

東京大学千葉演習林・袋山沢流域における 森林土壌の水分特性

熊谷朝臣*・金子正則**・***・白木克繁*・執印康裕*
鈴木雅一*・太田猛彦*

Hydraulic Properties of Forest Soil in Fukuroyama-sawa Watershed in The Tokyo University Forest in Chiba

Tomo'omi KUMAGAI*, Masanori KANEKO**, ***, Katsushige SHIRAKI*,
Yasuhiro SHUIN*, Masakazu SUZUKI* and Takehiko OHTA*

I. は じ め に

東京大学千葉演習林袋山沢流域では1991年以来、森林生態系における水循環過程を明らかにすることを目的とした研究が続けられている。水循環過程のうち土壌中の水移動について、その支配方程式であるRichards (1931) 式をみれば理解されるように、現象の把握と予測のためには、水移動・水分状態を実測し、透水性、保水性等の土壌水分特性を定量的に評価し、関数化する必要がある。

土壌水分特性は、透水性と保水性の二つの要素からなり、通常、透水性は飽和透水係数及び、不飽和透水係数と圧力水頭、または、体積含水率の関係として、保水性は体積含水率と圧力水頭の関係として表現される。従来、これらの関係の決定のための測定は100 ccまたは400 ccのサンプリングを用いて行われてきたが、サンプル内の孔隙分布・構造が採取地の森林土壌の孔隙分布・構造を十分に反映しているとはいえず、測定される土壌水分特性の採取地に対する代表性については疑問視されている(有光, 1987)。そこで、従来用いられてきたものと比べて大型のサンプリング(内径19.5 cm, 長さ78.0 cm)を用いて採取した不攪乱土壌に飽和・不飽和透水試験を行い、透水性及び保水性を測定する方法が大手ら(1989)により提案された。そこで得られた結果は、サンプル採取地の原位置における土壌水分特性を良好に反映するものであると報告されている(大手ら, 1989; 大手・鈴木, 1990)。

本研究では、上述の方法に準じて、対象森林地において大型土壌サンプリングを用いて非攪乱サンプリングを行い、実験室に持ち帰り、飽和・不飽和透水試験を行った。試験の結果得られた土壌水分特性は、この袋山沢流域で展開されつつある森林生態系における物質循環研究に対して、水移動予測に必要な不可欠な基礎データとして提示されるものである。

* 東京大学大学院農学生命科学研究科森林科学専攻

Department of Forest Science, Graduate School of Agricultural and Life Sciences, The University of Tokyo.

** 東京大学農学部 林学科

Department of Forestry, Faculty of Agriculture, The University of Tokyo.

*** 現勤務先: 建設省土木研究所

Public Works Research Institute, Ministry of Construction.

II. サンプル採取と実験方法

1. サンプル採取

1) サンプル採取地

測定に用いた森林土壌サンプルは東京大学農学部附属千葉演習林袋山沢の流域付近（図-1）の山腹斜面で採取した。採取場所は傾斜約 25° の崩積土堆積地で地質は新第三系砂岩泥岩互層、植生は1929年植栽のスギ・ヒノキ人工林である。採取地の土層断面は、地表面から10 cm までが A_0 層を含む A 層で、それ以下100 cm まで B 層がある。50 cm 以深で直径20 cm ほどの礫状塊が多く見られサンプル採取を困難にした。

2) サンプル採取の方法

サンプラーは長さ80.0 cm、内径20.0 cm、厚さ0.5 cm の塩化ビニール製のパイプを加工して作成した。側面には、テンシオメータのポーラスカップを埋め込むための穴を開け、下端には、同サイズ、同素材のカッター（土中に埋め込みやすいように先が削られ尖っている。）を取り付ける。野外で土壌を採取する際、ポーラスカップ用の穴はゴム栓で塞いでおく。この大型サンプラーを用いた不攪乱土壌サンプルの採取手順は以下の通りである。

- ① 土壌表面にサンプラーを置き、水準器を上に乗せてサンプラーが鉛直下方に向いているかを確認する。
- ② サンプラーの周りの土を排除し、サンプラーの下の土層を高さ約5 cm、半径約22~23 cm の円柱状に切り出す。

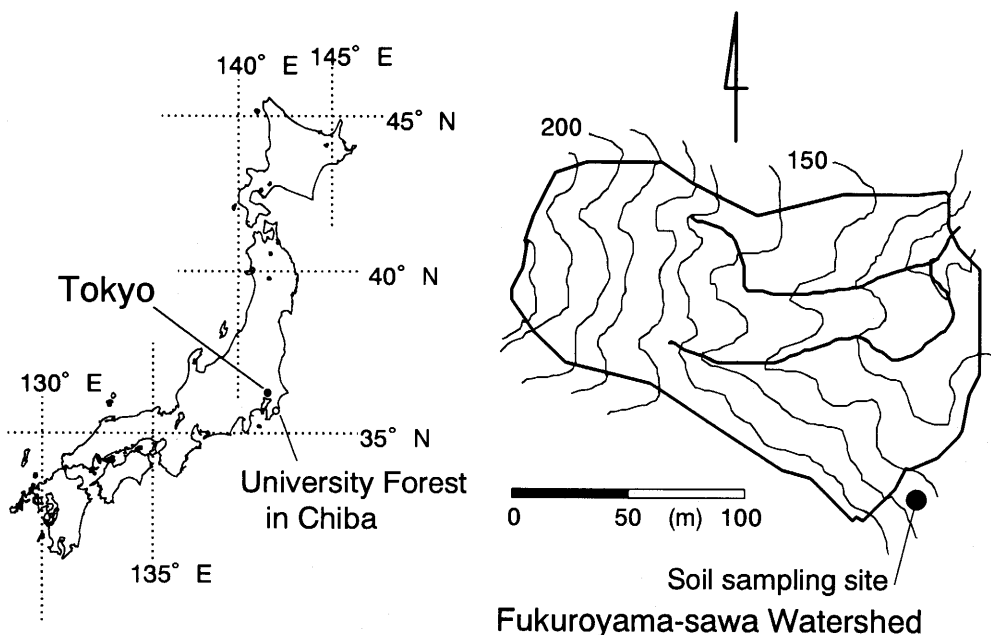


図-1 土壌サンプルの採取地。

Fig. 1. Soil sampling site.

