

# 科爾沁沙地の中心地域における土壌の水分特性曲線の 野外測定とそのパラメーターの簡易な推定法

劉 小燕\*・西村直正\*\*・天谷孝夫\*\*・劉 廷璽\*\*\*

Field Measurement of the Water Retention Curves and Simple Estimation of  
Their Parameters for Soils in the Central Region of Horqin Sandy Land

Xiaoyan LIU\*, Naomasa NISHIMURA\*\*, Takao AMAYA\*\* and Tingxi LIU\*\*\*

\* United Graduate School of Agricultural Science, Gifu University

\*\* Faculty of Agriculture, Gifu University

\*\*\* Faculty of Hydraulic and Civil Engineering, Inner Mongolia Agricultural University

## Abstract

In this study, soil surveys and water retention measurements were conducted on a wide range of soil textures sampled from thirty one locations in the central hinterland of Horqin sandy land. Because the measured water retention curves belong to intermediate scanning curves between the main desorption and sorption processes, some precautions on measurement and application of the water retention curves were suggested.

All soils in survey sites were classified into nine soil types. The average water retention curve of each soil type could be sufficiently approximated by using van Genuchten formula (vG-I). Their saturated and residual volumetric water contents ( $\theta_s$ ,  $\theta_r$ ) increased with clay contents of soil groups. It was confirmed that the shape of their water retention curves are reflected precisely by the parameters  $\epsilon$  and  $\nu$  that describe the degree of the first and second inflection curvatures of vG-I, respectively.

Pedotransfer functions in the survey area were estimated using the water retention curves for the nine soil types by the function parameter regression method. The parameters of the fitted water retention curves using vG-I and vG-II (assumed  $m=1$  in vG-I) were known to have quite good regression relations with the indexes of soil physical and chemical properties. Particularly, the accuracy of estimation was found to increase when the regression formulas of  $\epsilon$  and  $\nu$  were substituted for  $m$  and  $n$  in vG-I. Therefore, PTF is an efficient method for estimating the water retention curves for different sites in the survey area.

**Key words** : Water retention curve, Horqin sandy land, Parameter regression method, Pedotransfer function, Physical and chemical properties of soil

## 1. はじめに

乾燥あるいは半乾燥農業地域で灌漑計画を立案する際には、植物による水や養分の吸収、土壌の塩類化や地下

水の塩分濃度の変化に対する検討に加え、広域の水文環境や土壌侵食の評価など、土壌内あるいは流域内で生じらるであろう複雑多岐にわたる現象を予測し、制御することが必要となる。そのためにはシミュレーションを併用

\* 岐阜大学大学院連合農学研究科 〒501-1193 岐阜市柳戸 1-1

\*\* 岐阜大学農学部 〒501-1193 岐阜市柳戸 1-1

\*\*\* 内モンゴル農業大学水利・土木建築工程学院 〒010018 呼和浩特市賽罕区昭烏達路 306 号, 中国

キーワード: 水分特性曲線, 科爾沁 (ホルチン) 沙地, パラメーター回帰法, PTF, 土壌の理化学性

して、不飽和帯の水移動を精度良く予測することが望ましい。しかしながら実際には、対象地域が広がるほど土壌特性も空間的な変動を伴って大きく変化するため、それを網羅するだけの多数の土壌試料のサンプリングと直接測定によってその水理特性（すなわち水分特性曲線や不飽和透水係数）を求めるのは、時間と労力や経費の面からも極めて実現困難な作業となる。

この問題に対する有力な解決策の一つとして、Pedotransfer 関数 (PTF) の利用がある。この関数は、Tietje and Tapkenhinrichs (1993) の定義によれば、「土壌を記述する基礎データ (例えば粒度分布, 乾燥密度, 有機炭素含有量) を引数とし, 水分特性曲線か不飽和透水係数の関数を生成するもの」である。最近では、特に GIS (地理情報システム) の技術の発達と普及によって、粒度分布や有機物含有量あるいは乾燥密度のような、比較的簡単に入手可能な土壌の理化学性の基礎データを集積し、それを利用する環境も整ってきた。そのため PTF が決定できれば、将来的には GIS から得られる土壌の基礎データを基に、広域の土壌の水理特性を効率よく推定することが可能になるものと期待される。

PTF に関しては、これまで欧米を中心として数多くの研究が報告され、その有用性が実証されてきた (例えば Gupta and Larson, 1979; Cosby *et al.*, 1984; Haverkamp and Parlange, 1986)。これらの比較的初期の研究では、主に土壌水分特性曲線と、土壌の粒度, 乾燥密度, 有機物含有量との関係が議論され、その中で PTF に関する概念と理論が使われていたものの、組織

的かつ十分な理論付けが行われたわけではなかった。しかし、Vereecken *et al.* (1989, 1990, 1992) が土壌の基礎データから土壌の水分特性曲線と不飽和透水係数のパラメーターを決定し、さらに PTF の評価法を進展させて以来、PTF は急速に発達してきた (Tietje and Hennings, 1993; Espino *et al.*, 1995; Kern, 1995; Batjes, 1996; Salchow *et al.*, 1996; Scheinost *et al.*, 1997; Minasny *et al.*, 1999; Van Alphen *et al.*, 2001; Mcbratney *et al.*, 2002)。これらの研究では、さまざま調査地域の PTF を導いて分析したり、PTF の機能と有効性を推定・評価したり、さらに PTF を評価するさまざまな方法についての検討がなされた。

このような研究の進展の過程で、Tietje and Tapkenhinrichs (1993) は、水分特性曲線の予測についての PTF の適用方法を、以下の3つに分類した。

#### (1) 点回帰法

ある吸引圧  $h_i$  に対する水分量  $\theta_i$  といった特定の点を、土壌の理化学性の基礎データから重回帰分析により予測する方法である。ある土壌について、そのような特定の点を複数予測できれば、補間や近似により水分特性曲線  $\theta(h)$  を連続関数として導くことが可能になる (Renger, 1971; Gupta and Larson, 1979; Rawls *et al.*, 1982, 1991)。

#### (2) 物理モデル法

等価毛管の間隙径分布と粒度分布との関係に関わる物理的な概念モデルを用いて、水分特性曲線を求める方法である (Arya and Paris, 1981; Haverkamp and Parlange, 1986; Tyler and Wheatcraft, 1989)。物理モデル法は、次の3段階よりなる。(i) 何らかのモデルを用いて、粒度分布から間隙径分布を予測する。(ii) 間隙径分布から、任意の水分量  $\theta$  に対する毛管径を計算する。(iii) 毛管現象の式によって、(ii) で求めた毛管径に対する吸引圧  $h$  を計算する。したがってこの方法では、粒度分布と間隙率が、水分特性曲線を生成するための基礎データとなる。また、(i) のモデルがいくつかの未知パラメーターを含む場合、それらは何らかの実験データと適合するように決定される。

#### (3) 関数パラメーター回帰法

この方法では、まず、(i) 水分特性曲線を表す関数式のパラメーターを、実験データと適合するように非線形回帰法や他の推定法によって求める。次に (ii) それらのパラメーターと土壌の基礎データとの関係を、何らかの予測回帰式を用いてモデル化する (Cosby *et al.*, 1984; Nicolaeva *et al.*, 1986; Vereecken *et al.*, 1989) という手順で、水分特性曲線が生成される。

そこで筆者らは、中国内モン古自治区の半乾燥農業地帯

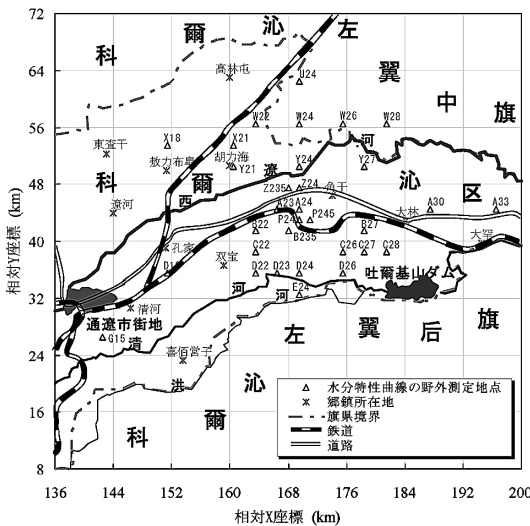


図-1 調査地点の位置

Fig. 1 Location of experimental sites.

