

II-76 不飽和土壌中における雨水の流動について

室蘭工業大学 学生員 熊谷 恭人
室蘭工業大学 正員 藤間 聡

1. はじめに

丘陵斜面における降雨流出機構を解明するために、我々は室蘭地方を対象として流出試験地を設け水文観測ならびに土壌の水分移行特性に関する実験を行っている¹⁾。本研究は現地土壌の水分特性曲線と不飽和透水係数の測定により、不飽和土壌中における雨水の流動を物理的に解明しようとするものである。

2. 流域概要

対象とする流域は図1に示す面積0.029km²の小流域で、北の谷、南の谷および河道部分により構成される。流域の土層構造は地表面から順にA₀₀層、有機質砂のA₀層、火山灰質砂のA₁層よりなる。A₀₀層は表土であり草木の根茎が発達している。A₀層はいわゆる黒ボクと呼ばれる土で、現地において団粒構造が発達している。A₁層は黄色土で中に直径5~10cmのレキを含む。

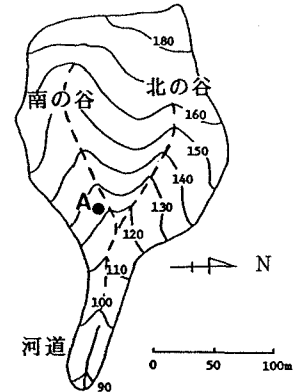


図1 流域概要図

3. 土壌実験

土壌内水分移行特性を把握するため、土柱法による水分特性曲線の測定と、不飽和透水試験による不飽和透水係数の測定を行った。実験試料は図1のA点から雨水の経路と予測されるA₀、A₁層の土壌について攪乱土を採取し、それを実験試料として用いた。

3.1 水分特性曲線の測定

土柱法の実験装置は内径12.5cm、長さ70cmの塩ビパイプを用いて製作した。同装置は縦に2分割でき任意高さの体積含水率を測定できるようにになっている。

土柱法の結果を図2に示す。図中の実線および破線はVan Genuchtenの理論式(2)式により²⁾本実験結果の傾向線を出したものである。

$$Se = (\theta - \theta_r) / (\theta_s - \theta_r) \quad \dots (1)$$

$$Se = [1 / \{1 + (\alpha |\psi|)^n\}]^{1/m} \quad \dots (2)$$

ここに、Se；有効飽和度、 θ ；体積含水率、 θ_s ；飽和体積含水率、 θ_r ；残留体積含水率、 n, m ， α ；定数である。図2において特徴的なことは以下に述べる2点である。

第1点としてA₀層の水分特性曲線においてサクシヨン55cmでヒステリシスが17.5%の差があるのに対して、A₁層の水分特性曲線ではサクシヨン55cmでヒステリシスは10.0%の差しかない。第2点としてA₀、A₁層の水分特性曲線を重ね合わせるとA₀層吸水過程の水分特性曲線が体積含水率55%、サクシヨン13cmでA₁層排水過程の水分特性曲線と交差する。

3.2 不飽和透水係数の測定

不飽和透水係数の測定は加圧式試験器により行った。不飽和透水係数 k は、測定しようとするサクシヨン

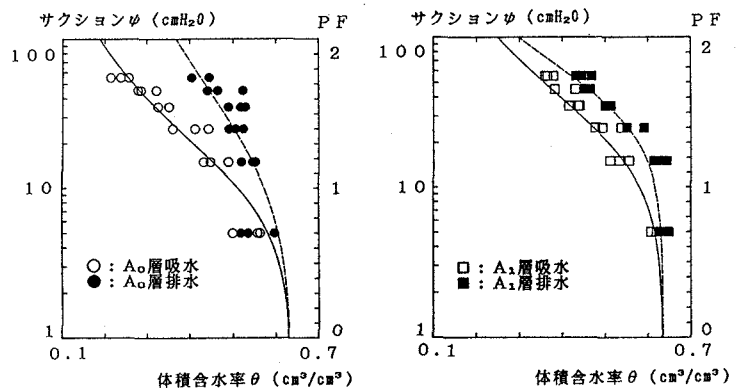


図2 土壌水分特性曲線

と等価の正圧をかけ、土中水が平衡状態に達したときの、単位面積流量 q と Δz 隔てた2地点のサクシヨン差 Δh を測定し、(3)式により求めた。

$$k = -q / (\Delta h / \Delta z + 1) \quad \dots(3)$$

図3は不飽和透水試験の実験結果である。図中のサクシヨン $1\text{cmH}_2\text{O}$ には A_0 、 A_1 層の飽和透水係数それぞれ $1.46 \times 10^{-3}\text{cm/s}$ 、 $2.68 \times 10^{-3}\text{cm/s}$ の値を記載している。