- ③ カッターの剪断によるサンプルの攪乱を抑えながら、サンプラー内壁とサンプルの間に隙間が生じないように、サンプラーを円柱状の土層に徐々に差し込む。その際、サンプラーが鉛直に保たれていることを確認する。

サンプラーを手で差し込むのが困難な場合、木製のハンマーで叩いて差し込む。このとき応力がパイプの周全体に均等にかかるように、サンプラーの上に添木を載せ、これをハンマーで叩く。以上の過程を繰り返すことで、サンプラーは土中に深く差し込まれていく。長さ約 75 cm の森林土壌サンプルがサンプラー内に収められたら、底が抜けないように注意深く横倒しにし、底面を整形し、蓋をする。そして、これをマットレスで包み、なるべく振動を与えないようにして運搬する。

2. 飽和・不飽和透水試験

1) 大型透水試験装置

実験に使用する大型透水試験装置を図-2 に示す。森林土壌サンプル（以下 FS と記す。）の側方には、10 cm 間隔で 6 カ所のテンシオメータ設置用の穴が開けられており、ポーラスカップの先端が内壁から 7 cm の所に位置するようにテンシオメータを挿入する。塩化ビニールパイプ内に水締めによって緊密に豊浦標準砂を充填したカラム（以下 SS と記す。）を用意し、これにも 3 本のテンシオメータを挿入する。そして、FS を SS の上に連結し、これを一つの実験用土壌サンプルとする。標準砂のカラムを設置した理由は、不飽和透水試験時、FS における圧力水頭変化域を低圧力水頭側に拡げるためである（大手ら、1989）。テンシオメータは水マノメータに接続され、その水高を読みとることで挿入されている点の全水頭もしくは圧力水頭を測定する。また、SS 下端にはタンクが接続されており、飽和透水試験の際にはタンクを上げ下げすることによって動水勾配を設定する。不飽和透水試験では、 $2.78 \times 10^{-7} \sim 1.39 \times 10^{-5} \text{ ms}^{-1}$ の流量範囲で水を正確に送り出すことのできる微量定量ポンプを人工降雨装置として使用する。流出量の測定は自動秤をコンピュータに接続して自記記録する。

FS と SS の層番号は、テンシオメータが挿入されている点に挟まれた土層を区分して上から順につ

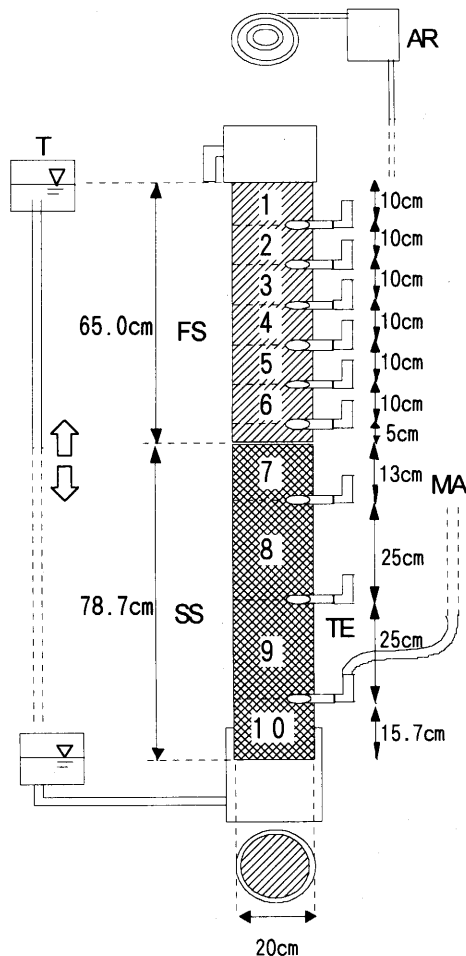


図-2 大型透水試験装置。

AR: 人工降雨装置, FS: 森林土壌サンプル, MA: マノメータ, SS: 標準砂柱, T: タンク, TE: テンシオメータ

Fig. 2. Schematic diagram of a permeability test system.

AR: Artificial rainfall system, FS: Forest soil sample, MA: Manometer, SS: Standard sand column, T: Tank, TE: Tensiometer

けた。

2) 定水位飽和透水試験

最下位にあるタンクを、タンク内に常時水を満たした状態で徐々に上げていくことによって、下層からサンプル土層内を飽和させていく。土層中に空気が残留すると透水性が低下してしまうので、空気を完全に追い出すために、数回に分けてタンクを上げて全土層を完全飽和状態にする。タンクを静置して全水頭分布が定常状態になったら、タンク水面をサンプル地表面の上方に取り付けられた流出口より高い位置まで上げ、上向きの飽和浸透流を発生させる。タンク水面と流出口の高さの差を h 、全土層厚を L とすれば、動水勾配は h/L で表され、タンクの高さを調節することで数段階の動水勾配が設定される。ある動水勾配に対して定常状態になったら、流量を測定すると同時にテンシオメータの値を読みとり全水頭分布を記録する。

3) 人工降雨装置を用いた不飽和透水試験

飽和透水試験の終了後、タンクを最下位まで下げる。これに伴い土層中の水は排水される。重力排水が十分になされた後、人工降雨装置により降雨を与え始める。ポンプの調節により降雨強度を段階的に変化させ、各段階に対する圧力水頭分布と下端からの流量を測定する。ある降雨強度に対して、圧力水頭分布と流量が定常状態になったら、降雨強度を次の段階に移行する。定常状態では、降雨強度と等しい流量の定常浸透流が各土層中で生じている。これに対し、圧力水頭値が変化している土層部分の浸透流は、前段階の降雨強度に等しい定常浸透流から次段階の降雨強度に等しい定常流への推移過程にある。降雨強度を次第に強くしていく過程を吸水過程、次第に弱くしていく過程を排水過程とし、両過程の下で、流量が定常状態になるのを確認するとともに、変化する土層内の圧力水頭分布を時系列で記録する。

なお、全透水試験で、蓋によりサンプル地表面及びタンク水面からの蒸発を防いだ。

III. 実験結果と透水性・保水性の算定

1. 土壌組成

一連の飽和・不飽和透水試験の終了後、サンプル土層の土壌組成を調べた。森林土壌サンプルの土壌組成をサンプル土層毎に、間隙、有機物（根系、落葉落枝及び腐植）、土粒子の体積比率で表したものを図-3に示す。間隙率は、表層から下層へ深さ方向に低下がみられる。第1層では、腐食した落葉落枝及び腐植が多く、有機物に富んでいる。不攪乱で採取されたこのサンプルには、根系は全ての層に存在し、第1層では直径2～3 mm程度、第4層では直径5 cm程度、深さ60～65 cmの層では直径1.5 cm程度の根がそれぞれの層で見られた。

表-1にサンプル森林土壌の比重と粒径分布を示す。粒径分布はJIS A 1204 T-1979の粒度試験法に準じて行われた。比重を求める際、根系及び落葉落枝等の有機物は取り除いた。第1層の比重は、それより深に比べ小さい値であった。また、各層ともシルト分が多い。

なお、サンプル解体の際、サンプラー内壁と土壌の間隙等の森林土壌サンプル採取に伴う攪乱は目視されなかった。

2. 透水性

土中の鉛直一次元飽和・不飽和浸透の運動則であるDarcy則は、鉛直上方を正として Z 軸をとると、次式のように表される。

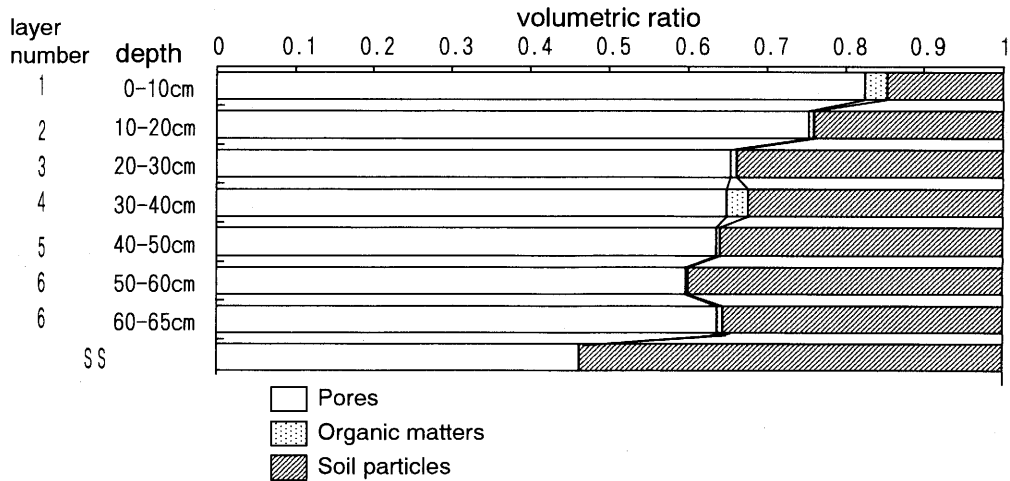


図-3 間隙，有機物，土粒子の体積比率。

Fig. 3. Volumetric ratio of pores, organic matters and soil particles.