の、顕著な空間的な変動を伴った土壌の水分特性を効率的かつ合理的に把握するために、関数パラメーター回帰法による PTF の利用の適用性について検討したので報告する。

調査対象地としては、広範な土壌特性を含んだ広大な中国内モンゴの半乾燥地帯に位置する科爾沁\* (ホルチン) 沙地の中心地域を選定し、その 31 カ所での野外試験により水分特性曲線を測定すると共に、その他の各種試験や試料採取を併せて実施した。得られた水分特性曲線を土壌型ごとに整理し、その特徴について検討を加えた。さらに、採取試料から得られた粒度分布・有機物含有量・乾燥密度の基礎データを用いて、本地域の PTF 式を提示した。

## 2. 調査地域の概要

科爾沁沙地は、中国四大沙地の一つである。調査対象とした通遼市(トンリャオ市)科爾沁区は通遼市の市街地より東に位置し、科爾沁沙地の中心地域に属する(図1)。

本地域は大陸性季節風が吹く温帯気候に属し、春は乾燥して風が強く、夏は高温で多雨、秋は冷涼で気温の日較差が大きく、冬は長くまた寒冷乾燥であるというように、四季は明瞭に分かれている。降雨は半乾燥地域としては多い方で、地表水と地下水も比較的豊富である。特に通遼市は海洋に近いので、湿潤気候の影響を受けやすく、年間平均降水量は 330~490 mm に達する。年間平均蒸発量(φ 20 cm 型蒸発計)は 1,700~2,200 mm、相対湿度は 50~65% である。年平均気温は 2.7~7°C、7 月の気温は最も高く、平均気温は 23.5°C である。毎年 11 月から翌年 3 月までの平均気温は、零度以下である。年間平均風速は 3.5~4.4 m/s、風速 17.1 m/s 以上の強風は 25~46 日にも及ぶ。

## 3. 野外測定による水分特性曲線

### 3.1 野外調査の概要

科爾沁沙地の中心地域の 46 カ所の概要調査地点と 56 カ所の精密調査地点において、1996 年に不飽和帯の野外調査を実施(劉廷璽ら, 1999)すると共に、1997 年と 1998 年にそれぞれの地点で採取した土壌について、物理性その他の各種室内試験を行ってデータを整理・解析した。以上の結果に基づいて、不圧地下水面の直上に位置する均一な土壌層が 70 cm 以上の厚みで堆積している 31 の測定地点を選定し(図1)、2001 年の 9 月から 10 月にかけて、それぞれの地点で水分特性曲線の野外測定を実施した。

この試験法は、通常の土柱法と原理的には同じもので

ある。つまり、地下水面が一定を保ち、地表面の土壌水移動フラックスがゼロの場合、土壌内の水分分布は最終的に平衡に達する。この時、鉛直上向きの z 軸を考え、その座標原点 (z=0) を地下水面に選べば、土壌断面の任意点における z 座標はその点における土壌水の吸引圧水頭となる。したがって、均一な土層内が水分平衡に達した後に、高さの異なる複数の点で体積含水率を測定することにより、その土壌の水分特性曲線を求めることができる (例えば雷志棟ら, 1988 ; Hillel, 1998)。

図 2 に、水分特性曲線の野外測定の詳細を示す。4 m × 4 m の試験区画を設定し、域内の四周を下底約 50 cm、

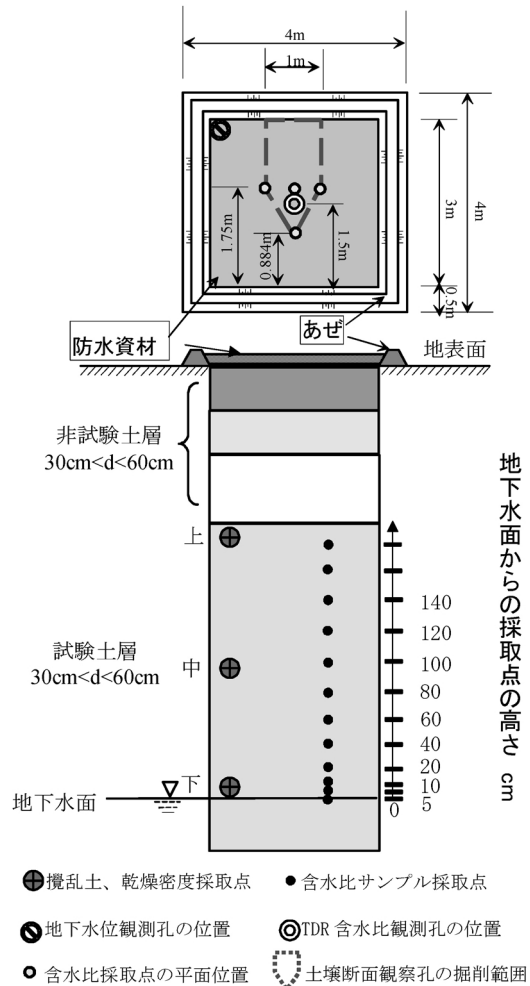


図-2 水分特性曲線の野外測定における配置

Fig. 2 Layout for the field measurement of water retention curve.

\*: 中国における「砂」と「沙」の用語は、「砂」が比較的粗い粒径の砂、「沙」はより細かい粒径の砂の場合に使い分ける。科爾沁沙地の砂は微細であるため、本文では沙地に対して「沙」を使い、砂地や砂丘とは区別した。

上底約 20 cm、高さ約 30 cm の台形断面のあぜで囲い、区画中央に TDR 水分計 (Trime-T3) の観測孔を、区画の隅に地下水位の観測孔を、それぞれ一本ずつ設定した。連続干天後の乾燥地面に約 50 mm の灌水を行った後、あるいは 45 mm の降雨直後に、3.2 m × 3.2 m の耐水性素材 (厚いビニールシート) で区画の表面全体を覆って水分蒸発を防いだ。その上で一日一回、同一時刻に、観測孔を用いて地表から 20 cm 間隔で土壌断面の体積含水率の分布と地下水位を測定した。

以上の測定により、全ての試験区画で地面に補給された水の地下水への涵養を確認した。その後、前後二日間の地下水位と断面内の各深さの体積含水率に変化が見られなくなったら、水分平衡に達したと見なし、区画中央に向かって土壌断面を掘削した。その断面を目視で観察し、地下水面の直上に存在する均一な土壌層の部分を試験土層、それ以外を非試験土層として区分し、直ちに試験土層内から含水比測定用の土壌試料を採取した。その際の採土深さは、地下水面から上に 0 cm、5 cm、10 cm、20 cm、およびそれ以降は 20 cm 間隔を基本とし、図 2 の平面図に示す合計 4 カ所から採土を行った。

その後、試験土層の上端と中央及び下端で不攪乱土と攪乱土を採取し、粒径分布、比重、有機物含有量および乾燥密度を測定して試験土層の均一性を確認すると共に、それぞれの平均値をその土層の値とした。また、USDA 法に基づく粒径区分により粘土、シルト、砂の含有率を求めた。

