

II-30

室蘭流出試験地における土層構造と
不飽和透水係数

室 蘭 工 業 大 学 学 生 員 中 田 朋 樹
室 蘭 工 業 大 学 正 員 藤 間 聡
苫 小 牧 工 業 高 等 専 門 学 校 正 員 嵯 峨 浩

1. はじめに

丘陵地における降雨一流出系の物理機構を解明するために、著者らは流出試験地を設け水文観測を行っている¹⁾。本報告は、表層土壌内の土中水移行特性を把握するために、試験地より土壌を採取し、室内実験において土壌水分特性曲線及び飽和・不飽和透水係数の測定を行い、その結果を報告するものである。

2. 試験地の土質特性

室内実験に用いた土壌は、図-1に示す2地点から、攪乱状態で採取した。NO.1土壌採取地点は、流域上流の谷が合流する斜面域で、植生は広葉樹を主とする林部である。NO.2地点は、河道右岸側の傾斜の緩い斜面域で、植生は丈の短い草地である。土壌は地表より深さ1mの範囲より採取し、土質柱状図を図-2に示す。各層の状態を目視によって観測した結果、NO.1地点においてA_{ae}層は、表面から2cm程

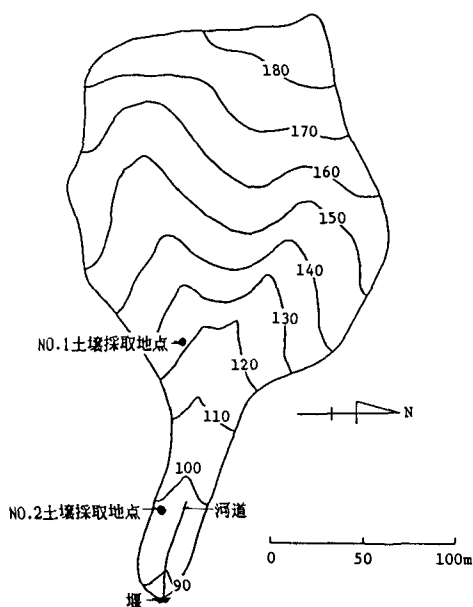


図-1 流域概要図

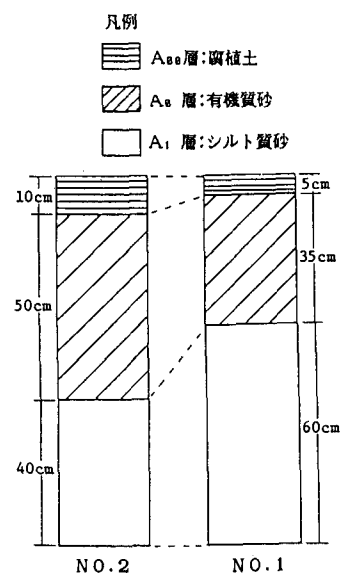


図-2 土質柱状図

度の深さまで未分解の落葉が堆積しており、層内は空隙が多く弾力性に富んでいる。A_a層は、黒ボクと言われるものであり、層内は樹木の根が斜面と平行に発達しており、掘削断面の数カ所には、厚さ2cm、幅20cm程度の砂層が存在している。A_i層は、黄色土で、樹木の根及び空隙は認められない。NO.2地点においてA_{ae}層は、雑草の根が編目状に密に発達しており、空隙は少なく弾力性はNO.1地点に比べて小さい。A_a層は、黒ボクで層内に鉛直方向に根が伸びており、枯れた根による空隙が認められる。A_i層は、黄色土で直径20cm程度のレ

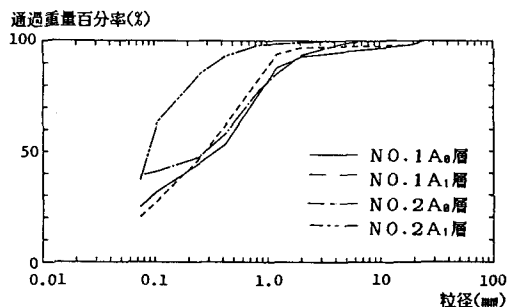


図-3 粒径加積曲線

Soil Layer Structure and Unsaturated Hydraulic Conductivity in the Muroran Experimental Basin
by Tomoki NAKATA, Satoshi TOHMA, Hiroshi SAGA