表-1 サンプル土壌の比重と粒径分布

Table 1. Specific gravity and grain size distribution of sample soil

layer number	specific gravity (kgm ⁻³)	grain size distribution (%)			
		~0.005 clay	0.005~0.074 silt	0.074~0.42 fine sand	0.42~2.0 (mm) coarse sand
1	2.3×10 ³	6.0	57.0	29.4	7.6
3+4	2.7×10 ³	10.5	73.8	15.3	0.4
5+6	2.7×10 ³	6.8	79.2	13.7	0.3
SS	2.6×10 ³	0	0	2.0	98.0

$$q = -K \frac{\partial \Phi}{\partial z} \quad (1)$$

$$\Phi = \phi + z \quad (2)$$

ここで、 q は水移動フラックス (ms^{-1})、 K は飽和・不飽和透水係数 (ms^{-1}) で圧力水頭または、体積含水率の関数である。 Φ は全水頭 (m)、 ϕ は圧力水頭 (m)、 z は位置水頭 (m) または、 z 軸上の位置 (m) である。

(1) 式は、次式のように差分近似される。

$$q = -K(\phi_{AB}) \frac{\Phi_A - \Phi_B}{z_A - z_B} \quad (3)$$

ここで、添字 A, B は土層内の接近した任意の 2 点を示し、添字 AB は 2 点 A, B 間の土層における代表値を示す。全水頭と圧力水頭の関係は (2) 式に従う。

また, ϕ_{AB} を次式のように表した。

$$\phi_{AB} = \frac{\phi_A + \phi_B}{2} \quad (4)$$

1) 飽和透水係数

定水位飽和透水試験では, タンクの高さの調節により数段階の動水勾配が設定され, 結果として数段階の流出量が設定される。流出が定常状態になったとき, サンプル土層の任意の位置の q は全て, この流出に等しい。また, 飽和状態で K は飽和透水係数 K_s (ms^{-1}) (定数) となる。サンプル土層全体の平均的な K_s は次式によって得られる。

$$q = K_s \frac{h}{L} \quad (5)$$

ここで, h はタンク水面と流出口水面との水位差 (m), L は全土層厚 (m) である。

また, 以上の条件と飽和透水試験によって得られた各流出定常状態における流出量・全水頭分布を用いて, (3) 式により各土層の K_s が求められる。ここで, サンプル地表面, 底面における全水頭値は, それぞれ基準点から流出口水面, タンク水面までの高さを用いる。

サンプル土層全体の平均的な K_s は, 各段階の動水勾配と流出量をプロットした結果から (5) 式の関係により得られる (図-4)。ここで得られた土層全体の平均的な K_s は $2.27 \times 10^{-4} \text{ ms}^{-1}$ となった。また, (3) 式から得られる各層の K_s の分布を図-5 に示す。なお, 測定の際, 上から 5 番

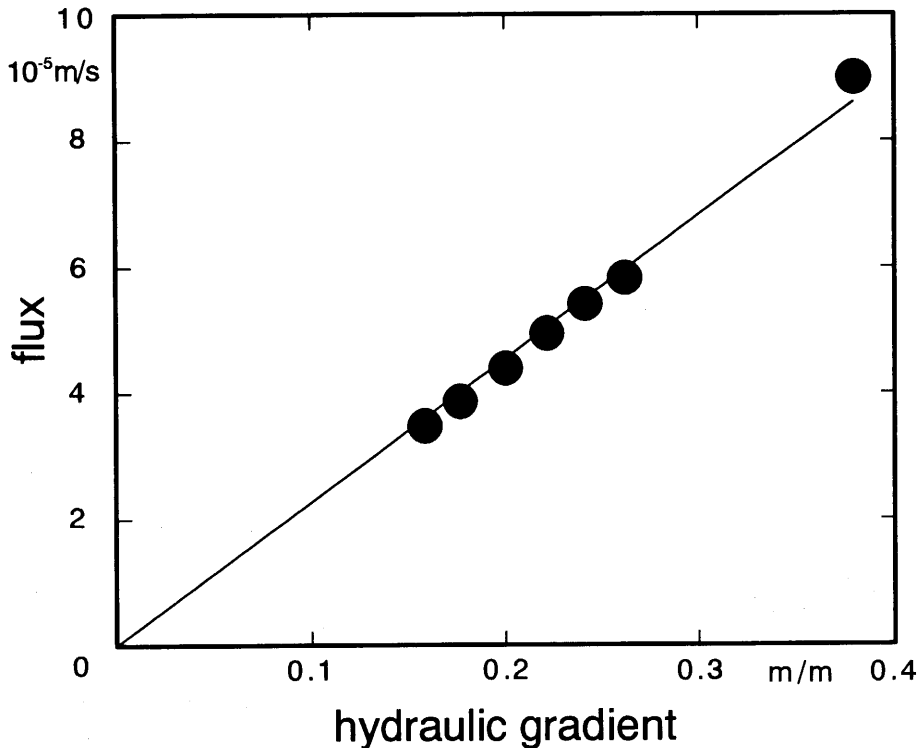


図-4 動水勾配と流量の関係。

Fig. 4. Relationship between flux and hydraulic gradient.

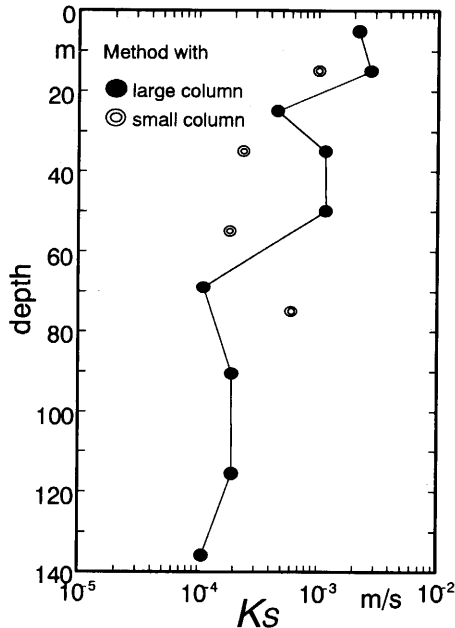


図-5 飽和透水係数の鉛直分布.