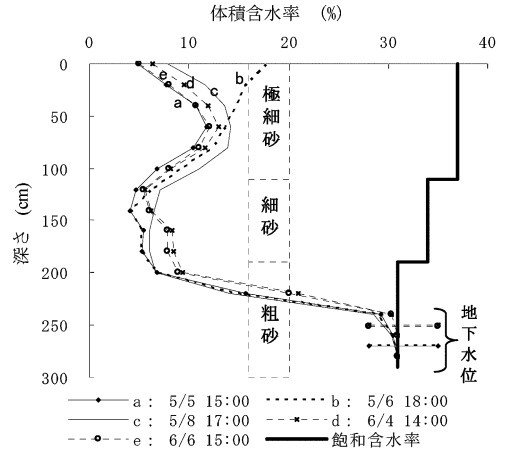
3.2 水分平衡に至るまでの水分分布の変化

3.2.1 連続干天後の全ポテンシャル分布

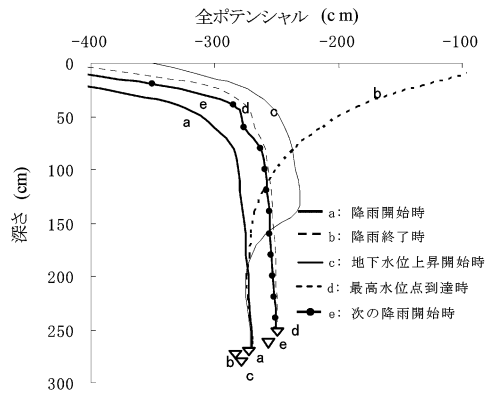
図 3 に、調査地域の西部に位置する莫力廟林場農林隊で、1992 年の 45 mm の降雨前後における体積含水率を TDR により、また全ポテンシャルの変化をテンシオメータにより測定した結果 (劉廷璽ら, 1999) を、参考として示す。なお、この測定に関しては、土壌面蒸発の防止措置は講じていない。本調査地のような半乾燥気候下では、連続干天後の不飽和帯断面は上向きの水分フラックスが卓越するため、全ポテンシャルは地下水面から上に向かって次第に低下する。特に乾燥の進む地表面付近では、不飽和透水係数の急激な減少に起因して全ポテンシャルは急減する傾向を示す (図 3 の a)。

水分特性曲線の野外測定に先立っては、乾燥条件下で典型的に見られるこのような全ポテンシャル分布の急激な変化をあらかじめ是正し、全ポテンシャルの均一化を図る必要があった。そこで前節で述べたように、地面への灌水や降雨の利用によって、効率的に水分平衡を達成させることにした。

3.2.2 浸潤と再配分過程



(1) 水分分布  
(1) Distribution of soil water



(2) 土中水ポテンシャルの分布  
(2) Distribution of soil water potential

図-3 1992年5月5日の45mm降雨による再配分過程における土中の水分と全ポテンシャルの分布  
Fig. 3 Distributions of soil water and total potential during the redistribution process after rainfall of 45 mm on 5, May, 1992.

図 4 は、調査地域の中央部に位置する A24 地点において、2001 年 9 月 2 日に 50 mm の灌水を行ってから土壌面を被覆した後の水分分布の変化を、TDR で測定した結果である。

50 mm の灌水とそれに伴う浸潤によって地表近くの土壌は飽和近くまで湿るが、二日目には地面からの給水が途絶え、浸潤から再配分過程への移行が始まっていることが分かる。このような過程では、必然的にヒステリシス現象が生じる。例えば図 4 の斜線部に位置する土壌は、灌漑当日から二日目にかけて水分量が上昇したが、その後の再配分による土壌水の下方移動に伴って水分量が低下した。

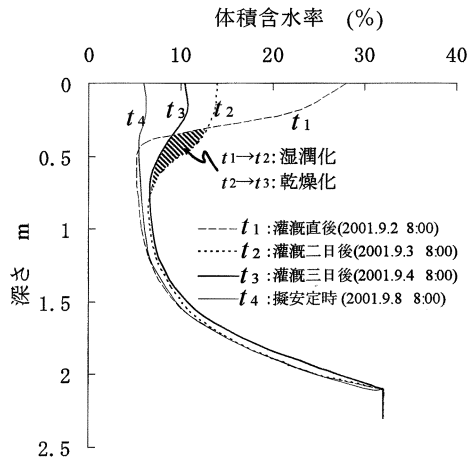


図-4 A24 調査地点における灌水 50 mm 後の土壌水の再配分過程

Fig. 4 Redistribution process of the soil water after irrigating 50 mm at the experimental site of A24.

これと同様に、試験土層は他の深さでも、このような吸水と脱水の両過程を、多かれ少なかれ経ていると見なせる。例えば図 4 からは、毛管緑の直上部の土壌の水分量が、灌水後三日目に上昇してから 6 日目に灌水前の状態まで回復し、ほぼ水分平衡に達していることが分かる。

一方、降雨が生じた場合にも、土層内では一般に脱水と吸水が繰り返して生じる。図 3 に示す例でも、45 mm の一連続降雨の後に地表近くで浸潤が生じた後、再配分過程を経て土壌水が下方へと移動する様子が観測されている (図 3 の b, c)。しかしながら、降雨後の浸潤による吸水と、その後の再配分や蒸発による脱水が最も顕著な領域は、地表から 1.0 m より浅い範囲であり、それより下層の水分量にはそれほど大きな変化は見られなかった。

### 3.2.3 水分平衡に達するまでの時間

本調査地域の地下水位は、半乾燥地域であるにもかかわらず、一般に 1.5 m から 4 m と比較的浅い。そのため土壌面が極乾燥の状況下でも、50 mm 程度の灌溉ないし降雨があってから数日後には、地下水面への涵養が生じることが知られている (劉廷釔ら, 1998; 朱仲元ら, 1995)。しかしながら、その後に水分平衡に達するまでの時間は、一週間以内から一ヶ月半程度までの幅があり、土性や地下水位の状況によりかなり異なった。例えば、図 4 の場合には 6 日目にほぼ平衡に至ったが、図 3 の場合では降雨の約 1 ヶ月後に地下水上昇のピークが生じ、下層土の水分量もそれに呼応した変動を示した (図 3 の

d, e)。このような地下水上昇が生じた場合には、再び水位が下がって安定化し、土層内の水分量に変化が見られなくなるのを待って、水分平衡が達成されたと判断した。

### 3.3 水分特性曲線のヒステリシス

水分特性曲線は一義的ではなく、任意の吸引圧に対する体積含水率の上限を与える主脱水曲線と下限を与える主吸水曲線という二つの主経路を持っている。また、ある中間的な体積含水率から乾燥化あるいは湿潤化をたどるときに得られる経路は、それぞれ脱水走査曲線と吸水走査曲線と呼ばれる。上述の方法で不飽和帯の土壌断面を水分平衡させる際には、不飽和状態での吸水とその後の脱水という両過程を経ることになる。したがって、上に述べた野外試験法により得られる水分特性曲線は、主脱水曲線と主吸水曲線の間に位置することになるが、それでもこのような曲線からは、実用的かつ有効な情報を得ることができる。このような水分特性曲線を解析の対象とする理由は、以下のとおりである。

(1) 主脱水曲線の水分特性を野外試験で調べるためには、あらかじめ土壌を飽和させた後に水分平衡に到達させる必要がある。しかしながら、特に粘土分を多く含む土壌や地下水位が低い場合、地面への湛水によって浸潤前線が地下水面に到達し、断面内の全ての土壌がほぼ飽和されたと思わせるまでには長時間を要する。さらに、その後に重力排水が生じて水分平衡状態に達するまでの所要時間は一層長くなるため、効率的な測定のためにこのような野外試験を実施する意味が希薄になる。その上、十分な水を得難い半乾燥地や乾燥地で、土層全体を完全に飽和させる程の多量の水を得て調査地点まで運搬するのは、非常に困難である。また、主吸水曲線の水分特性を野外試験で実測するのは、さらに困難である。

(2) 実際の野外で生じる複雑な再配分過程を解析するには、水分特性曲線の主脱水過程や主吸水過程を把握するだけでなく、すべての走査曲線を再現できるような、数学的な定式化が必要となる。しかしながら、走査曲線の正確な予測は実際上困難なことが多く、またシミュレーションも複雑になるため、再配分過程を解析的に取り扱おうとする試みでは、ヒステリシスを無視するかあるいは大幅な単純化が行われることも多い。そのような単純化を採用したシミュレーションを前提とした場合には、水分特性曲線は主脱水過程と主吸水過程のどちらかを選ぶよりも、両過程の中間的な特性を有するように一定の規格に基づいて測定された曲線を調べる方が、むしろ望ましい。

なお、図 4 に示すような、地面付近で初期の浸潤が生じる土層では、一度飽和近くまでに達した後に脱水が行われるため、この部分の水分特性曲線のデータは主脱水

過程にあるか、それに近い傾向を示すものと考えられる。そこで、その土層とそれ以下の下層土とのヒステリシスの違いによる影響をできるだけ除外するため、灌水あるいは降雨後に初期浸潤が生じた深さの範囲を TDR の測定値から判定した上で、そのような土層のデータを水分特性曲線から削除するものとした。

