

土壤構造の発達に伴う森林土壌の水分特性の変化

京都大学農学研究科 ○林 祐妃・小杉 賢一朗・水山 高久

1. はじめに

林地斜面を覆っている森林土壌の保水性と透水性は、雨水の鉛直浸透現象に大きな影響を及ぼすため、山地河川の降雨流出波形形成や表層崩壊発生に密接に関連している。森林土壌の保水性と透水性は、植生の影響を受けて形成された二次的な孔隙のみで決まっているわけではなく、母材やその風化具合によって特徴付けられる土粒子の性質にも依存している。このため、森林土壌化に伴う保水性と透水性の変化と、それが雨水浸透に及ぼす効果については、不明な点が多く残されている。そこで本研究では、森林土壌の不攪乱サンプルを用いて孔隙径分布を計測した後に、同じサンプルを攪乱して二次的な孔隙を取り除いた状態で再び計測を行い、両者の結果を比較することにより、植生が土壌の孔隙組成に及ぼす影響を抽出した。次に、その結果から保水性・透水性をモデル化し、森林土壌化に伴う曲線形状の変化を議論した。最後にモデル化した保水性と透水性を用いて数値シミュレーションを行い、森林土壌化が雨水鉛直浸透に及ぼす影響を検討した。

2. 試験方法

六甲山（花崗岩）と桜島（火山灰土）において、数種類の森林から不攪乱土を、100cc サンプラーを用いて採取した。六甲山ではヒノキ林 2 箇所、広葉樹の新規植栽地、ブナ林、アカマツ林、コナラ林、桜島ではマツ林、針広混交林、広葉樹林の合計 9 箇所を対象とした。六甲では表層から深さ 20cm までは 5cm ごとに、深さ 20cm から 90cm までは 10cm ごとに採取し、桜島では表層から深さ 50cm まで 10cm ごとに採取した。六甲山のサンプルは土壌の粒度により粗粒土壌 (R2) と細粒土壌 (R1) の 2 タイプに分けた。桜島 (S) の粒度は R1 より小さかった。不攪乱サンプルを用いて pF 試験を行った後、同じ土壌を攪乱して pF 試験を繰り返した。

3. 結果と考察

3. 1. 孔隙量の度数分布

図-1 には、pF 試験の結果を pF=0.7, 1.7, 2.7, 4.2 の 4 点で区切り、各階級に属する孔隙の量（単位体積土壌中の体積）と、不攪乱土と攪乱土の孔隙量の差の度数分布を示した。一般に、pF 1.7 以下の水は重力によって速やかに移動する重力水と呼ばれる。また、pF 1.7~4.2 の水は毛管水と呼ばれ、その内でも pF 1.7~2.7 の水は、降雨直後に土層内に貯留され、その後徐々に排水される毛管移動水と考えられている。このため pF 1.7~2.7 の孔隙量が森林土壌の保水能力の指標とされてきた。（真下, 1960）

図の右列（不攪乱土の孔隙量から攪乱土の孔隙量を引いた値）より、土壤構造の発達により pF 1.7 以下の大孔隙は増加傾向にあるが、pF 1.7~4.2 では減少傾向にあり、pF 4.2 以上では再び増加傾向になることが分かる。特に保水能力の指標とされてきた pF 1.7~2.7 の孔隙量は、多くの土壌で減少していることから、森林土壌は保水性に乏しいこと、もしくはこの指標が必ずしも適切なものではないことが指摘される。また、pF 0.7~4.2 では、R1, R2, S の攪乱サンプルが互いに異なる孔隙量を示すのに対