 Fig. 5. Vertical distribution of the saturated hydraulic conductivity K_s .

隙を含むか否かにより透水性に大きな違いが生ずる。一般に、本研究で用いたような大型のサンプルの方が飽和状態の透水性に寄与する大孔隙を含む確率が高く、 K_s が大きくなる可能性がある。

2) 不飽和透水係数

段階的に設定された降雨強度（はじめの 34 時間は降雨強度 $4.61 \times 10^{-7} \text{ ms}^{-1}$ ，次の 11.3 時間は降雨強度 $1.65 \times 10^{-6} \text{ ms}^{-1}$ ，…のように）で土壌サンプル上端に降雨を与え，土壌サンプル下端からの流出のハイドログラフと各深度のテンシオメータが示す圧力水頭の経時変化を得る。第 1 段階の降雨を開始してから 123 時間後に第 9 段階の降雨を終了させ，54 日後にサンプルを解体した。吸水過程で降雨強度を次の段階に移行させると，上層から圧力水頭の上昇が始まり，下層へ伝播する。やがて，全てのテンシオメータの圧力水頭値が定常となり，下端からの流出量も降雨強度と同値となり定常となる。排水過程では，上層から圧力水頭の減少が始まり，やがて圧力水頭値の分布と流出量が定常となる。各段階における定常状態の流出量はサンプル土層の任意の位置の q に等しい。よって，各段階における定常状態の流出量，圧力水頭値の分布を用いて (2), (3), (4) 式から各土層の不飽和透水係数－圧力水頭関係（以下 $K-\phi$ 関係と記す。）が算出される。得られた $K-\phi$ 関係を両対数グラフに，吸水過程と排水過程とを区別してプロットした (図-6)。 $K-\phi$ 関係を表現する式として Brooks and Corey (1964) により提案された次式がある。

$$\begin{aligned}
 K &= K_s \left(\frac{\phi_{cr}}{\phi} \right)^\eta & (\phi < \phi_{cr}) \\
 K &= K_s & (\phi \geq \phi_{cr})
 \end{aligned} \tag{6}$$

目のテンシオメータの調子が悪く，適当と思われる値を示さなかったので，第 5, 6 層をまとめて厚さ 20 cm の一つの層として取り扱った。FS における K_s は，SS に比べ 1 オーダー大きく，飽和状態での森林土壌の透水性の高さが示されている。また，FS では，上層から下層にかけて間隙率が低下しており，これに伴う K_s の深さ方向の低下がみられた。SS における K_s は各層ではほぼ等しく，標準砂の均質性が反映されている。

また，大型土壌サンプルと同じ地点で採取した，400 cc の小型サンプルから得られた K_s も併せて図-5 に示す。従来，行われる小型サンプルを用いて測定される K_s は過小な値になることが知られているが，3 深度で小型サンプルの K_s は大型サンプルより小さな値である。しかし，最深度で採取された小型サンプルは大型サンプルで難透水性を示す部分に相当するが，この小型サンプルには大孔隙が存在し，透水試験の際この孔隙を通して水が流れたため， K_s が大きな値となった。大小さまざまな孔隙がランダムに分布する森林土壌では，サンプルに大孔

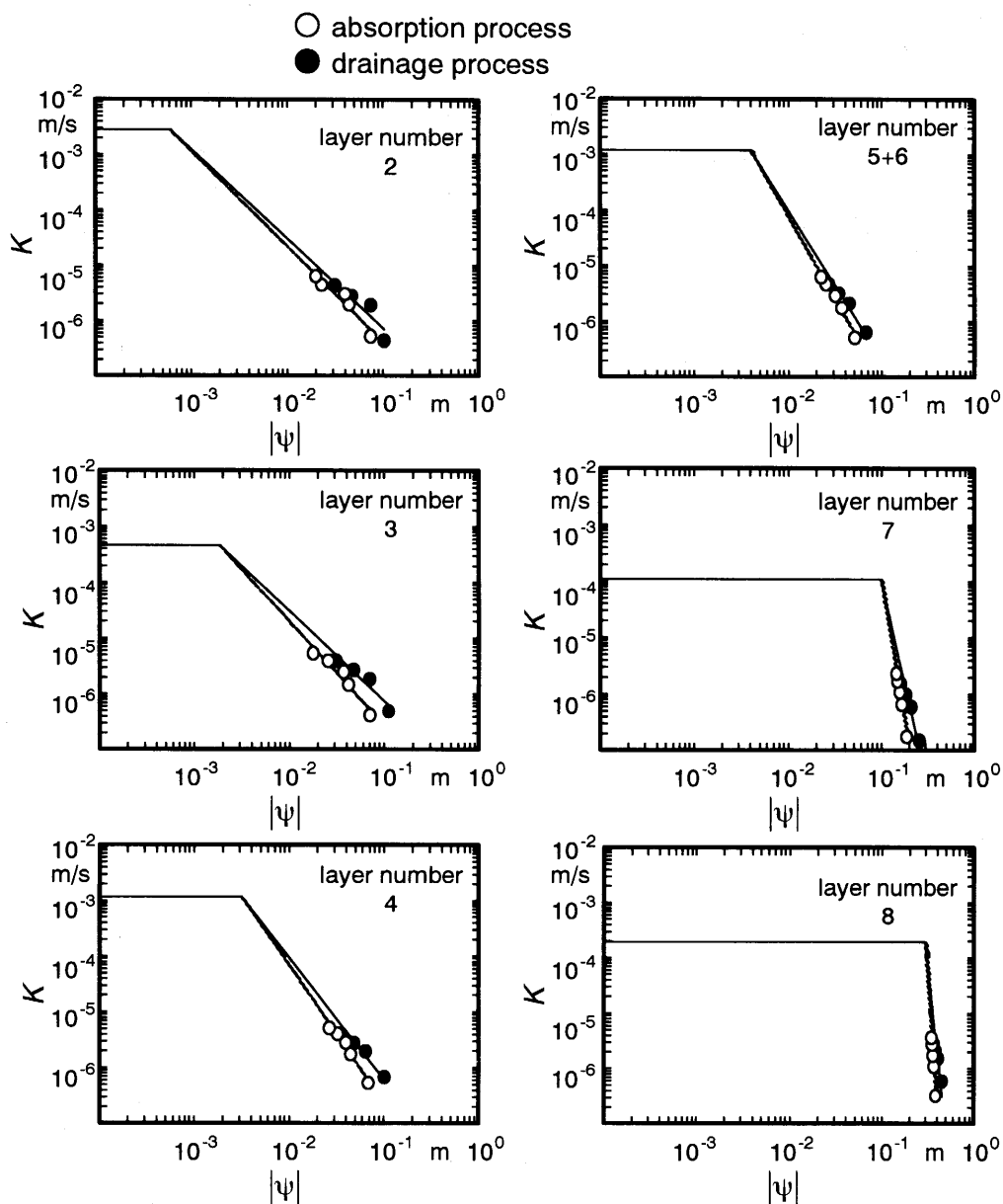


図-6 不飽和透水係数と圧力水頭の関係.

Fig. 6. Relationships between the unsaturated hydraulic conductivity K and pressure head $|\psi|$.