キを含んでおり、地下水面はこのレキ層内に存在する。比重試験の結果は、NO.1地点のA₀層 2.421、A₁層 2.494、NO.2地点のA₀層 2.594、A₁層 2.694であった。また、粒度試験の結果を図-3に示す。粒度分布は、NO.1地点でA₀層A₁層ともほぼ同一の分布形状をしており、NO.2地点では、A₀層は0.25mm以上の粒度分布はNO.1地点とほぼ同一形状を示して、A₁層は他の層と分布形状が異なり、粗砂以上の成分が10%以下と少なく細粒分が多くなっている。また、NO.2地点の粒度分布はNO.1に比べシルト以下の成分が約2倍程度多くなっている。以上の結果より、土質分類はNO.1地点のA₀層は有機質砂、A₁層はシルト質砂（高液性限界）、NO.2地点のA₀層は有機質砂、A₁層はシルト質砂（低液性限界）と分類される。また、土壤の物理特性を考察すると、NO.1地点の試料は、NO.2地点に比べて細粒分が少なく、透水性は高いと推測される。また、NO.1地点の試料は、NO.2地点に比べ比重が0.2程度小さい。これは、NO.1地点の植生が林部で有機質生産量が多く、NO.2地点より土壤の有機質が多いためと考えられる²⁾。

3. 土壤水分特性曲線

土中水はその保持形態により、吸着水と自由水に分けられ、さらに自由水は毛管水と重力水に分けられる。これら土中水のうち、降雨浸透、地下水涵養に直接関係するものは、毛管水と重力水である。これら土中水の流動を解析するために必要な水理定数として、土壤水分特性曲線と不飽和透水係数がある。ここでは、土壤水分特性曲線の測定について述べる。用いた測定法は、図-4に示す土柱法とテンシオメーター法である。土柱法は、内径12.5cm、長さ70cmの塩ビ管の底に、直径2mm程度の砂をフィルターとして用い、塩ビ管に初期含水率20~30%、空隙率60±5%になるように試料を充填し、吸水過程は一定水位、一定水温の越流水槽に、土柱の下端5cmが水没するように設置し吸水を開始させる。排水過程は、同一条件で試料を充填した土柱を、深さ1mの水槽に立て、水位を5時間程度で土柱の高さになるように上昇させ、その水位を保って24時間放置し試料を飽和させた後、越流水層に設置し排水を開始させる。土中水が平衡に達するまで放置した後、土柱を縦に2分割し、自由水面より10cmごとに試料を採取し、体積含水率を測定した。また、ここで土柱の直径を12.5cmとしたのは、後述する不飽和透水係数測定装置の直径に合わせるためである。テンシオメーター法は、直径20.2cm、高さ15.4cmの塩ビ管に、土柱法と同一条件で試料を充填し、塩ビ管の中心に直径17mm、長さ60mmのテンシオメーターを取り付け、テンシオメーター内に

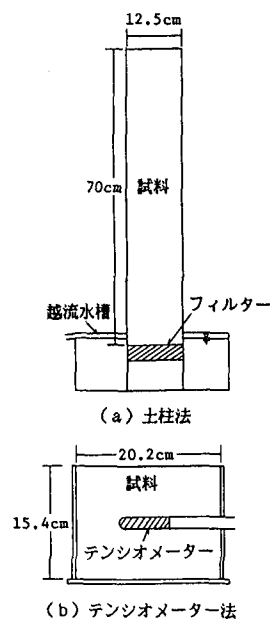


図-4 水分特性曲線測定装置概要図

表-1 パラメータ値

	NO. 1		NO. 2	
層	A ₀	A ₁	A ₀	A ₁
θ_r	0.2	0.2	0.2	0.3
θ_s	0.55	0.6	0.43	0.65
α	0.035	0.033	0.08	0.022
n	3.15	3.2	1.45	3.95

脱気水を入れ、マノメーターによってサクションを測定する。マノメーターの値が一定になるまで放置した後、テンシオメーターの周囲から試料を採取し、体積含水率を測定した。また、装置の大きさはテンシオメーターの大きさの影響を少なくするために土柱法より大きくした。測定中は各方法とも、試料上面からの土中水の蒸発を防ぐために樹脂膜で密封した。土壤水分特性曲線の測定結果を図-5~図-7に示す。いずれの図においても●印はA₀層の吸水過程、○印はA₁層の排水過程、■印はA₀層の吸水過程、□印はA₁層の排水過程の測定値で、実線はA₀層、破線はA₁層の傾向線で、(1)式で定義されるVan-Genuchten式で算出したものである³⁾。