#### 4. 試験結果の解析

##### 4.1 水分特性曲線の関数式の適合性

水分特性曲線の野外試験を実施した 31 地点の土壌を USDA 法に基づいて分類した上で、砂をさらに外見上の明瞭な色の違いから二種類に区分すると、①砂 1 (有機物含有量が比較的少なく、淡黄色を示した砂丘地の土壌)、②砂 2 (有機物含有量が比較的多く、青みがかった黒色を示した低湿地の土壌)、③ローム質砂、④砂質ローム、⑤ローム、⑥シルト質ローム、⑦粘土ローム、⑧シルト質粘土ローム、⑨シルト質粘土の、9つの土壤型に分けることができた。

図 5 に、それぞれの調査地点の野外測定から得られた水分特性曲線のデータを各種記号で、また凡例にはその地点名と土壤型を示す。なお便宜上、図 5a には砂 1 と砂 2 とローム質砂の土壤型のものをも砂土系として、図 5b には砂質ローム、ローム、シルト質ロームをローム系として、また図 5c には粘土ローム、シルト質粘土ローム、シルト質粘土を粘土系として、それぞれをまとめて表示した。一般に、主脱水過程の水分特性曲線は、均質な砂で明確な空気侵入値が観察されることが多いが、この図に示すように本野外調査の結果では、砂土系よりもむしろ粘土系の方に明瞭な空気侵入値が見られた。これは、この図の水分特性曲線が、主脱水曲線と主吸水曲線との間の、中間的な特性を反映することに起因すると考えられる。

関数パラメーター回帰法の適用に先立って、まず、これら 31 種類の水分特性曲線の関数を実験式で近似した。まず、近似式として使用した式は、従来よりさまざまな場合に広く適用され、実験データと良好な適合性を示すことが知られている次の van Genuchten (1980) の式である。

$$S_e = [1 + (\alpha h)^n]^{-m} \tag{1}$$

ここで  $S_e$  は、次式で定義される有効飽和度である。

$$S_e = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \tag{2}$$

また、 $\theta$  は体積含水率、 $\theta_r$  は残留体積含水率、 $\theta_s$  は飽和体積含水率、 $h$  は吸引圧水頭、 $\alpha$ 、 $n$ 、 $m$  は水分特性曲線の形状を定義するパラメーターである。以下では (1) 式を vG-I 式と呼ぶ。また Vereecken *et al.* (1989) は、 $m = 1$

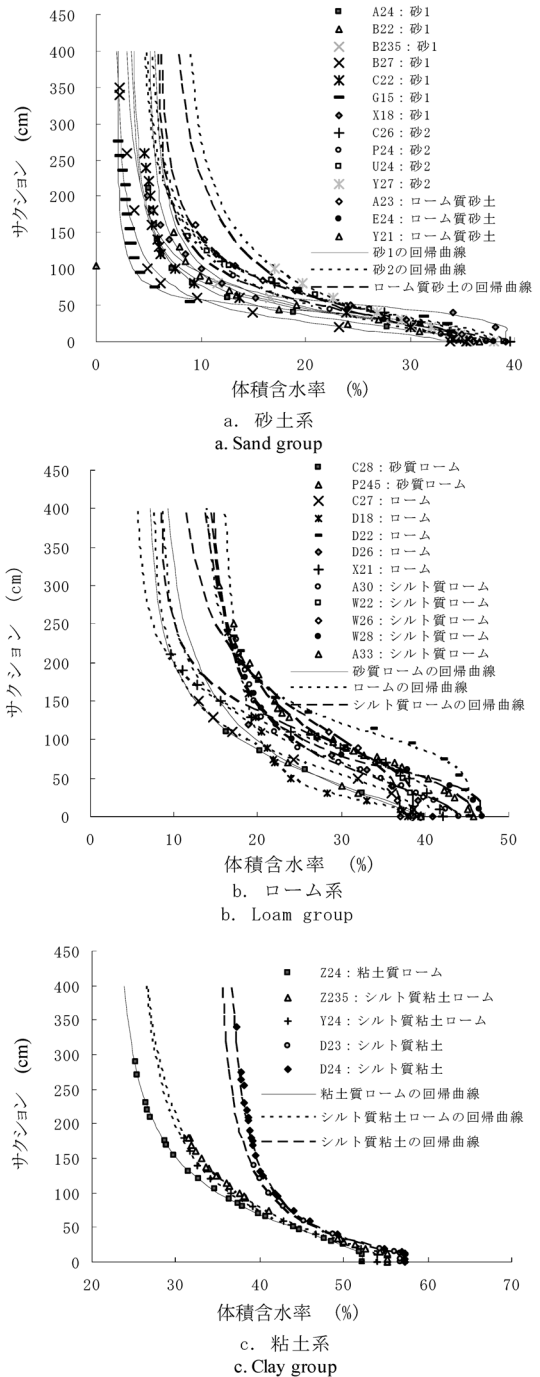


図-5 野外測定によって得られた水分特性曲線とその回帰曲線

Fig. 5 Water retention curves obtained by field measurements and the regression curves.

と単純化する仮定を用いて式(1)のパラメーター数を減らした。その修正式は次のとおりである。

$$S_e = [1 + (\alpha h)^n]^{-1} \quad (3)$$

以下では、解析的な取り扱いに有利な(3)式を、vG-II式と呼ぶものとする。

非線形最適化手法を用いて、vG-I式あるいはvG-II式を全ての調査地点の水分特性曲線に適合させた。その際、飽和体積含水率  $\theta_s$  は  $h=0$  に対する体積含水率の測定値とし、以下の残差平方和を最小にするように残りの未知パラメーターを決定した。

$$SS_e = \sum \{S_e(h_i) - S_{ei}\}^2 \quad (4)$$

ここで、 $(\theta_i, h_i)$  の組を水分特性曲線の  $i$  番目の測定値とすると、 $S_e(h_i)$  は  $h=h_i$  に対する  $S_e$  の関数式(例えば式(1))の値、 $S_{ei}$  は  $\theta=\theta_i$  の時の式(2)の値である。特に、vG-I式の適合の結果は、図5aの砂土系と図5bのローム系の土壤に対しては非常に良好だった。しかし、図5cの粘土系のように明確な空気侵入値  $h_c$  をもつ水分特性曲線に対しては、両式とも曲線部分の適合性がやや劣る傾向にあった。

そこで次に、式(1)に空気侵入値  $h_c$  (ただし、 $h_c \geq 0$ ) を取り入れて修正を行った次式

$$\begin{cases} S_e = [1 + \{\alpha(h-h_c)\}^n]^{-m} & h \geq h_c \\ S_e = 1 & h < h_c \end{cases} \quad (5)$$

を提案し、この式を用いて、上述したものと同様の方法で、全ての調査地点に対する水分特性曲線をできるだけ正確に近似した。以下では式(5)を、修正vG式と呼ぶことにする。先述と同様の方法により、修正vG式の未知パラメーターを決定したところ、粘土系の全土壤およびシルトロームの一部では、 $h_c > 0$  の値が得られた。その回帰曲線を図5に示す。これを見ると、砂土系、ローム系、粘土系のいずれについても、修正vG式は良好な適合性を示すことがわかる。

#### 4.2 土壤型を代表する水分特性曲線

ここでは、9つに分類したそれぞれの土壤型に対する平均的な水分特性曲線を求めた上で、その特徴について検討する。

まず、修正vG式で近似した図5の水分特性曲線の中で同じ土壤型に属するものに対し、同一の吸引圧水頭に対応する体積含水率をそれぞれ求めて算術平均し、その土壤型を代表する水分特性曲線を得た。その際、平均化を行う吸引圧水頭は、0, 3 cm, 5 cm, 10 cm, 15 cm, 20 cm およびそれ以降 200 cm までは 20 cm ごと、またそれ以降 400 cm までは 40 cm ごととした。これを図6の各種記号で表す。なお、これらの記号の内、吸引圧水頭が 250 cm 付近から 400 cm の範囲のほとんどについては、修正vG式の近似曲線の延長線(すなわち外挿)によって値