同図より A_0 層の不飽和透水係数は測定範囲で飽和透水係数の約1/10の値をとり、 A_1 層の不飽和透水係数は飽和透水係数と比較して、それほど変化のない値をとることが分かる。また、 $60\text{cmH}_2\text{O}$ 以下の低サクシヨンにおいては A_0 層の不飽和透水係数の値が常に A_1 層よりも高い値を示す。

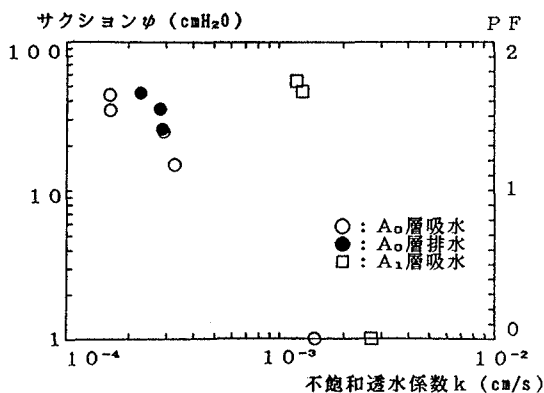


図3 不飽和透水係数

4. 雨水流動特性

本流域の雨水流出経路は、降雨時に表面流の発生がないことから主に側方浸透流によるものと考えられる。ここで、現地土壤観測および土壌実験結果から側方浸透流の発生メカニズムを考察すると次のようになる。

- (1) 雨水は A_0 層の吸水サクシヨンにより土層面に対して垂直に浸透し、 A_0 層の飽和度の増加に伴い、雨水は重力の作用を受け鉛直方向へ浸透方向を変化させる。また、雨水は A_0 層の飽和度が80%以上になるまで A_0 層内に貯留される。
- (2) A_0 層の土壤が飽和状態に近くなると、雨水は重力の作用のもとで移行し、 A_0 層から A_1 層への雨水の浸潤が始まる。その後、土層境界面で A_1 層内に移行できない雨水が不飽和側方浸透流となって斜面下方へ流下し、斜面下方において A_1 層との境界部分に飽和帯を形成し飽和側方浸透流を発生させる。一方、 A_1 層への雨水の移行は、不飽和透水係数の高いものから低いものへの移行のため鉛直方向より斜面下方に流動方向を変化させる。(図4-①)
- (3) 最終的に A_0 層内では、(2)で形成した飽和帯の領域を斜面上方部へ増加させ、また、 A_1 層内でも A_0 層との境界面に同様の飽和帯を形成し、そこで飽和側方浸透流を発生させる。(図4-②)

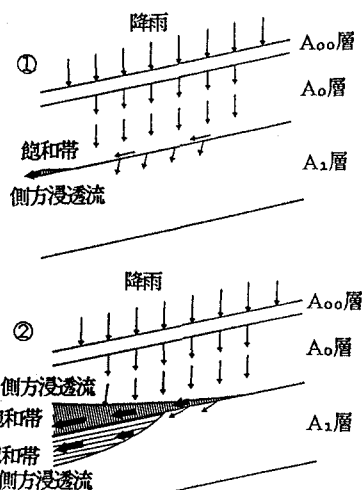


図4 流出機構モデル図

5. むすび

本研究では攪乱土を用いて室内実験を行ったが、同一試料を繰返し用いると A_0 層の土は水による有機質分の洗い流しなどにより構造を破壊し易いということが判明した。このことから現地土壤において A_0 層は、落葉などによる有機質分の供給のある上層部においては団粒構造を発達させ、雨水の流出経路になると予想される A_1 層との境界面では構造を破壊し実験の条件と近似した状態になっていると考えられる。今後は、実験試料の採取点を上流側斜面域にとり、上流域における雨水の移行特性を把握する所存である。

本研究は、平成元年度文部省科学研究補助金一般研究(C)(藤間、NO.63550369)の補助により行われたことを付記し謝意を表します。

参考文献

- 1) 中田・藤間・嵯峨: 室蘭流出試験地における土層構造と不飽和透水係数 北海道支部論文報告集46 pp.337-340 1990.
- 2) 日野幹雄共著: 洪水の数値予報 森北出版 PP.67-76 1989.