試体の比誘電率～体積含水率関係の測定は飽和含水状態から乾燥状態への含水量変化の過程において行った. 測定回数は供試体によって異なることがあるが, 少なくとも10回以上とした. 具体的な測定手順として, まず, 飽和含水状態の供試体を用いて, 第1回目の TDR 測定を行い, その後, 速やかに供試体表面の付着水滴を濡れた布等でふき取って, 供試体の質量を電子天秤で測定し, 体積含水率を算出した. 次に, 供試体を所定の質量まで含水量を減らした後, ビニール等で密封し, 供試体中の含有水分の分布をほぼ均一にさせるために, 24時間以上静置させてから次のステップの測定を行った. 同様にして供試体が絶乾状態になるまで, TDR 測定と質量測定を繰り返した. 最終ステップの乾燥作業は 100℃ の乾燥炉内において, 供試体の質量変化がなくなるまで続けた.

土槽試料の比誘電率測定の手順については, まず, 蒸留水で飽和させた土槽試料を用いて, 岩石試料と同様に, 間隙水の量を完全乾燥まで10段階ほど徐々に減らしながら, 比誘電率と土槽試料の質量測定を繰り返した. 体積含水率の調整は, 飽和から最初の第1, 2段階においては自然排水で行ったが, その後の段階では間隙水の自然蒸発あるいは

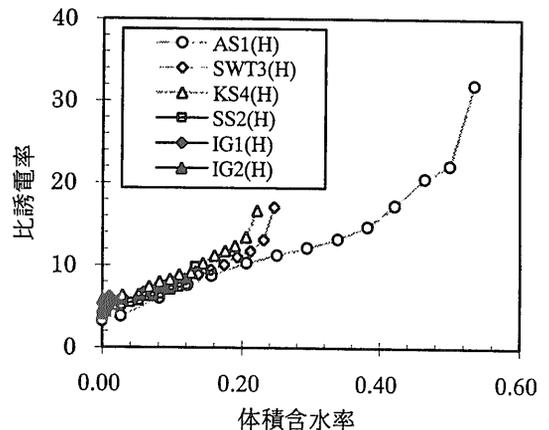
50℃での強制蒸発で行った. 次に, 100ppm から 10000ppm への順で各種 NaCl 濃度の溶液を用い, 同一土槽試料を繰返して飽和させ, 飽和状態のみの TDR 測定を実施した. 砂試料の飽和状態における間隙水の比抵抗は, 土槽の下部にあるバルブから排水した間隙水を用いて測定した電気伝導度で求めた. また, 砂の比抵抗は土槽試料の両端に設置した電極を用いて4極法により測定した.

## 3. 岩石の比誘電率測定結果

### 3.1 岩石の比誘電率～体積含水率関係

TDR 法による各種岩石 (H 法でプローブ設置) の比誘電率の測定結果を, 体積含水率との対応関係の形式で整理し, 第6図に示す. 明世砂岩, 白河凝灰岩および来待砂岩の比誘電率は体積含水率の減少に伴って, 単調に小さくなるのが明確に認められた. また, 白浜砂岩および稲田花崗岩の比誘電率は, 他の岩石のデータと重なってこの図ではわかりにくい, 同様に体積含水率の減少に伴って単調に低下する傾向であった.

体積含水率 0～0.2 の範囲においては各岩種のデータが重なっていることから, 岩石の比誘電率は主として体積含水率に左右され, 岩種に対する依存性が比較的弱いことがうかがえる. また, 一般的に 0.1 程度の体積含水率の変化に対し, 比誘電率は概略的に言えば, 4 程度変化する. TDR 法による比誘電率測定の分解能はこれより十分に小さいので, 体積含水率の変化に対する比誘電率の感度



第6図 各種岩石の比誘電率と体積含水率との関係.