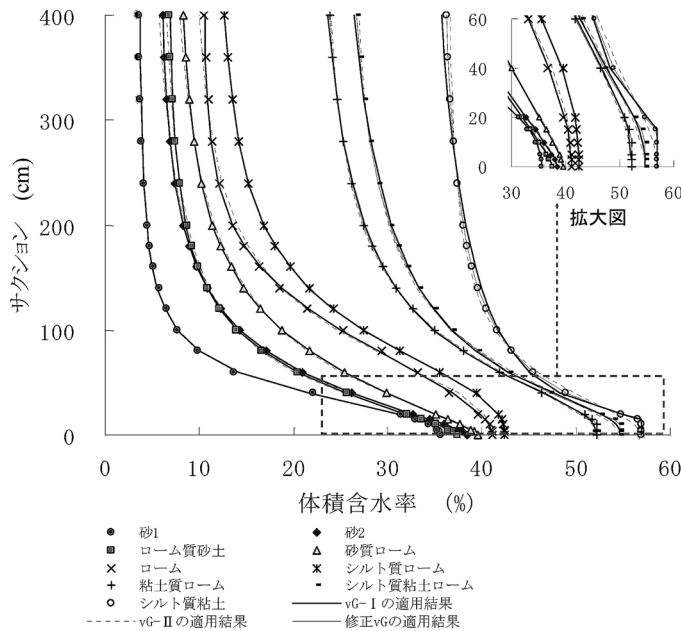


図-6 代表性な9土壤型に対する平均的な水分特性曲線とその回帰曲線

Fig. 6 Average water retention curves for nine representative soil types and their regression curves.

が得られたものであることに注意されたい。本野外調査で得られた水分特性曲線は、吸引圧水頭の上限值が土壌ごとに異なったため、土壌型に対する平均的な水分特性曲線を広い吸引圧水頭の範囲で求めるために、このような外挿法を採用した。そのため、外挿部分では平均化した水分特性曲線の精度は、内挿部分よりも低いことは言うまでもない。しかしながら図6に示すように、それぞれの水分特性曲線は、土壌型の推移に伴って整然と並ぶ傾向を示した。

次に、各土壌型に対する平均的な水分特性曲線のデータをvG-I式、vG-II式、および修正vG式で近似した。この際にも、(4)式の $SS_e$ が最小となるように、非線形最適化手法を適用して未知パラメーターを決定した。決定された関数式のパラメーターと、それに対する $S_e$ の残差平方和を表1に、また、その回帰曲線を図6に示す。砂土系とローム系の土壌型に対しては、修正vG式の $h_c$ は0となり、vG-I式に一致した。これに対して粘土系の土壌型においては、修正vG式の残差平方和は他の回

帰式と比べて最も小さく、極めて良好な適合性を示すことが分かる。

しかしながら、図6に示すように、vG-I式と修正vG式の違いは、シルト質粘土でもわずかなものに過ぎず、両者の間に実際上問題となるような差はほとんど認められなかった。したがって、得られたデータを見る限りでは、わざわざパラメーター数の多い修正vG式を適用しなければならないという根拠は薄く、低サクション域の水分特性を表わすにはvG-I式程度の適合性があれば充分と判断される。

また、これら両式と比較すると、vG-IIの回帰式は適合性がやや劣った。これは、vG-IIの回帰式では $m=1$ と仮定されているのに対して、vG-I式のパラメーター $m$ は、表1に示すように、0.1712から3.0500までの比較的大きな変動幅を有したことが主な原因である。しかしながら、vG-IIの $\theta$ の推定誤差は、最大でも数パーセント程度に過ぎなかった。したがって、解析的手法を活用しながら地域の水文環境を概略的に論じる場合には、式

表-1 異なる土壌型に対する水分特性曲線の回帰パラメーター

Table 1 Regression parameters of the water retention curves for different soil types

回帰式	土壌型	飽和体積含水率 $\theta_s$ %	残留体積含水率 $\theta_r$ %	$m$	$n$	$\alpha$ $\text{cm}^{-1}$	空気侵入値 $h_c$ cm	残差平方和	相関係数 R
vG-I	砂1	35.62	3.52	1.0346	2.3169	0.02201		9.66E-04	0.99986
	砂2	38.47	5.52	2.0808	1.3746	0.00916		1.87E-05	1.00000
	ローム質砂土	37.46	6.47	2.2335	1.4024	0.00913		8.54E-05	0.99999
	砂質ローム	39.64	7.52	2.9681	1.2930	0.00514		1.39E-06	1.00000
	ローム	41.06	10.44	3.0500	1.9689	0.00523		9.53E-04	0.99986
	シルト質ローム	42.42	11.23	0.9178	2.3738	0.01019		4.53E-05	0.99999
	粘土質ローム	52.17	20.14	0.4691	2.3437	0.01852		4.27E-04	0.99992
	シルト質粘土ローム	54.65	19.66	0.2743	2.5044	0.02760		7.02E-04	0.99983
	シルト質粘土	56.95	32.43	0.1712	3.9124	0.04382		7.18E-04	0.99985
修正vG	粘土質ローム	52.17	22.29	1.4831	1.4247	0.00941	11.0	1.42E-08	1.00000
	シルト質粘土ローム	54.65	25.16	2.4213	1.1055	0.00567	12.5	5.36E-08	1.00000
	シルト質粘土	56.95	34.73	1.2082	1.0891	0.01843	14.0	3.27E-07	1.00000
vG-II ( $m=1$ )	砂1	35.62	3.49		2.3397	0.02247		9.71E-04	0.99987
	砂2	38.47	4.17		1.5498	0.01751		6.74E-04	0.99989
	ローム質砂土	37.46	5.24		1.6045	0.01838		9.65E-04	0.99985
	砂質ローム	39.64	5.28		1.4806	0.01355		7.80E-04	0.99985
	ローム	41.06	8.79		2.3122	0.01017		3.11E-03	0.99951
	シルト質ローム	42.42	11.42		2.3268	0.00971		5.55E-05	0.99999
	粘土質ローム	52.17	22.53		1.9201	0.01176		1.25E-03	0.99983
	シルト質粘土ローム	54.65	25.24		1.74.4	0.01272		2.91E-03	0.99957
	シルト質粘土	56.95	36.08		1.8921	0.01770		9.43E-03	0.99868



の形式が単純な vG-II の回帰式も、かなりの有効性を発揮するものと期待できよう。

それぞれの土壤型の水分特性曲線に対して、図 6 および表 1 から導かれる特徴は以下のとおりである。

(1) 砂土系、ローム系、粘土系へと推移するに伴って、飽和体積含水率  $\theta_s$  と残留体積含水率  $\theta_r$  は共に増加する傾向を示す。

(2) 砂 1 と砂 2 の水分特性曲線では、飽和体積含水率の近くで上に凸な湾曲部が若干生じた。以下ではこれを第 1 の湾曲部と呼ぶことにする。個々の砂土系の土壤のほとんどではそのような湾曲は生じなかった (図 5) が、それらを平均化した結果にこの湾曲が生じたのは、調査地点 X18 と U24 に比較的大きな第 1 の湾曲部が見られたことによる。両地点では地下水位が比較的浅く、地面の植生が極めて良好だった。したがって、その水分特性曲線は、相対的に主脱水過程の側に偏る傾向にあったと推察される。この湾曲部の後は、吸引圧の増加に伴って体積含水率は急速に減少した。図 6 から視覚的に判断すると、砂 1 の水分特性曲線では 60~130 cm 付近の吸引圧水頭の広い範囲で下に凸な湾曲部 (以下では、これを第 2 の湾曲部と呼ぶ) が生じたが、砂 2 とローム質砂では、この湾曲は 80~160 cm 付近で生じた。

(3) ローム系の土壤の水分特性曲線は、特にシルト質ロームとロームにおいて、飽和体積含水率近くで顕著な第 1 の湾曲部を示した。また、シルト質ローム、ローム、砂質ロームと推移するに伴って、つまり土粒子中のシルト分が減少して砂分が増加するに伴って、水分特性曲線は砂土系のものに近づく傾向を示した。さらに、吸引圧の増加に伴って水分量は急速に減少するものの、その減少率は砂土系のものよりも小さかった。砂質ロームとロームとシルト質ロームに対し、第 2 の湾曲が生じる吸引圧水頭の範囲は、それぞれ 90~160 cm, 120~190 cm, 130~200 cm 程度だった。