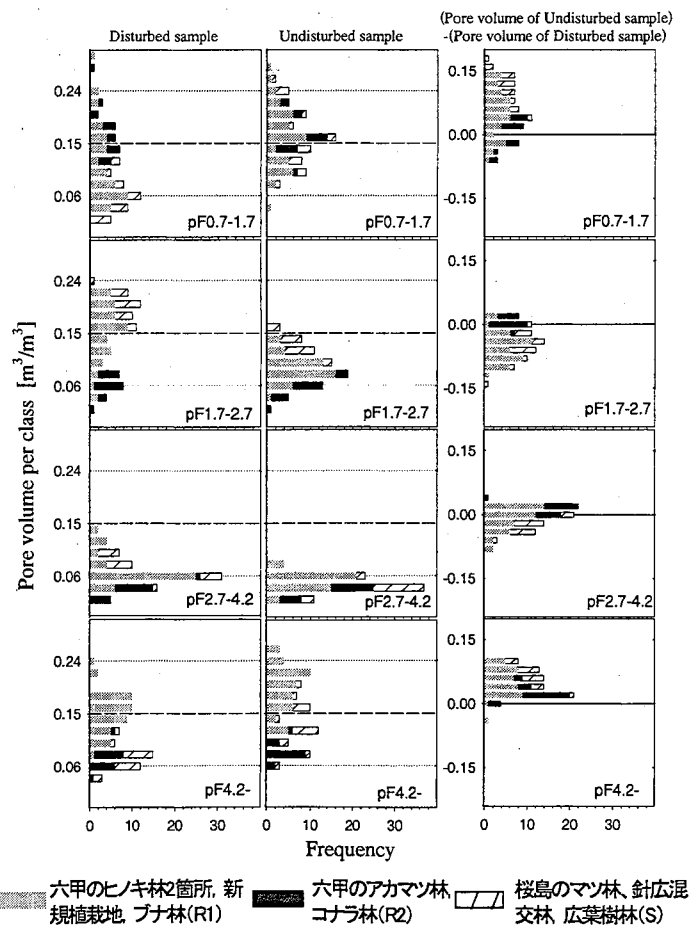


図-1.不攪乱土（左）と攪乱土（中央）の孔隙量（単位体積土壌中の体積）と両者の差の度数分布。

し、不攪乱土ではその差が小さくなっているのが分かる。つまり、母材が違って、植生の影響を受けて土壌の二次構造が発達することにより、互いに似た孔隙径分布を持つようになると思われる。

### 3. 2. 保水性・透水性曲線の変化

各攪乱・不攪乱土の水分特性曲線に、モデル関数 (Kosugi,1996) を当てはめ、孔隙径分布を示すパラメータを算出した。その平均値と標準偏差を示したものが図-2である。 $\theta_s$ は飽和体積含水率 (全ての孔隙が水に満たされた時の含水率)、 $\theta_r$ は、残留体積含水率 (水が移動できる孔隙の全てから水が抜けたときの含水率) を示している。

また、 $\sigma$ は、孔隙径分布の分布の幅を示し、 $r_m$ はメジアン孔隙径 (孔隙径分布の中央値) を示す。図-2 (a) より、攪乱から不攪乱土になると $\theta_s$ と $\theta_r$ ともに増加傾向にあるが、 $\theta_s$ の増加量の方が大きく、 $\theta_s$ と $\theta_r$ の差で表される有効孔隙量も増加する傾向があることがわかる。いずれの分類の不攪乱土も、平均  $0.32\text{cm}^3/\text{cm}^3$  の有効孔隙量を有していた。図-2 (b)より、 $\sigma$ と $r_m$ ともに攪乱から不攪乱土になると増加しており、増加量は、分類にかかわらず似ていることが分かる。さらに、 $\sigma$ と $r_m$ の値と各分類における土壌の粒径の間には、正の相関が見られた。図-2に示したパラメータの平均値を用いることで、図-3の含水率 $\theta$ -圧力水頭 $\psi$ 曲線が得られた。攪乱から不攪乱土になると、曲線は緩やかになり、より大孔隙部分の体積が増加する傾向で、いずれの分類でも変化の傾向は似ていた。さらに、図-2のパラメータ平均値と実測された飽和透水係数の平均値をモデル関数 (Kosugi,1996) に代入することで、各分類の攪乱・不攪乱土の透水係数 $K$ - $\psi$ 曲線が得られた (図-4)。 $r_m$ の大きい不攪乱土の場合、飽和付近の $K$ は攪乱土よりも大きい、 $\psi$ の低下に伴って直ちに大孔隙から水が抜けるために $K$ は大きく減少し、乾燥領域では攪乱土よりも小さな透水性となった。

### 3. 3. 雨水鉛直浸透の数値シミュレーション

図-3, 4に示した曲線を用い、雨水の鉛直浸透過程の数値シミュレーションを行った。厚さ 90cm の土層を仮定し攪乱土もしくは不攪乱土の水分特性を与えた場合と、厚さ 90cm の攪乱土層上に厚さ 90cm の攪乱土もしくは不攪乱土層を想定した場合について計算した。何れの計算でも、土層下端に定常地下水面を仮定し、土層上端から図-5上段に示した降雨波形を入力した。計算結果 (図-5) より、不攪乱土の水分特性を与えた場合の方が、流出開始が遅れ、ピーク流量が減少し、降雨後の逓減時の流量が増加していることがわかる。すなわち、不攪乱土がより大きな雨水貯留能を有していると考えられる。ただし R1 については、土層の厚さ 180cm の場合に、不攪乱土がより大きなピーク流量を示すことがあった。これは、より多くの先行降雨が土層内に貯留されていたためと考えられた。