は比較的高く、かつ、全区間において大きく変動しないと言って良いと考えられる。ただし、空隙率の小さい岩石、例えば1%前後の稲田花崗岩の場合では、完全飽和から乾燥までの含水率変化における比誘電率の変化範囲は約6.2~5.0の比較的狭い範囲にとどまった結果であった。

### 3.2 プローブ設置方法の影響

3つの方法でプローブを設置した明世砂岩および白河凝灰岩の比誘電率~体積含水率関係の測定結果をそれぞれ第7図と第8図に示す。図中のプロットはTDR法による実際の測定結果であるが、実線(凡例:  $\alpha$  Model)は(2)式による解析の結果である。なお、図中に示した空隙率 $n$ 、および供試体の固体部分の比誘電率 $K_{solid}$ の値は解析に用いた定数である。この空隙率は当該岩石の実測値である。一方、 $K_{solid}$ の値は鉱物の種類などによって異なるが、Shen *et al.* (1985)が17種類の岩石に含まれる鉱物の集合体の比誘電率を測定した結果によれば、3.79~7.54の比較的狭い範囲に入っていることが分かっている。したがって、本稿ではこの範囲を念頭においてモデルの曲線が実測の曲線と一致するように $K_{solid}$ の値を適宜に決定した。

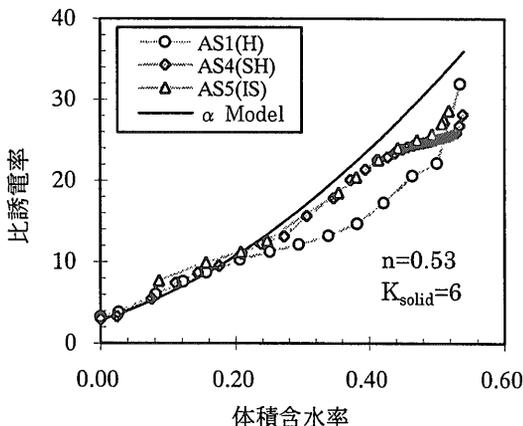
第7図の明世砂岩の場合について、体積含水率の全領域における比誘電率~体積含水率関係の傾向は概略的に言えば、SH法とIS法とで概ね同様であり、H法による比誘電率は小さくなっている。Sakaki *et al.* (1998)が0.1mm幅の隙間に空気が

充満したと仮定して、モデル解析によって求めた比誘電率カーブが実測値とよく一致したとしているので、H法のAS1では、ロッドと供試体との間に生じた隙間に空気が存在していたため、比誘電率を過小評価した可能性が大きいと考えられる。

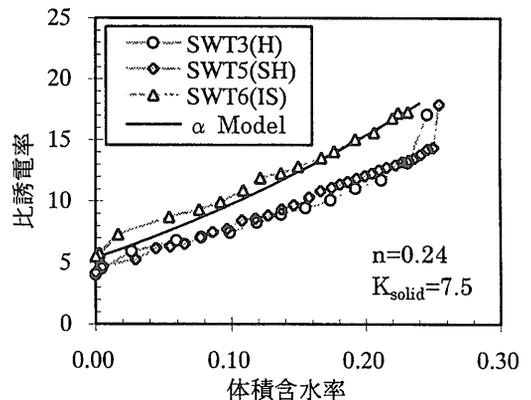
体積含水率が約0.45~0.55の範囲において、3方法による明世砂岩の比誘電率はばらついている。約0.2~0.45の範囲においてはSH法とIS法による比誘電率が完全に一致し、モデル評価曲線とも整合的である。一方、H法によるそれは顕著に小さくなっている。体積含水率が0~約0.2の範囲では、3方法およびモデルによる比誘電率が概ね一致している。この結果は比較的乾燥に近い含水領域においてプローブ設置方法による影響、すなわち、隙間の影響が小さいことを意味するものである。

白河凝灰岩の場合(第8図)、体積含水率の全領域にわたって、IS法による比誘電率~体積含水率関係のカーブは他の2方法のそれより大幅に上方にあり、三相 $\alpha$ 混合モデルと概ね一致した。SH法はH法よりやや大きい傾向にあるが、顕著な差はなかった。SH法のSWT5供試体の場合は、プローブに導電性シリコンを塗布したが、隙間に完全充填できなかったためと考えられる。