$$Se = [1 / \{1 + (\alpha \psi)^n\}]^{1-1/n} \quad (1)$$

ここに、

$$Se = (\theta - \theta_r) / (\theta_s - \theta_r)$$

n : 定数、 S_e : 有効飽和度、 θ_r : 最小体積含水率、 θ_s : 飽和体積含水率である。これらパラメーターの

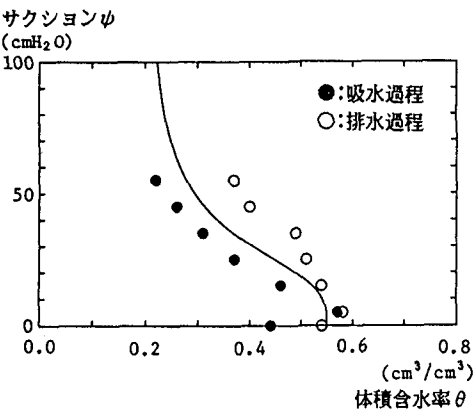


図-5 N0.1 A₀層土壌水分特性曲線

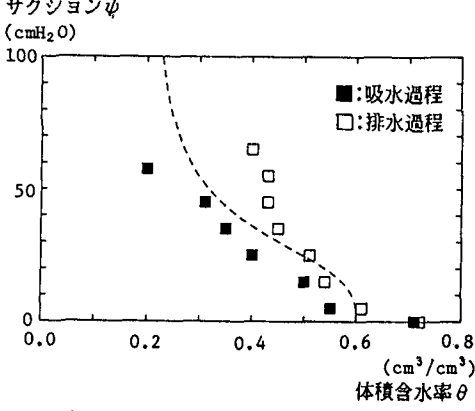


図-6 N0.1 A₁層土壌水分特性曲線

値を表-1に示してある。図-5はN0.1地点のA₀層の土壌水分特性曲線で、体積含水率の分布は吸水過程で0.2~0.6、排水過程で0.2~0.6程度の間で分布している。吸水過程でサクシヨンの増加とともに含水率が著しく減少するのは、粗粒分が多く60%粒径が0.6mm程度であり毛管径が比較的大きく、毛管上昇高が低いためと考えられる。排水過程は、吸水過程に比べ含水率の減少は小さい。これは、土粒子間間隙が大きく間隙保水量が多いためと推測される。次に、図-6はN0.1地点のA₁層の土壌水分特性曲線で、含水率の分布は吸水過程で0.2~0.7、排水過程で0.4~0.7程度の間で分布している。含水率の変化は、A₀層とほぼ同様の傾向を示しているが、60%粒径が0.3mm程度とA₀層より小さく、含水率はA₀層より吸水過程で0.05程度多くなっている。図-7はN0.2地点のA₀層A₁層の土壌水分特性曲線で、まず、A₀層の含水率の分布は吸水過程で0.2~0.4、排水過程で0.35~0.5程度の間で分布している。含水率の変化は、サクシヨンが20cmまでの小さい領域で含水率の変化量は0.1程度と大きく、それ以上の領域ではほとんど変化しない。これは、サクシヨンの小さい領域は粗粒分の影響が卓越しており、サクシヨンの大きい領域は細粒分が40%程度あるために細粒分の表面保水による影響が大きいと推測される。また、吸水過程と排水過程の含水率の差は0.1程度と小さいのは、空隙量が少なく空隙径が一様であると考えられる。A₁層の含水率の分布は吸水過程で0.25~0.65、排水過程で0.5~0.65程度であり、特性曲線の形状は他の層と違いサクシヨンが70cm程度まで高い含水率を有している。これは、60%粒径が0.09mm程度であり毛管径が小さく毛管上昇高が高いため、サクシヨンの大きい部分でも多量の水分が保持されているものと考えられる。また、吸水過程と排水過程の含水率の差が他と比べ大きいのは、比較的大きな土粒子間間隙が形成され、間隙保水量が多くなったものと推測される。以上の結果より、N0.1地点では土壌空隙の分布はA₀層とA₁層との間に有意な差はなく、土中水移動に対して一つの層と見なせると考えられる。

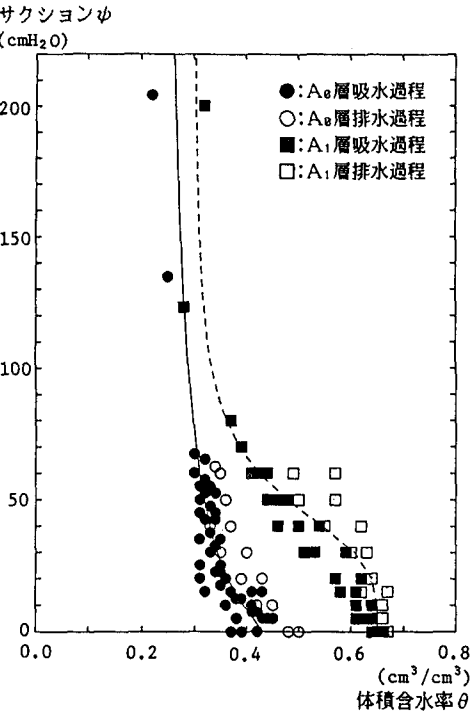


図-7 N0.2土壌水分特性曲線

N0.2地点は、土壤空隙の分布がA₀層で少なくA₁層で多くなっている。また、土中水移動は、A₀層とA₁層が同一の含水率の場合には、A₁層のサクシオンが大きいためにA₀層内の土中水は、A₁層内に容易に移動すると推測される。