ここで、 ϕ_{cr} は飽和状態から不飽和状態になるときの圧力水頭で限界毛管水頭 (m) とよばれる値、 η は圧力水頭の低下に対する不飽和透水係数の低下を示すパラメーターである。

測定された $K-\phi$ 関係により (6) 式の示す曲線を回帰してパラメーター、 ϕ_{cr} 、 η が算出され、各土層における (6) 式による回帰曲線が得られる。図-6 に、得られた回帰曲線を併せて示す。また、

表-2 飽和透水係数 K_s と決定された ϕ_{cr} , η Table 2. Saturated Hydraulic conductivity K_s and determined ϕ_{cr} and η for Brooks and Corey type formula

layer number	ψ_{cr} (m)	η		K_s (ms ⁻¹)
		absorption process	drainage process	
2	-6.00×10^{-4}	1.73	1.62	2.75×10^{-3}
3	-1.80×10^{-3}	1.85	1.61	4.56×10^{-4}
4	-3.10×10^{-3}	2.45	2.18	1.16×10^{-3}
5+6	-4.00×10^{-3}	3.00	2.71	1.17×10^{-3}
7	-9.75×10^{-2}	9.87	7.12	1.10×10^{-4}
8	-2.91×10^{-1}	23.37	14.68	1.19×10^{-4}

各土層の ϕ_{cr} , η に K_s を併せて表-2 に示す。

限界毛管水頭の絶対値 $|\phi_{cr}|$ は、土壌の最大孔隙の毛管上昇高に相当し、孔隙の毛管上昇高は孔隙径と反比例の関係にあるから、この値が小さいほど最大孔隙径が大きいことを意味する。 $|\phi_{cr}|$ は、図-6 において直線の勾配が変わる点であり、その値は表-2 に示される通りである。表-2 によれば、 $|\phi_{cr}|$ は、FS で小さく、SS (第8層) で大きい。また、深さ方向に増加する。つまり、森林土壌は標準砂より最大孔隙が大きく、また、土壌生成過程の影響で、表層ほど大孔隙が存在すると推測される。 η は孔隙径の分布幅を表現するパラメーターで、この値が大きいほど分布幅が狭くなり、均質な孔隙構造を持つことを意味し、逆に小さいほど不均質な孔隙構造を持つことを意味する。 η は、図-6 において直線の勾配であり、その値は表-2 に示されている。FS で小さく、SS で大きいことから、森林土壌の孔隙構造の不均質性と標準砂の孔隙構造の均質性が良く現れている。また、FS で深さ方向に増加していることから、表層の土壌ほど外界の影響を受けるため、より不均質な構造を持つことがわかる。また、吸水過程と排水過程でヒステリシスがみられた。

3. 保水性

鉛直一次元浸透の連続式は次式で表される。

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = - \frac{\partial q}{\partial z} \quad (7)$$

ここで、 θ は体積含水率 (m³m⁻³)、 t は時間 (s) である。

$\theta = \theta(\phi(z, t))$ より、 $\partial \theta / \partial t = d\theta / d\phi (\partial \phi / \partial t)$ であるから、これを (7) 式に代入して、次式が得られる。

$$\frac{d\theta}{d\phi} = - \frac{\partial q}{\partial z} / \frac{\partial \phi}{\partial t} \quad (8)$$

不飽和透水試験で設定された各降雨強度段階において、ある段階から次の段階に移行する際、土壌サンプル下端からの流出のハイドログラフには、非定常区間が存在する。この非定常区間に

におけるフラックス変化 ((8) 式中の $\partial q/\partial z$) と圧力水頭変化 ((8) 式中の $\partial \psi/\partial t$) を用いて, (8) 式により $d\theta/d\psi-\psi$ 関係が得られる。(8) 式を数値的に解くために, 次式のように差分近似する。

$$\left. \frac{d\theta}{d\psi} \right|_{\psi=\psi_L^{n+1/2}} = - \frac{q_i^{n+1/2} - q_{i-1}^{n+1/2}}{z_i - z_{i-1}} / \frac{\psi_L^{n+1} - \psi_L^n}{\delta t} \quad (9)$$

ここで, i は z 軸上に設定された節点の番号, L は節点 i と $i+1$ に挟まれた層の番号, n は時間ステップ, δt は二つの時間ステップ間の時間 (s) である。また, (9) 式中で, 以下の式を決める。

$$\psi_L^n = \frac{\psi_i^n + \psi_{i-1}^n}{2} \quad (10)$$

$$\psi_k^{n+1/2} = \frac{\psi_k^n + \psi_k^{n+1}}{2} \quad (11)$$

$$q_i^{n+1/2} = \frac{q_L^{n+1/2} + q_{L+1}^{n+1/2}}{2} \quad (12)$$

ここで, k は i または, L である。また, (1), (2) 式より, 次式が決められる。

$$q_L^{n+1/2} = -K(\psi_L^{n+1/2}) \left(\frac{\psi_i^{n+1/2} - \psi_{i-1}^{n+1/2}}{z_i - z_{i-1}} + 1 \right) \quad (13)$$

ここで, K は (6) 式に本研究で決定されたパラメーターを代入して決められた。

ハイドログラフの非定常区間における各測定時間, 各位置の ψ を用いて, (9)~(13) 式より各土層 L の $d\theta/d\psi-\psi$ 関係が得られる。ただし, 定常状態に近い区間では, $\partial q/\partial z$ と $\partial \psi/\partial t$ はともに

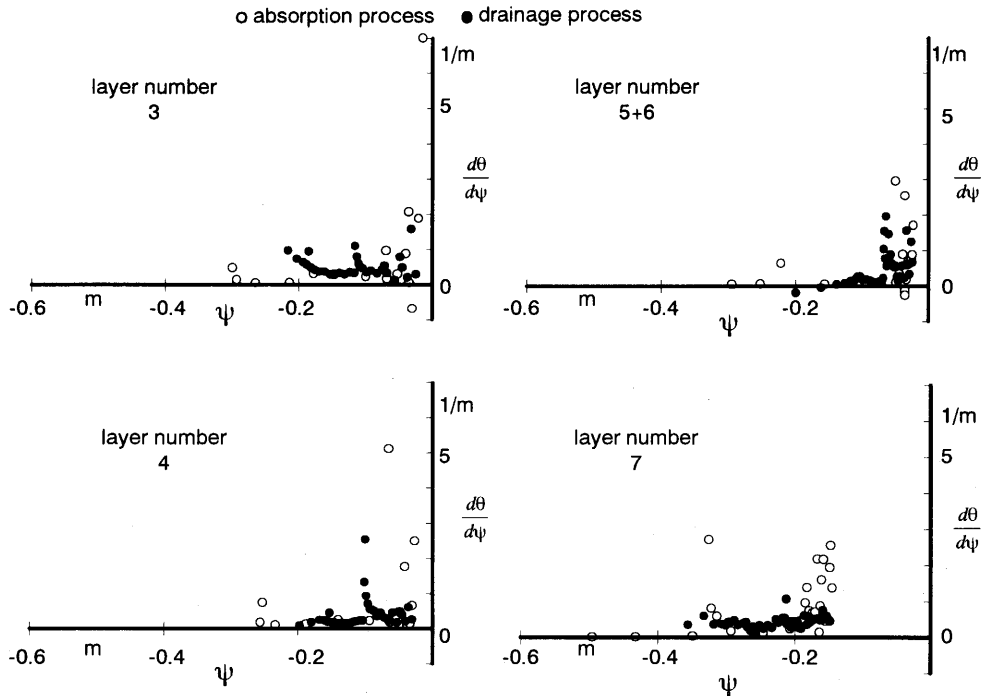


図-7 算定された $d\theta/d\psi-\psi$ 関係。

Fig. 7. Estimated $d\theta/d\psi-\psi$ relationships.