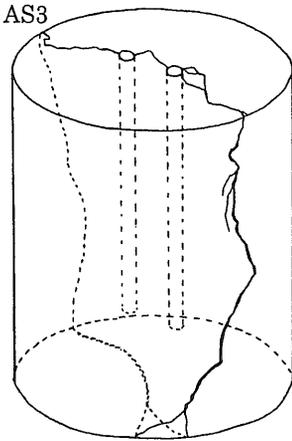
3種類のプローブ設置方法について検討した結果を総括すると、H法では孔径よりわずか太めのプローブをハンマーで打ち込んでいるが、孔壁が必ずしも平滑ではなく、かつ、孔径の不均一も考え



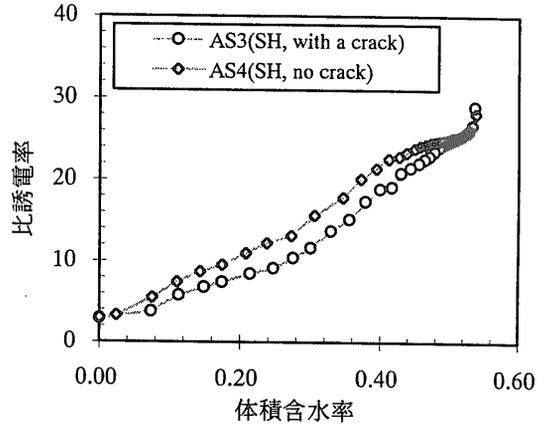
第7図 各種プローブの設置方法による明世砂岩の比誘電率の測定結果。



第8図 各種プローブの設置方法による白河凝灰岩の比誘電率測定結果。



第9図 AS3供試体中に含まれているき裂の状況.



第10図 比誘電率に及ぼす供試体中のき裂の影響.

られるので、プローブと岩石の間に隙間が取り残されることがあると考えられる。よって、H法による比誘電率は、空気が隙間に侵入するため全般的に過小評価され、その度合いは飽和度が大きいほど大きくなると考えられる。SH法ではプローブに導電性シリコンを塗布してから打ち込むが、設置孔深部の隙間を完全に充填することが困難であるうえ、設置状態の再現性が確保できないと判断される。IS法は、孔底から順次に充填する方式を採用しているので、本稿で取りあげた3方法の中で隙間を埋める確実性と設置状態の再現性に最も優れていると考えられる。ただし、打ち込み設置方法に比べてやや多めのシリコンがプローブの周囲に残るため、その影響の有無と、長期モニタリングの場合におけるシリコンの劣化等について調べる必要があると考えられる。

### 3.3 き裂の影響

明世砂岩のAS3供試体は、2本のプローブロッドを通過し、かつ、供試体を貫通するき裂を有している(第9図)。AS3供試体と、それと同一方法(SH)でプローブを設置したき裂無し(AS4)との比誘電率～体積含水率関係の測定結果を第10図に示す。

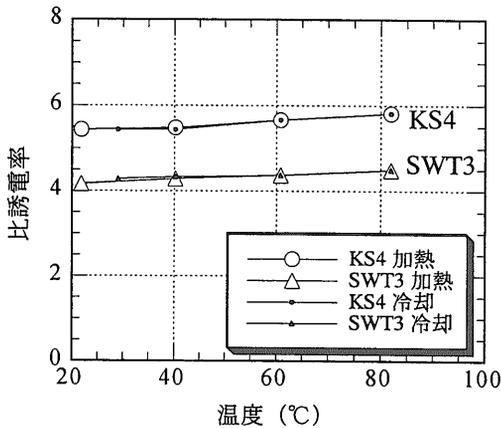
AS3とAS4供試体とは、体積含水率のほぼ全領域において、き裂を有するAS3の比誘電率は明瞭に小さくなっている。したがって、供試体に存在するき裂は比誘電率測定結果の過小評価を招くことが明らかになったといえる。不完全飽和の含水状態では、き裂の内部に空気が存在していたため、