(4) 粘土系の水分特性曲線では、明瞭な空気侵入値  $h_c$  が生じた。しかしながら、その値自体はそれほど大きくなかった。また、第 1 の湾曲部は明瞭でなかった。さらに、吸引圧の増加に伴って、水分量は比較的ゆっくりと減少した。粘土質ローム、シルト質粘土ロームおよびシルト質粘土に対する第 2 の湾曲は、それぞれ 120~160 cm, 110~150 cm, 70~120 cm の吸引圧水頭の付近に生じており、砂分の減少と粘土分の増加に伴って次第にその吸引圧範囲が低下する傾向を示した。

#### 4.3 土壤水分特性曲線の形状に関する考察

式 (1) に対して、 $m$  と  $n$  の積と比を用いて、 $\nu$  と  $\varepsilon$  を次のように定義する。

$$\nu = m \times n \quad (6)$$

$$\varepsilon = m/n \quad (7)$$

また、 $h_* = ah$  とおく。すると式 (1) は、

$$h_* = S_e^{-1/\nu} (1 - S_e^{1/m})^{1/n} \quad (8)$$

と変形できるが、 $(1 - S_e^{1/m})^{1/n}$  の部分は  $\varepsilon \rightarrow 0$  の極限では 1 に収束するから、このときの式 (8) は次式に一致する。

$$h_* = S_e^{-1/\nu} \quad (9)$$

なお、式 (9) は Brooks and Corey 式と呼ばれている。

式 (8) を  $\log h_* - \log S_e$  平面に描いた場合の曲線の傾きを計算すると、

$$\frac{d(\log h_*)}{d(\log S_e)} = -\frac{h_*^{-n} + 1}{\nu} \quad (10)$$

であるから、 $h_* \rightarrow \infty$  あるいは  $S_e \rightarrow 0$  の極限では  $\varepsilon$  の値にかかわらず式 (10) の右辺は  $-1/\nu$  に収束する。このことから、 $\nu$  は主に低水分側の水分特性曲線の形状を表現する因子であり、 $\nu$  により第 2 の湾曲の度合の評価が可能になることが分かる。

これに対して、式 (1) と、その  $\varepsilon \rightarrow 0$  の極限に相当する式 (9) を  $\log h_* - \log S_e$  平面に描いた場合の両曲線の間の面積  $A$  について考えてみると、これは、

$$\begin{aligned} A &= -\frac{1}{n} \int_{-\infty}^0 \log(1 - S_e^{1/m}) d(\log S_e) \\ &= -\frac{\varepsilon}{(\ln 10)^2} \int_0^1 \frac{\ln t}{1-t} dt \\ &\approx 0.310\varepsilon \end{aligned} \quad (11)$$

となり、明らかに  $\varepsilon$  のみの関数である。したがって、 $\varepsilon$  は式 (1) と式 (9) との隔たりの程度を表現する因子であり、主に高水分側の水分特性曲線の形状、あるいは第 1 の湾曲の度合に関わるものであることが分かる。

以上のように、式 (1) の水分特性曲線の形状は、本来の vG-I 式のパラメーターである  $m$  と  $n$  を用いるよりも、その積と比である  $\nu$  と  $\varepsilon$  で考えた方が具体的にイメージしやすい。

図 7 (c) に、9 つの土壤型に対して計算された vG-I 式に対する  $\nu$  と  $\varepsilon$  を示す。水分特性曲線の第 2 の湾曲部を特徴づける  $\nu$  は、シルト質粘土からロームへと推移する間に大きく増加する傾向を示し、またロームから砂 1 へと推移する間に中程度の値まで減少する傾向を示した。これに対して  $\varepsilon$  は、第 1 の湾曲部がローム系で明瞭に生じたのに対して粘土系ではあまり見られなかったという観察結果に対応して、粘土系で非常に小さく、また中粒土で大きくなる傾向を示した。

#### 4.4 関数パラメーター回帰法の適用

ここでは、各土壤型を代表する水分特性曲線に対して、関数パラメーター回帰法を適用した結果について述べる。

関数パラメーター回帰法では、個々の土壤の水分特性

曲線を関数式で近似して未知パラメーターを求め、それらを目的変数とした重回帰分析が行われるのが普通である (Pachepsky *et al.*, 1982 ; Nicolaeva *et al.*, 1986)。しかしながら、本研究では、現地で測定した水分特性曲線がヒステリシスの影響等による誤差を含んでいることを考慮し、土壌型ごとに近似した関数式のパラメーターを目的変数として、重回帰分析を行うことにした。

そこでまず、それぞれの土壌型を代表する理化学性の基礎データを、その土壌型に属する個々の値の算術平均により求めた。その結果を表2に示す。また、この表に示した砂分、シルト分、粘土分の含有率を用いて、それぞれの土壌型について Shirazi and Boersma (1984) が提案した幾何平均粒径  $d_g$ 、幾何標準偏差  $\sigma_g$  を計算した。

以上の結果から、土壌型ごとの理化学性の基礎データを説明変数、土壌型ごとの vG-I 式と vG-II 式のパラメーターを目的変数として、重回帰分析による推定を行った。実際に検討の対象とした説明変数には、砂分  $m_{sa}$ 、シルト分  $m_{si}$ 、粘土分  $m_c$ 、有機物含有量  $C$ 、乾燥密度  $\rho_d$ 、土粒子密度  $\rho_s$ 、幾何平均粒径  $d_g$  および幾何標準偏差  $\sigma_g$ 、あるいはそれらの自然対数、逆数、平方根、自乗が含まれる。また、目的変数は飽和体積含水率  $\theta_s$ 、残留体積含水率  $\theta_r$ 、およびパラメーター  $\alpha$ 、 $m$ 、 $n$ 、 $\nu$ 、 $\varepsilon$  の自然対数とした。それぞれのパラメーターの重回帰式と重相関係数を表3に示す。また、土壌型ごとの目的変数とその回帰結果を図7と図8に対比して示す。

これらの結果が示すように、vG-I と vG-II のパラメーターの推定精度は、共に非常に良好だった。特に vG-I では  $n$  の推定精度が若干劣るものの、その代わりに  $\nu$  と  $\varepsilon$  の推定式を使用すれば、精度のさらなる向上が期待できることが分かる。

したがって vG-I あるいは vG-II の関数式を用いて推定した PTF を用いれば、粒度分布、乾燥密度、有機物

含有量という土壌理化学性の情報から、本調査地域の任意地点の土壌に対する水分特性曲線が予測可能となる。

## 5. 結 論

本研究では、科爾沁沙地の中心地域を調査対象として、広範な土壌特性を含む 31 地点において土壌調査と水分特性曲線の野外測定を行い、その結果を用いて関数パラメーター回帰法により水分特性曲線の PTF の推定を行った。これにより得られた結果を要約すると、以下のとおりである。

(1) 水分特性曲線の野外測定を行い、その概要を整理した。半乾燥地である本調査地域では、土壌断面を飽和させるほどの十分な水を得るのが困難であったため、周辺の地面に 50 mm 程度の灌水を行って、迅速な水分平衡の到達を図った。平衡に至るまでの水分分布の変化から、地表面付近は主脱水過程に近いものの、下層土は主脱水過程と主吸水過程の中間的な水分特性を示すと推定された。したがって、地表面付近の測定データは、除外するのが望ましいことを指摘した。また、本方法により測定された水分特性曲線は、単純化のためにヒステリシスを無視して水文環境を検討する場合に使用されるべきものであることも指摘した。

(2) 水分特性曲線の野外測定に際して、灌水の代わりに降雨を利用する場合には、遅れを伴って生じる地下水位の変化に特に注意すべきことを指摘した。

(3) 全ての調査地点の土壌を USDA 法で分類した上で、砂を外見上の特徴からさらに2種類に分けたところ、合計9つの土壌型に分類された。

(4) 測定した水分特性曲線には、本調査地点のどのような土壌に対しても、vG-I 式に空気侵入値の補正を加えた修正 vG 式が最もよく適合することが分かった。

表-2 異なる土壌型に対する理化学性の平均値

Table 2 Average values of physical and chemical properties for different soil types