微小となり、 $d\theta/d\phi$ の値がばらつく可能性があるため、非定常状態であることの認定を次の式で行った。

$$\left| \frac{\phi_i^{n+1} + \phi_{i+1}^{n+1}}{2} - \frac{\phi_i^n + \phi_{i+1}^n}{2} \right| \geq 10^{-3} \quad (14)$$

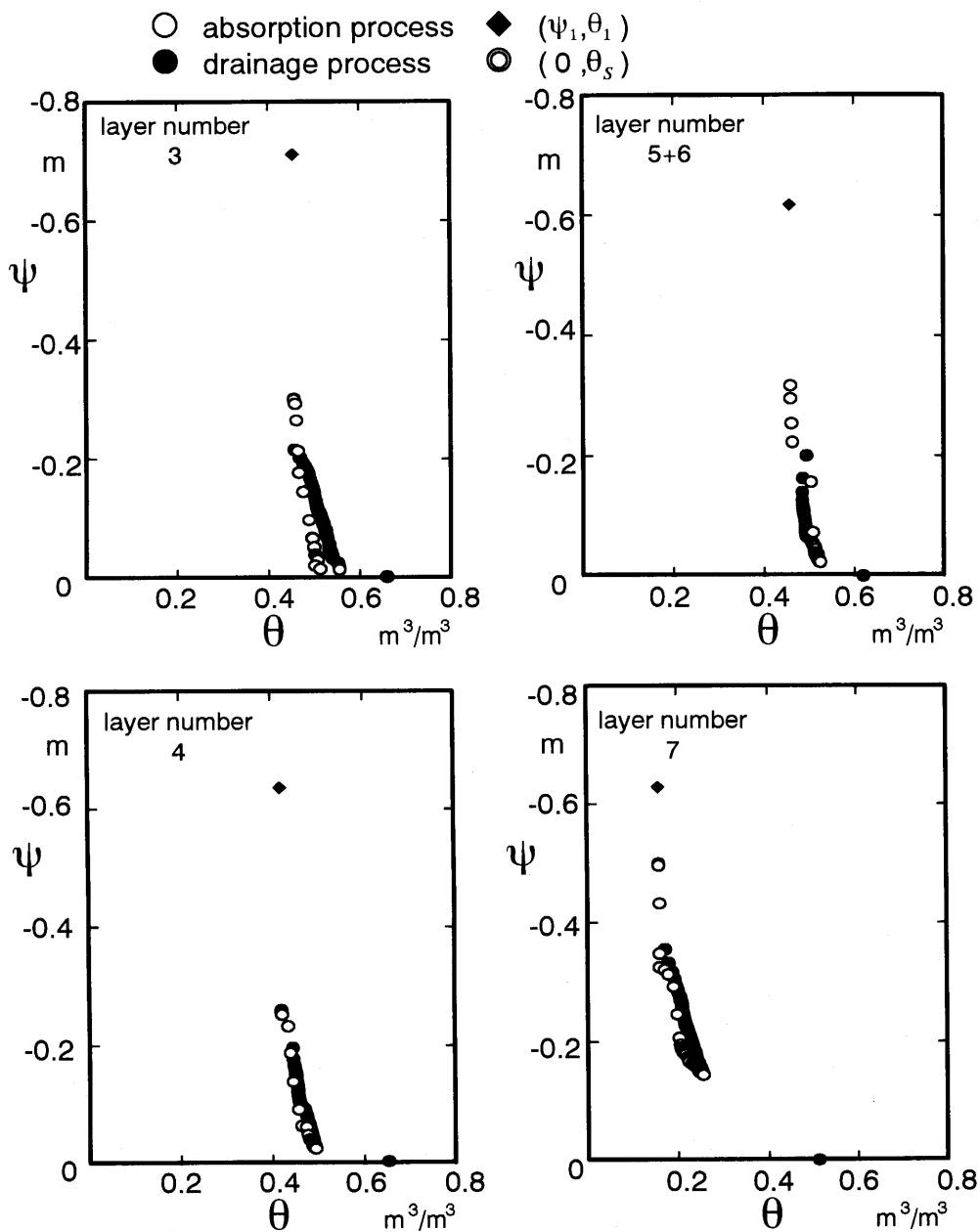


図-8 算定された $\theta-\phi$ 関係。

Fig. 8. Estimated $\theta-\phi$ relationships.

(14) 式の条件を満たす ϕ を用いて計算を行った。得られた $d\theta/d\phi-\phi$ 関係を図-7 に示す。

$d\theta/d\phi-\phi$ 関係は、 $d\theta/d\phi$ を ϕ で数値積分することで $\theta-\phi$ 関係 (体積含水率と圧力水頭の関係であり、水分特性曲線とよばれる。) となる。 $\theta-\phi$ 関係において、 $\theta=\theta(\phi)$ として、 $\theta_j=\theta(\phi_j)$, $(d\theta/d\phi)_j=d\theta(\phi_j)/d\phi$, (ここで、 j は吸水過程から排水過程に至る ϕ の変化に対応し、 $j=1, 2, 3, \dots$ である。) とすると、 $d\theta/d\phi$ を ϕ で数値積分した結果は次式で表される。

$$\theta_j = \theta_1 + \sum_j \left(\frac{d\theta}{d\phi} \right)_{j+1/2} (\phi_{j+1} - \phi_j) \quad (15)$$

ここで、 $(d\theta/d\phi)_{j+1/2} = ((d\theta/d\phi)_j + (d\theta/d\phi)_{j+1})/2$ である。

(15) 式を用いて $\theta-\phi$ 関係中の点 (ϕ_j, θ_j) を決めるためには、 (ϕ_1, θ_1) なる点を決める必要がある。不飽和透水試験開始時の初期圧力水頭値は、飽和透水試験終了後にタンクを最下位に置き、重力排水がなされた後に測定された。不飽和透水試験における第9段階の降雨終了後、約49日間の無降雨期間が設けられ、流出が完全に停止した後にサンプル解体を行い、その際、最終圧力水頭値が測定された。初期圧力水頭値は、最終圧力水頭値より0.4 mほど高い値であり、無降雨期間における圧力水頭値の逓減過程に同じ圧力水頭値が存在する。しかし、この期間のハイドログラフをみると、初期圧力水頭値と同じ圧力水頭値から最終圧力水頭値に至る過程の中で、流出はほとんど無い。よって、不飽和透水試験開始時と終了時で体積含水率はほぼ等しいと考えられる。以上から、最終圧力水頭値を ϕ_1 、サンプル解体時の体積含水率を θ_1 とし、また、 θ_1 を重力によって排水されずに土層内に残留している毛管水及び吸着水による体積含水率 (残留体積含水率) θ_r (m^3m^{-3}) とした。さらに、飽和状態の体積含水率は間隙率に等しいので、これを飽和体積含水率 θ_s (m^3m^{-3}) とすると、点 $(0, \theta_s)$ が存在する。 (ϕ_1, θ_1) と (15) 式を用いた計算の結果得られた $\theta-\phi$ 関係、点 $(0, \theta_s)$ を図-8 に示す。図-8 により、第3, 4, 5+6層の $\theta-\phi$ 関係が高含水率域で推移していることがわかる。これは、本研究で用いたサンプルが新第三紀層を母材とする森林土壌でありシルト分に富んでいるため、気乾状態においては微細な孔隙が吸着水及び毛管水を多く保持しており、また、飽和状態では大きな間隙率のため土層中に水分を多く含むためと考えられる。また、吸水・排水過程のヒステリシスが第3層でみられる一方、第4, 5+6層ではみられなかった。