比誘電率測定結果が小さくなったと考えられる。また、完全乾燥状態ではき裂の影響はほとんどなくなった。

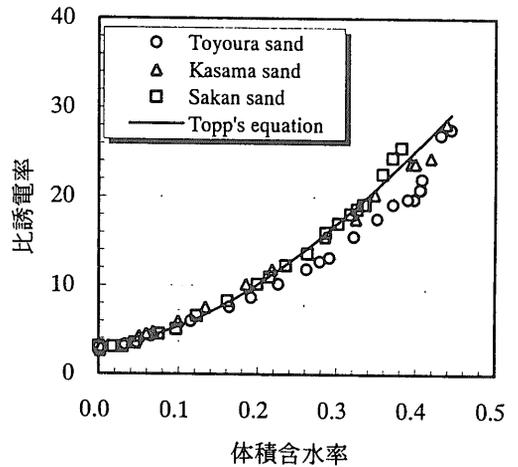
### 3.4 温度の影響

TDR法による比誘電率の測定結果に及ぼす温度の影響を検討するために、供試体を恒温室内に置き、長めのケーブルを介して恒温室の外部にあるケーブルテスターに接続して測定を行った。TDR測定時の温度設定は原則として、加熱過程の20、40、60、80℃および冷却過程の60、40、30℃とした。約10日間の測定期間中に、乾燥状態の供試体が吸水することを防ぐために、供試体をビニール等で密封した。なお、測定前および測定後の供試体質量で含水の変化がなかったことを確認した。

乾燥状態における各供試体の比誘電率と温度との関係を第11図に示す。供試体に接続している同軸ケーブルは高温の影響を受けることが判明しているが、同図中の高温環境における比誘電率測定結果はBとCとの2点間のTDR表示長さ $L_{TDR}$ (第1と第5図を参照)を読み取って求めたので、同軸ケーブルが受けた温度の影響を含まないものである。温度の上昇に伴って、乾燥状態の白河凝灰岩と来待砂岩との比誘電率はわずかに上昇傾向を示す結果となった。20℃から80℃までの温度上昇に伴った比誘電率の変化量は約0.4であった。この変化量は同供試体の飽和状態と乾燥状態との比誘電率の差(常温で11～13;第6図を参照)と比べると、小さな値にとどまっていることがいえる。また、各供



第11図 乾燥状態の岩石の比誘電率と環境温度との関係。



第12図 各種砂の比誘電率と体積含水率との関係。

試体とも温度に対するヒステリシスがほとんど認められない。

本研究では、乾燥状態における高温の影響を実験的に調べたが、間隙水を含む状態の岩石の比誘電率は、温度変化による含水の比誘電率の変化に伴って相応に変化すると考えられる。したがって、高温環境下においてTDR測定技術を応用する際、要求される精度に応じて高温の影響を考慮しなければならないと考えられる。

## 4. 砂の比誘電率測定結果

### 4.1 砂の比誘電率～体積含水率関係

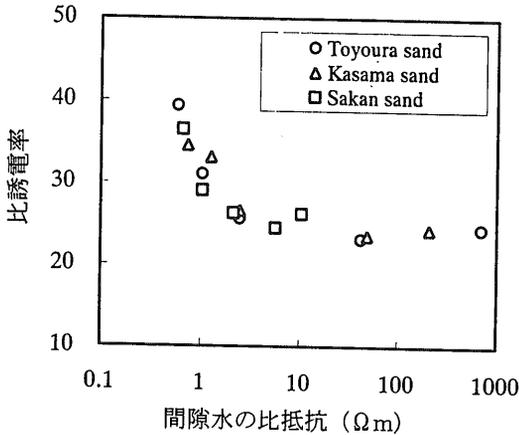
蒸留水で飽和した3種類の砂試料の比誘電率と体積含水率との関係を第12図に示す。また、図中の曲線は、Topp *et al.* (1980) が様々な土質試料の実測値に基づいてまとめた比誘電率～体積含水率関係の経験式(3)である。同図からは、3種類の砂試料とも、体積含水率の減少に伴って、比誘電率が単調に小さくなる傾向が確認された。

笠間マサ土および左官砂の比誘電率～体積含水率関係は、局所的なばらつきが認められたものの、全体的にはTopp *et al.* (1980) の経験式と良く一致した。豊浦標準砂の場合では体積含水率0.24～0.42の範囲において、比誘電率が同経験式の曲線より明瞭に小さくなった。その理由としては、試料