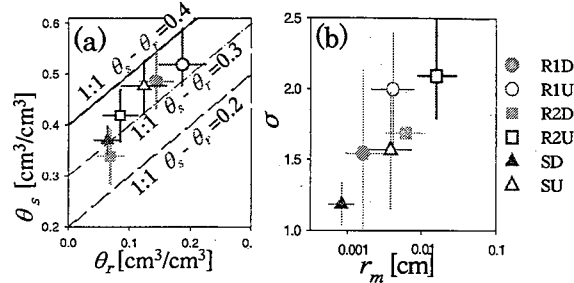


図-2. パラメータの平均値。凡例に示した、R1とR2は順に六甲の細粒と粗粒、Sは桜島を示す。DとUは攪乱と不攪乱サンプルを示している。

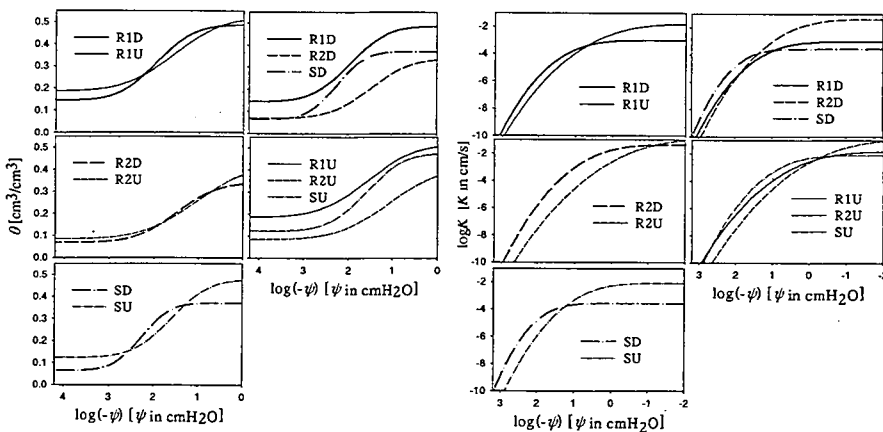


図-3. 土壌水分特性曲線

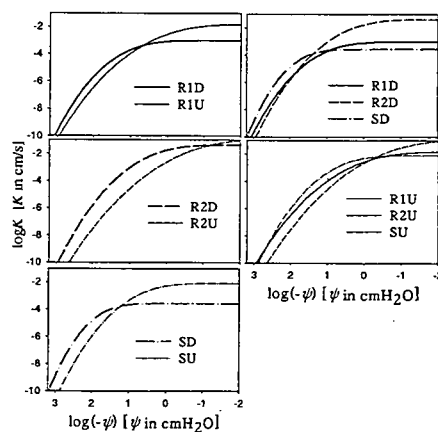


図-4. 透水係数  $K$  と圧力水頭  $\psi$  の関係

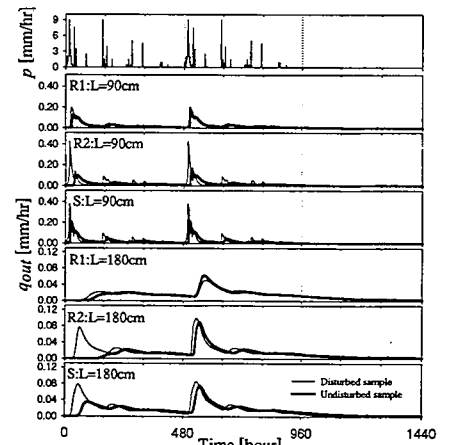


図-5. 降雨  $p$  と下端流出量  $q_{out}$  の経時変化 (Lは土層厚を示す)

引用文献 : Kosugi, K. (1996) Lognormal distribution model for unsaturated soil hydraulic properties. *Water Resour.Res.*32: 2697-2703

真下育久(1960) : 森林土壌の理化学性とスギ, ヒノキの成長に関する研究, 林土調報 11