土壌の水分特性曲線 ($\theta-\phi$ 関係) において、 θ は θ_s と θ_r の間で変化することとなるため、次式で定められる有効飽和度 Θ を導入する。

$$\Theta = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \quad (16)$$

(16) 式によれば Θ は0~1の値をとる。また、 Θ は以下で記すように水分特性曲線を表現する各種モデルの中で頻繁に用いられる。以前から水分特性曲線を表現するモデルは多く提案されている。「はじめに」に述べたように本研究の目的は、袋山沢流域における水移動予測のための基礎データの提示である。よって、ここでは土壌物理学や水文学の分野で広く用いられる三つの水分特性曲線モデルを本研究の対象サンプルに適合させ、それぞれのモデルの適合パラメーターを提示した。適合に用いた水分特性曲線モデルを以下に示す。

$$\begin{aligned} \Theta &= \left(\frac{\phi - \phi_{cr}}{\phi} \right)^\lambda & (\phi < \phi_{cr}) \\ \Theta &= 1 & (\phi \geq \phi_{cr}) \end{aligned} \quad (17)$$

表-3 決定された水分特性曲線モデルの適合パラメーター
Table 3. Determined fitting parameters for water retention models

layer number	θ_s (m ³ m ⁻³)	θ_r (m ³ m ⁻³)	equation (17)		equation (18)	equation (19)	
			ψ_{cr} (m)	λ	ψ_{0T} (m)	m	ψ_{0V} (m)
3	0.658	0.454	-1.80×10^{-3}	0.500	-8.92×10^{-3}	0.387	-1.88×10^{-3}
4	0.652	0.420	-3.10×10^{-3}	0.552	-1.35×10^{-2}	0.436	-4.16×10^{-3}
5+6	0.620	0.458	-4.00×10^{-3}	0.452	-1.51×10^{-2}	0.381	-3.52×10^{-3}
7	0.512	0.158	-9.75×10^{-2}	3.234	-5.53×10^{-2}	0.724	-8.41×10^{-2}

(17) 式は Brooks and Corey (1964) により提案されたモデルである。ここで、 λ は水分特性曲線の曲がり方を与える無次元パラメーターである。また、(17) 式で表現される水分特性曲線は点 (ϕ_{cr} , θ_s) を通る。

$$\theta = \left(1 + \frac{\phi}{\phi_{0T}}\right) \exp\left(-\frac{\phi}{\phi_{0T}}\right) \quad (18)$$

(18) 式は谷 (1982) により提案されたモデルである。ここで、 ϕ_{0T} は (18) 式で表される水分特性曲線の変曲点における圧力水頭 (m) である。

$$\theta = 1 / \left\{1 + m \left(\frac{\phi}{\phi_{0V}}\right)^{1/(1-m)}\right\}^m \quad (19)$$

(19) 式は van Genuchten (1980) により提案され、Kosugi (1994) により修正されたモデルである。ここで、 m は 0~1 の値を持つ無次元パラメーター、 ϕ_{0V} は (19) 式で表される水分特性曲線の変曲点における圧力水頭 (m) である。

測定から算出された θ - ϕ 関係と (17), (18), (19) 式で表現される水分特性曲線モデルのそれぞれを用いて回帰分析した結果、得られたそれぞれのモデルの適合パラメーターを表-3 に示す。なお、モデルの適合に用いた θ - ϕ 関係は、吸水過程のみとした。

IV. 検 討

水分特性曲線モデルの適合度を表す指標として、計算値と実測値の残差平方の平均値 ASR を定義した。各サンプル土層について (17), (18), (19) 式を適合させたときの ASR を表-4 に示す。全てのサンプル土層で (19) 式が最も良い適合を示した。(17) 式も比較的良好な適合を示し、(18) 式は標準砂層以外、すなわち森林土壌層では計算値が実測値から大きく外れ、パラメーターが一つである (18) 式は本地域の森林土壌を表現するには不適であることが分かった。表-3 に示された適合パラメーターによる (17), (19) 式の適用例を図-9 に示す。(17), (19) 式を ϕ で微分して得られる $d\theta/d\phi$ を実測から算定された $d\theta/d\phi$ - ϕ 関係に適用した結果も併せて示す。対象地域の森林土壌層である第 4 層の θ - ϕ 関係では、最大径の孔隙から排水がはじまるときの圧力水頭に対応する ϕ_{0V} , ϕ_{cr} が近似しているため、(17), (19) 式の両者でその適合に違いはない。しかし、両者の $d\theta/d\phi$ を比較すると ϕ_{0V} , ϕ_{cr} 付近で大きな違いがある。 $d\theta/d\phi$ は Richards 式におけるある点の体積含水率の時間変化を示す項を支配しているため、飽和・不飽和水移動計算を行う際、(17), (19) 式のいずれを用いるかによって飽和領域付近で水収支に大きな違いが生じると予想される。

表-4 決定された水分特性曲線モデルの適合度

Table 4. Goodness of fit of determined water retention models

layer number	ASR $\times 10^4$		
	equation (17)	equation (18)	equation (19)
3	1.17	7.36	1.02
4	0.96	4.98	0.63
5+6	1.40	4.12	0.96
7	0.71	0.39	0.20