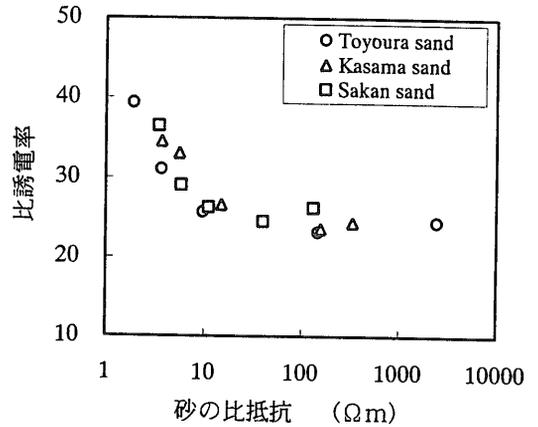
内の含水状態の不均一分布が推測される。すなわち、重力の影響により含有水分がTDRプローブの挿入されていない下部に集中して分布したためと考えられる。土槽の下部にあるバルブから給水して砂試料を飽和させたり、バルブから排水して体積含水率を調整したりする作業では、豊浦標準砂の吸水・排水時間がほかの2種類の砂よりはるかに短かった。この事実から豊浦標準砂の透水係数は比較的大きく、保水性は比較的低いことが判断できる。そのため、豊浦標準砂とほかの2種類の砂とはやや異なる比誘電率～体積含水率関係の測定結果を示したと考えられる。

### 4.2 飽和状態の比誘電率に及ぼす塩分濃度の影響

NaCl濃度が0ppm(蒸留水)～10000ppmの範囲において、3種類の砂の飽和状態での比誘電率と間隙水の比抵抗との関係を第13図に、同比誘電率と砂の比抵抗との関係を第14図に示す。間隙水の比抵抗、または砂の比抵抗が低下すると、特に、間隙水の比抵抗が1Ωm以下、または砂の比抵抗が10Ωm以下、すなわち、間隙水の塩分濃度が2000ppmを越えると、飽和状態における比誘電率の測定値は顕著に増大することが確認された。このことから、TDR法による比誘電率の測定結果が塩分濃度の大きさに依存することを明確に結論づけることができた。



第13図 飽和状態における砂の比誘電率と間隙水の比抵抗との関係。



第14図 飽和状態における砂の比誘電率と砂の比抵抗との関係。

### 5. 体積含水率測定手法としての評価

まず、岩石の体積含水率測定へのTDR法の適用可能性について考えてみる。岩石の体積含水率変化に対する比誘電率の感度は比較的高いので、TDR法で測定された比誘電率を用いて岩石の体積含水率を推定できる可能性が高いと期待できる。また、飽和から乾燥までのほぼ全領域において、比誘電率は概ね同等な感度となっていることも、岩石の体積含水率を測定するための好ましい性質である。TDR法と対照的に、岩石の比抵抗は含水飽和～乾燥の範囲において数オーダーも変化するにもかかわらず、飽和度が比較的高い領域では鈍感である。日本国内では地下における不飽和状態の岩石・岩盤の飽和度は通常、比較的高いと予想される。したがって、飽和度が高い領域における岩石の体積含水率測定には、比抵抗よりTDR法の方が適しているものと考えられる。

TDR法による比誘電率測定は、例えばプローブの設置精度などの因子に影響されるため、測定精度には限界がある。したがって、空隙率が比較的小さい岩石、例えば新鮮な花崗岩の場合に現状の測定精度では適用が困難と判断される。また、これまでの実験結果から分かったように、比誘電率～体積含水率関係は岩種に対する依存性が弱いものの、体積含水率の測定精度を向上させるためには、土壌のように土性を無視して共通のキャリブレーションカーブを用いることができず、目的岩種の