土壌型	土粒子の密度 $\rho_s$ g/cm <sup>3</sup>	有機物含有量 $C$ %	乾燥密度 $\rho_d$ g/cm <sup>3</sup>	砂分 $m_{sa}$ %	シルト分 $m_{si}$ %	粘土分 $m_c$ %
砂 1	2.665	1.15	1.7157	89.3	7.6	3.1
砂 2	2.655	2.28	1.6278	88.8	6.6	4.6
ローム質砂土	2.654	0.30	1.6595	80.1	8.5	11.4
砂質ローム	2.660	1.19	1.6019	75.2	13.5	11.4
ローム	2.642	2.35	1.5566	39.3	48.3	12.4
シルト質ローム	2.628	3.85	1.5075	19.4	69.1	11.5
粘土質ローム	2.630	4.96	1.2570	23.5	46.3	30.2
シルト質粘土ローム	2.610	4.76	1.1800	6.52	59.3	34.2
シルト質粘土	2.616	7.35	1.1250	1.32	49.7	49.0

表-3 PTF とする van Genuchten モデルのパラメーターの評価された回帰結果

Table 3 Regression results for estimating the parameters of the van Genuchten model as the PTF

回帰式	パラメーター	回帰式	重相関係数
	$\theta_s$	$86.78 - 30.07\rho_d + 6.085 \times 10^{-2}m_c + 0.1486C$	0.99935
	$\theta_r$	$-48.58 - 3.059d_g^{1/2} + 27.19\rho_d + 0.7209m_c + 5.667C^{1/2}$	0.99918
	$\ln\alpha$	$6.331 + 7.561 \times 10^{-2}d_g^{-1} - 18.57d_g^{1/2} + 7.592\ln\sigma_g + 0.120m_a - 9.696\rho_d + 0.3952m_c + 0.1277C$	0.99958
vG-I ( $n \neq m$ $m \neq 1$ )	$\ln n$	$-3.883 - 2.808 \times 10^{-2}d_g^{-1} - 7.066d_g^{1/2} - 2.747\ln\sigma_g + 3.733 \times 10^{-2}m_a + 6.089\rho_d + 0.1557m_c + 0.1449C$	0.98310
	$\ln m$	$-18.33 + 0.1202d_g^{-1} + 63.05d_g^{1/2} + 16.40\ln\sigma_g - 0.4485m_a - 8.431\rho_d - 0.5278m_c - 0.3053C$	0.99740
	$\ln m \times n$ ( $\ln v$ )	$-22.21 + 9.215 \times 10^{-2}d_g^{-1} + 55.98d_g^{1/2} + 13.65\ln\sigma_g - 0.4112m_a - 2.342\rho_d - 0.3721m_c - 0.1604C$	0.99491
	$\ln m/n$ ( $\ln \varepsilon$ )	$-14.45 + 0.1483d_g^{-1} + 70.11d_g^{1/2} + 19.15\ln\sigma_g - 0.4858m_a - 14.52\rho_d - 0.6836m_c - 0.4502C$	0.99997
vG-II ( $m=1$ )	$\theta_s$	vG-I モデルと同じ	
	$\theta_r$	$-9.013 + 2.517\rho_d + 0.6092m_c + 4.575C^{1/2}$	0.99699
	$\ln\alpha$	$-10.74 + 9.422d_g^{1/2} + 1.001\ln\sigma_g - 6.567 \times 10^{-2}m_a + 2.254\rho_d + 4.537 \times 10^{-2}m_c - 0.1441C^{1/2}$	0.99906
	$\ln n$	$-4.988 + 4.500d_g + 0.5202\ln\sigma_g - 1.427 \times 10^{-2}m_a + 3.170\rho_d + 2.393 \times 10^{-2}m_c - 2.564 \times 10^{-4}m_a^2$	0.98240

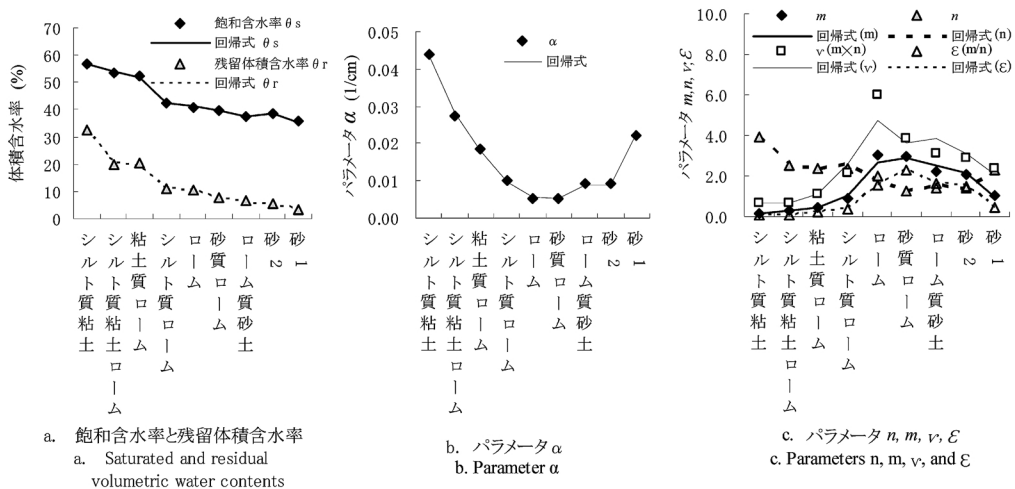


図-7 vG-I モデルにおけるパラメーターの回帰結果

Fig. 7 Regression results for the parameters of vG-I model.

(5) 9つの土壤型ごとに平均的な水分特性曲線を求め、それにvG-I式、パラメーター $m=1$ としたvG-II式、および修正vG式を当てはめた。その結果、修正vG式の適合が最も良好だったが、vG-I式と有効性にほとんど差は見られず、パラメーターの多い修正vG式を適用する意味はあまり無かった。またvG-II式の適合性は若干劣るものの、単純化した式による解析的取り扱いには有効となり得ることを指摘した。

(6) 9つの土壤型の水分特性曲線の特徴について検討した。砂土系、ローム系、粘土系への推移に伴って、飽和体積含水率 $\theta_s$ と残留体積含水率 $\theta_r$ は共に増加した。また、砂土系とローム系では、飽和近くで第1の湾曲部が見られたが、特にローム系でその度合いが大きかった。また、吸引圧の増加に伴う水分量の減少率は、ローム系で小さくなる傾向を示した。

(7) 9つの土壤型の水分特性曲線にあてはめたvG-I

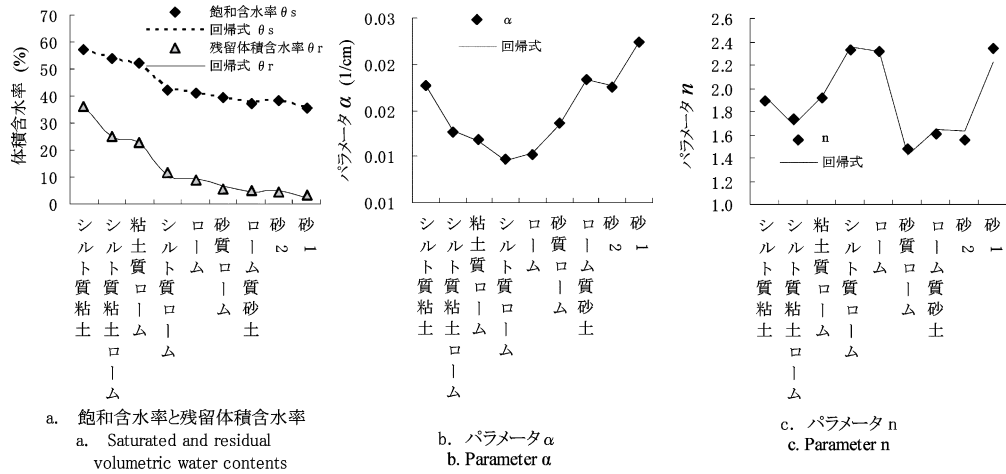


図-8 vG-IIモデルにおけるパラメーターの回帰結果

Fig. 8 Regression results for the parameters of vG-II model.