4. 不飽和透水係数の測定

表層における土中水の移動は、不飽和の状態であって、土中水の移動を規定する要素の一つである、不飽和透水係数を測定した。測定装置の概要を図-8に示す。測定法は、土壌水分特性曲線の測定と同一の条件で、直径12cm、高さ5cmの側壁に小孔を有する容器に試料を充填し、測定しようとするサクシオンと等価の正圧を試料に加圧し、試料内の水の連続が保たれる範囲の水頭で試料上面に水を供給し、流量とテンシオメーターの値が一定になるまで放置した。ここで用いたテンシオメーターは直径6.5mm、長さ13mmのものを用いた。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地点間のサクシオン差を測定すれば、(2)式から不飽和透水係数 k が求められる。

$$k = -q / (\Delta h / \Delta z + 1) \quad (2)$$

ここに、 Δh ：サクシオン差、 q ：単位面積流量、 Δz ：テンシオメーターの間隔である。N0.2地点の試料の測定結果を図-9に示す。図中の直線は傾向線を示し、(3)式で定義されるWesseling式で算出した。

$$k = a \psi^{-b} \quad (3)$$

ここに、 a ：定数A₀層 1.67×10^{-3} 、A₁層 1.98×10^{-3} 、 b ：定数A₀層2.13、A₁層1.16、 ψ ：サクシオンである。この結果より、A₀層の不飽和透水係数は、同一サクシオンでA₁層より小さい。また、サクシオンの増加による不飽和透水係数の減少量もA₁層より顕著になっている。これは、測定したサクシオンの範囲では、体積含水率は図-7よりA₀層0.3~0.35、A₁層は0.6~0.65の間で、A₀層の方が最小体積含水率に近い状態にあり不飽和透水係数が小さくなったものと推測される。

5. まとめ

以上の結果より、本流出試験地の表層土壌内の土中水移行特性と空隙分布を要約すると、次の通りである。N0.1地点は、A₀層とA₁層の空隙分布に有意な差はなく、土中水の移行に対し一つの層と見なせる。N0.2地点は、A₀層の空隙分布が少なく、同一の含水状態の場合にはA₁層のサクシオンが大きいために、土中水はA₁層に容易に移行する。また、不飽和透水係数の結果より、A₀層内の土中水移行は遅いと考えられる。今後は、N0.1地点の試料の不飽和透水係数の測定を行い、上流側斜面域の土中水移行を解明する予定である。本研究にあたり、室蘭工業大学河海工学講座 大科、川辺、熊谷君らの協力を得たことに深謝します。

参考文献

- 1) 中田・藤間・嵯峨：室蘭流出試験地の流出特性について(その2) 第44回年次学術講演会講演概要集/II pp.108-109 1989
- 2) 土壌物理研究会：土の物理学 森北出版 pp.199-249, pp.311-326 1979
- 3) 日野幹雄他共著：洪水の数値予報 森北出版 pp.67-76 1989

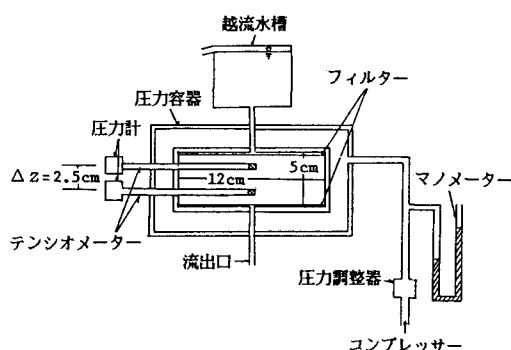


図-8 不飽和透水係数測定装置概要図

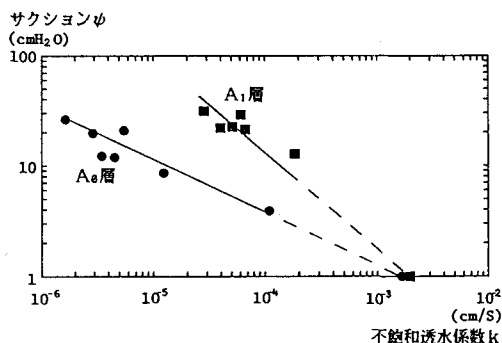


図-9 N0.2不飽和透水係数測定結果