キャリブレーションカーブを取得する必要がある、かつ、実測と同じプローブの設置方法で実施することが望ましい。

次に、土壌の体積含水率測定におけるTDR法の有効性や注意点について述べる。TDR法による土壌水分計は10数年前から活用され、多くの実績を有している。一般的に言えば、概ね信頼できる手法であると考えられる。ただし、特殊な場合、例えば、間隙水中の塩分濃度が比較的高い場合には、TDR法による比誘電率の測定結果から体積含水率を求める際、Topp *et al.* (1980) の経験式を用いることができず、間隙水の塩分濃度条件を考慮したキャリブレーションカーブを取得する必要がある。

また、土壌中の水分量を測定するほかの手法として、中性子法、すなわち中性子水分計を用いる手法がある。安原ほか(1990)は、TDR法と中性子法とでは、両者とも土性の違いの影響を受けることなくほぼ同等な測定精度を有しているとしながら、コスト、安全性、取り扱い易さなどの見地から、TDR法は中性子法にとって代わる新しい手法であると結論づけている。

### 6. おわりに

地盤材料の体積含水率をモニタリングする技術の開発を目指して、岩石およびそれと比較するための砂とを研究対象として、TDR法による比誘電率測定の本来的な特性を把握するための基礎的な

研究を行った。本稿では、これらの実験室内における測定結果を総合的にまとめ、岩石の場合ではTDR法による比誘電率～体積含水率関係の測定結果に及ぼすプローブの設置方法、き裂の有無、高温の影響、また、土壌の場合では間隙水中の塩分濃度の影響について紹介した。TDR法による比誘電率測定から岩石の体積含水率を求めることが可能であるが、適用できる岩種の範囲があるほか、プローブの設置精度やき裂などの影響については十分な配慮が必要である。また、土壌を対象とした場合では、TDR法による測定手法が多くの実績を有しているが、間隙水中の塩分濃度が2000ppmを越えると従来のキャリブレーションカーブは利用できないことが明らかになった。

謝辞：本研究の全実験結果は(株)ダイヤコンサルタント(故)西田 薫氏との共同作業により、また、岩石の実験結果は(元)核燃料サイクル開発機構東濃地科学センター樺原 昇氏ほかとの共同研究によるものであることをここに付記する。さらに、TDR測定システムの構築などには産業技術総合研究所地球科学情報研究部門実験地震学研究グループ雷興林氏のご協力をいただいた。これらの方々に感謝の意を申し上げる。

#### 参 考 文 献

- Hokett, S. L., Chapman, J. B. and Russell, C. E. (1992) : Potential use of time domain reflectometry for measuring water content in rock, *J. Hydrol.*, No.138, pp.89-96.
- 林 為人・樺原 昇・西田 薫・高橋 学・榊利 博(1999) : TDR法による岩石の比誘電率測定に及ぼすプローブの設置方法、亀裂の有無および高温の影響、日本水文学会誌、Vol.29、pp.189-204.
- 林 為人・山岡 博・杉田信隆・高橋 学(2001) : 砂の比誘電率および比抵抗に及ぼす間隙水の塩分濃度の影響、応用地質、Vol.42, pp.140-148.
- Sakaki, T., Sugihara, K., Adachi, T., Nishida, K. and Lin, W. (1998) : Application of time domain reflectometry to determination of volumetric water content in rock, *Water Resour. Res.*, Vol.34, pp.2623-2631.
- Shen, L. C., Savre, W. C., Price, J. M. and Athavale, K. (1985) : Dielectric properties of reservoir rocks at ultra-high frequencies. *Geophysics*, Vol.50, pp.692-704.
- Topp, G. C., Davis, J. L. and Annan, A. P. (1980) : Electromagnetic determination of soil water content : measurement in coaxial transmission lines, *Water Resour. Res.*, Vol.16, pp.574-582.
- 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.19, pp.96-102.
- 安原正也・安池慎治・丸井敦尚・鈴木裕一(1990) : 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-、地質ニュース、no.430, 17-27.

LIN Weiren, TAKAHASHI Manabu, YASUHARA Masaya and SAKAKI Toshihiro (2001) : Application of apparent dielectric constant measurement to determination of volumetric water content of rocks and soils by using time domain reflectometry technique.

< 受付：2001年9月17日 >