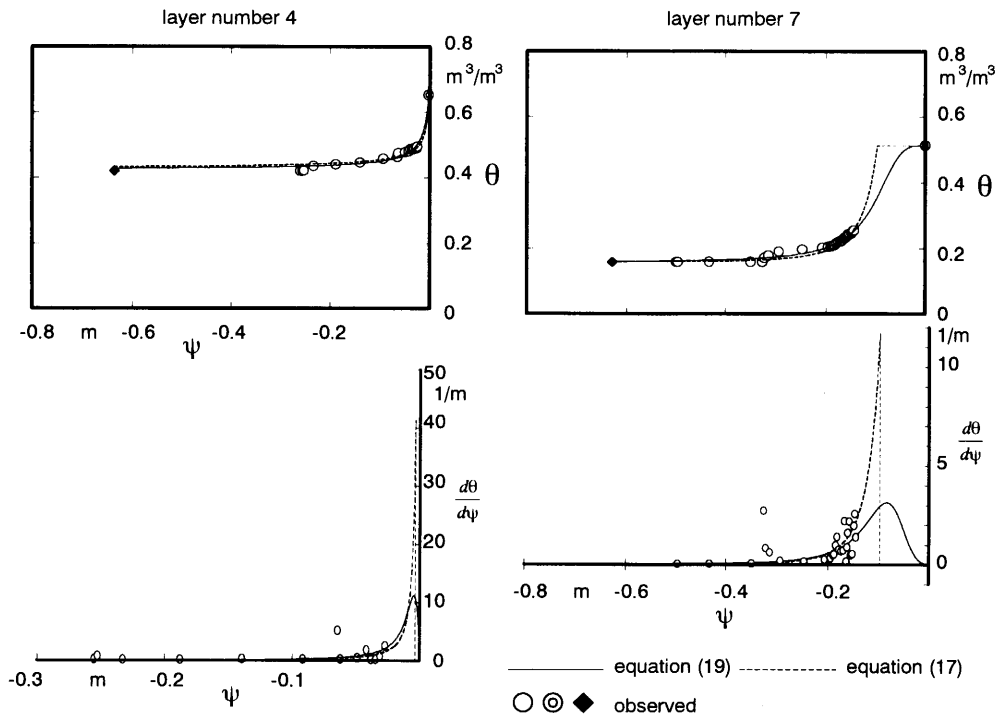


図-9 適用された水分特性曲線モデル。

Fig. 9. Fitted water retention model.

参考までに、標準砂（第7層）に対する(17),(19)式の適合の結果をみると、 $\theta-\psi$ 関係では飽和領域付近で両者に大きな違いが生じている。一般に、 ϕ_{cr} が小さい緊密かつ均質な孔隙構造を持つ土壌では(17),(19)式は飽和領域付近で一致しない。また $d\theta/d\psi$ の違いは第4層ほどではない。

大手・鈴木(1990)は、母材が風化花崗岩である森林土壌の水分特性について報告している。彼らの報告に比較して、新第三紀層を母材とする本地域の森林土壌は間隙率が大きく、 $\theta-\psi$ 関係において土壌水分の変化が高含水率域で推移している。これは、微細孔隙が多く分布しているためであると考えられる。また、高圧力水頭域(本地域の森林土壌では、 $-0.05\sim 0$ m)で、体積含水率が大きく変化しており、大手・鈴木(1990)の報告($-2.0\sim -1.0$ m)から考えて、微細孔隙が多い一方で孔隙径分布全体では径の大きな孔隙の占める割合が多いことが予想される。

謝 辞

本研究を進めるに当たり、東京大学農学部附属千葉演習林のスタッフの方々に多くのご便宜を払って頂いた。ここに記して、深甚の謝意を表します。

なお、本研究は金子の平成5年度東京大学農学部卒業論文の一部に加筆・修正を加えたものである。

要 旨

東京大学千葉演習林袋山沢流域における水循環過程に関する研究への基礎データとして対象地域の森林土壌の水分特性を提示することを目的に、大型サンプラーを用いて対象地域の森林土壌を採取し、飽和・不飽和透水試験を行った。測定の結果、対象地域の森林土壌の組成、飽和透水係数、不飽和透水係数と圧力水頭の関係($K-\phi$ 関係)、体積含水率と圧力水頭の関係($\theta-\phi$ 関係)が、鉛直方向に区分された土層毎に得られ、新第三紀層を母材とする森林土壌の水分特性が明らかにされた。また、 $K-\phi$ 関係、 $\theta-\phi$ 関係を表現するいくつかのモデルと測定結果との適合パラメータが決められた。

キーワード：袋山沢、新第三紀層、森林土壌、大型透水試験装置、土壌水分特性

引 用 文 献

- 有光一登(1987)森林土壌の保水のしくみ. 199 pp., 創文, 東京.
Brooks, R. H. and A. T. Corey (1964) Hydraulic properties of porous media. Hydrol. Pap. Colorado State Univ., 3, 1-27.
Kosugi, K. (1994) Three-parameter lognormal distribution model for soil water retention. Water Resour. Res., 30, 891-901.
大手信人・鈴木雅一・窪田順平(1989)森林土壌の土壌水分特性(I) 飽和-不飽和透水特性の鉛直分布の測定法と2, 3の測定結果. 日林誌, 71, 137-147.
大手信人・鈴木雅一(1990)森林土壌の土壌水分特性(II) 大型土壌サンプルを用いる飽和・不飽和透水試験による体積含水率-圧力水頭関係の測定法とその適用. 日林誌, 72, 468-477.
Richards, L. A. (1931) Capillary conduction of liquids through porous mediums. Physics, 1, 318-333.
谷 誠(1982)一次元鉛直不飽和浸透によって生じる水面上昇の特性. 日林誌, 64, 409-418.
van Genuchten, M. T. (1980) A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. Soil Sci. Soc. Am. J., 44, 892-898.

(1997年4月30日受付)

(1997年9月12日受理)

Summary

The hydraulic properties of forest soil in Fukuroyama-sawa Watershed in The Tokyo University Forest in Chiba were obtained as basic information for studies on the hydrological cycle. Forest soils were sampled from the study site using a large size sampler and saturated-unsaturated permeability tests were conducted with the large soil column. Soil component structure, saturated hydraulic conductivity, the relationship between unsaturated hydraulic conductivity and pressure head ($K-\phi$ relationship) and the relationship between volumetric water content and pressure head ($\theta-\phi$ relationship) of each soil layer of a sampled column were obtained by this method. The hydraulic properties of forest soil whose parent material originated from the Neogene system were clarified. Parameters

fitting some models for the $K-\phi$ and $\theta-\phi$ relationships in the sample soil were determined, and the goodness of fit of these models was discussed.

Key words: Fukuroyama-sawa, Neogene system, Forest soil, Permeability test system with large soil column, Hydraulic properties of soil

Input and Output Flux of Inorganic Nutrients in Decomposing Leaf Litter of Japanese Cedar

Yasuji HARUTA and Ichio NIOH

The pattern of release of inorganic nutrients from decomposing Japanese Cedar leaf litter was studied for 5 years. Loss of nutrients from the litter was generally higher in the summer. Elution of calcium and magnesium continued without much fluctuation until the end of the experiment. Most of the potassium was lost at a very early period, suggesting that the loss was related to the leaching rather than decomposition. Phosphorus was lost mainly in the summer during the initial stage, suggesting that its loss was related to the decomposition. Other nutrients, such as sodium, iron, sulfur and chlorine, did not show any distinct pattern of release.

Hydraulic Properties of Forest Soil in Fukuroyama-sawa Watershed in The Tokyo University Forest in Chiba

Tomo'omi KUMAGAI, Masanori KANEKO, Katsushige SHIRAKI, Yasuhiro SHUIN,
Masakazu SUZUKI and Takehiko OHTA

In order to obtain the hydraulic properties of forest soil in Fukuroyama-sawa Watershed in The Tokyo University Forest in Chiba, forest soils were sampled from the study site using a large size sampler (19.5 cm in diameter). Saturated-unsaturated permeability tests were conducted with the large soil column. Structure, permeability, and water retention of each soil layer of a sampled column were examined. The parameters of some models for permeability and water retention, which are necessary to predict water movement in soils, were determined.