式のパラメーターについて、検討を行った。 $m$ と $n$ の比である $\varepsilon$ は第1の湾曲の度合を、その積である $\nu$ は第2の湾曲の度合にそれぞれ関係するが、これらはいずれもローム系で大きくなる傾向を示した。また、特に粘土系の土壌の $\varepsilon$ は極めて小さくなった。

(8) 9つの土壌型に関して関数パラメーター回帰法を適用したところ、vG-I式とvG-II式の水分特性曲線のパラメーターは、土壌の理化学的指標と非常に良好な回帰関係を有することが確認された。特にvG-I式で $\nu$ と $\varepsilon$ の回帰式を用いれば、推定精度が向上することが分かった。

以上より、土壌の基礎データとして粒度分布、乾燥密度、有機物含有量の情報が得られれば、ここで提示したvG-I式あるいはvG-II式を利用したPTFから、本調査地域の任意地点の水分特性曲線を推定できることが明らかとなった。なお、本研究では土壌型ごとに水分特性曲線と土壌の基礎データを平均した上でPTFの構築を行なったが、このような方法を採用した場合、通常のPTFとしての利用に加えて、任意地点の土壌型あるいは土性しか与えられない場合にも、その地点の水分特性曲線の概略を提示できるという利点があることにも注意したい。なお、以上の方法により推定される水分特性曲線は、ヒステリシスを無視した単純な分析を行うことを前提にする、地域の水文環境の予測や推定に利用できようが、今後はその有効性についても検証していく必要がある。

ここで提示したようなPTFに関する研究手法は、土壌特性の空間的な変動を伴う広域の水や物質の移動のシミュレーションに必要な基礎的情報を、効率的かつ合理的

に提供するための実際的な方法として、今後とも益々重要になるものと考えられる。

## 謝 辞

野外調査と現地測定に際して、内蒙古通遼市水務局の劉風武、李建国、白顯金、呉文、および科爾沁区水務局の馬永学と王偉の諸氏には、誠に親切な協力を賜った。ここに篤く謝意を表す。さらに、本研究を達成するために多大な支援を賜った中国内蒙古農業大学の朝倫巴根と朱仲元の両教授に感謝する。なお、本研究の初期の段階には、中国の国家自然科学基金(課題番号50169002, 代表: 劉廷璽)と内蒙古科学技術庁(課題番号2001201, 代表: 劉廷璽)の援助を受けた。

## 参 考 文 献

- Arya, L.M. and Paris, J.F. (1981): A physicoempirical model to predict the soil moisture characteristic from particle-size distribution and bulk density data. *Soil Science Society of America Journal*, **45**: 1023-1030.
- Batjes, N.H. (1996): Development of a world data set of soil water retention properties using pedo-transfer rules. *Geoderma*, **71**: 31-52.
- Cosby, B.J., Hornberger, G.M., Clapp, R.B. and Ginn, T.R. (1984): A statistical exploration of the relationship of soil moisture characteristics to the physical properties of soil. *Water Resources Research*, **20**: 682-690.
- Espino, A., Mallants, D., Vanclooster, M. and Feyen, J.

- (1995): Cautionary notes on the use of pedo-transfer functions for estimating soil hydraulic properties. *Agricultural Water Management*, **29** : 235-253.
- Gupta, S.C. and Larson, W.E. (1979) : Estimating soil water characteristic from particle size distribution, organic matter percent, and bulk density. *Water Resources Research*, **15** : 1633-1635.
- Haverkamp, R. and Parlange, J.Y. (1986) : Predicting the water retention curve from particle-size distribution : I. Sandy soils without organic matter. *Soil Science*, **142** : 325-339.
- Hillel, D. (1998) : *Environmental soil physics*. pp. 155-167, Academic Press, New York.
- Kern, J.S. (1995) : Evaluation of soil water retention models based on basic soil physical properties. *Soil Science Society of America Journal*, **59** : 1134-1141.
- 雷 志棟・楊 詩秀・謝 森伝 (1988) : 土壌水の動力学. 清華大学出版社, 北京.
- 劉 廷璽・天谷孝夫・西村直正 (1999) : 中国通遼地区における水資源システムに関する分析. 岐阜大学農学研究報, **64** (7) : 35-45.
- 劉 廷璽・朝倫巴根・天谷孝夫 (1998) : 野外三水転化関係に関する分析シミュレーション. 中日双辺国際学術会議論文集, 中国呼和浩特, pp. 115-122.
- Mcbratney, A.B., Minasny, B., Cattle, S.R. and Vervoort, R.W. (2002) : From pedotransfer functions to soil inference systems. *Geoderma*, **109** : 41-73.
- Minasny, B., Mcbratney, A.B. and Bristow, K.L. (1999) : Comparison of different approaches to the development of pedotransfer functions for water-retention curves. *Geoderma*, **93** : 225-253.
- Nicolaeva, S.A., Pachepsky, Y.A., Shcherbakov, R.A. and Shcheglov, A.I. (1986) : Modelling of moisture regime for ordinary Chernozems. *Pochvovedenie*, **6** : 52-59.
- Pachepsky, Y., Shcherbakov, R.A., Varallyay, G. and Rajkai, K. (1982) : Statistical analysis of water retention relations with other physical properties of soils. *Pochvovedenie*, **2** : 42-52.
- Rawls, W.J., Brakensiek, D.L. and Saxton, K.E. (1982) : Estimation of soil water properties. *Transactions of ASAE*, **25** : 1316-1320.
- Rawls, W.J., Gish, T.J. and Brakensiek, D.L. (1991) : Estimating soil water retention from soil physical properties and characteristics. In : *Advances in Soil Science*, Volume 16. Springer-Verlag, New York.
- Renger, M. (1971) : The estimation of pore size distribution from texture, organic matter content and bulk density., *Z. Kluturtech Flurbereinig*, **130** : 53-67.
- Salchow, E., Lal, R., Fausey, N.R. and Ward, A. (1996) : Pedotransfer functions for variable alluvial soils in Southern Ohio. *Geoderma*, **73** : 165-181.
- Scheinost, A. C., Sinowski, W. and Auerswald, K. (1997) : Regionalization of soil water retention curves in a highly variable soilscape, I. Developing a new pedotransfer function. *Geoderma*, **78** : 129-143.
- Shirazi, M.A. and Boersma, L. (1984) : A unifying quantitative analysis of soil texture. *Soil Science Society of America Journal*, **48** : 142-147.
- Tietje, O. and Hennings, V. (1993) : Evaluation of pedotransfer functions for estimating the water retention curve. *Zeitschrift für Pflanzenernährung und Bodenkunde*, **156** : 447-455.
- Tietje, O. and Tapkenhinrichs, M. (1993) : Evaluation of pedo-transfer functions. *Soil Science Society of America Journal*, **57** : 1088-1095.
- Tyler, S.W. and Wheatcraft, S.W. (1989) : Application of fractal mathematics to soil water retention estimation. *Soil Science Society of America Journal*, **53** : 987-996.
- Van Alphen, B.J., Booltink, H.W.G. and Bouma, J. (2001) : Combining pedotransfer functions with physical measurements to improve the estimation of soil hydraulic properties. *Geoderma*, **103** : 133-147.
- Van Genuchten, M.Th. (1980) : A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils, *Soil Science Society of America Journal*, **44** : 892-898.
- Vereecken, H., Maes, J. and Feyen, J. (1990) : Estimating unsaturated hydraulic conductivity from easily measured soil properties. *Soil Science*, **149** : 1-12.
- Vereecken, H., Diels, J., van Orshoven, J., Feyen, J. and Bouma, J. (1992) : Functional evaluation of pedotransfer functions for the estimation of soil

hydraulic properties. Soil Science Society of America Journal, **56** : 1371-1378.

朱 仲元・劉 廷璽・王 清宇 (1995) : 灌漑水の浸入  
涵養係数を求める一つの簡易な手法—傾向シミュ

レーション積分法. 内蒙古農牧学院学報 (中国), **16**  
(2) : 91-98.

受稿年月日 : 2003年4月7日  
受理年月日 : 2003年8月3日