

## II-19 室蘭流出試験地の流出特性について（その2）

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. まえがき

丘陵地における降雨-流出系の物理機構を明らかにするために、著者らは流域試験地を設け水文観測を行っている<sup>1), 2)</sup>。本報告は、これらの観測データに基づき、雨水の浸透、表層土壌の土中水特性を定性的に把握しようとするものである。

### 2. 試験地観測及び測定

流出試験地の地形概要と観測位置を図-1に示す。流量は、標高88m地点に三角堰を設置し、水位計を用い、雨量は、堰地点に転倒樹型雨量計を用いて観測した。地下水位は、源流部右岸に2ヶ所井戸を掘り直径65mmの塩ビ管を埋設し、降雨時に目視により測定した。浸透能は、源流部左岸斜面の草地で観測した。不飽和透水係数測定は、地下水観測井周辺の土壌を採取し、攪乱状態で土柱法とテンショメーター法で測定した。

### 3. 地下水流動

観測された流出例の内総降雨量30mm以下の場合、ハイドログラフの形状は、パルス的な流出のみであるが、30mm以上の場合、パルス的な第一ピークが現れ、10時間以上遅れて主要な第二ピークが出現する。これらピークの流出機構を調べるために、地下水位観測をした。井戸の土質は、A<sub>0</sub>層は、黒ぼくで上流側45cm、下流側80cmの厚さがあり、それ以下のA<sub>1</sub>層は、シルト質砂で地下水面は直径20cm程度の礫を含む層に位置する。降雨開始後2時間毎の地下水位観測結果とハイドログラフを図-2に示す。図中の中央のピークは、前述の第一ピークに対応し、総降雨量は80mmである。図より下流側井戸の地下水位は、ハイドログラフのピークと一致しており、河道近傍の降雨が一度地中に浸透し速やかに流出していることを示し、また、上流側井戸の地下水位ピークは遅れており、A<sub>1</sub>層を浸透していると考えられる。この結果から、本流出試験地の流出特性は、降雨時に河道内流出及び河道近傍流出によって第一ピークを形成し、この流出に寄与する平均等価河道幅は、河道両岸より約3m程度である。また、図示していないが、これ以降は地下水の上昇とともに第二ピークが出現しており、第二ピークは地下水流出と考えられる。

### 4. 浸透能特性

浸透能測定を、源流部左岸斜面の草地で直径20cmの塩ビ管を、30cmの深さまで打ち込み測定した。測定方法は、最初塩ビ管内の下側壁面に水深約2mm程度の湛水が生じるまで一様に散水し、この水量を初期浸透能とした。次に、この水深を維持しながら一様に散水し、10分まで1分、20分まで2分、それ以降5分間隔で測定した。測定結果を図-3に示す。図中の実線は、次式のHortonの浸透能曲線である。

$$f = f_c + (f_0 - f_c) e^{-kt} \quad (1)$$

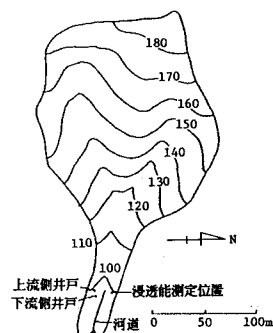


図-1 流域概要及び測定位置

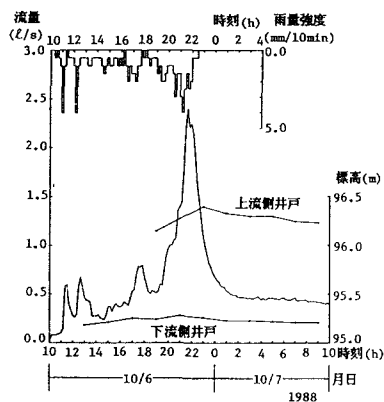


図-2 地下水位観測結果

図-2 地下水位観測結果

ここに、 $f$ ：時間 $t$ 経過後の浸透能、 $f_0$ ：初期浸透能 130.7mm/h、 $f_c$ ：最終浸透能 9.3mm/h、 $k$ ：定数0.18である。浸透能測定結果で特徴的な点は、5分から10分程度の間で浸透能がほぼ55mm/hで一定値をとり、その後再び低下し最終浸透能に達する。一定値をとるのは、草の根による空隙の貯留効果と考えられる。また、測定結果からほとんどの降雨で表面流が発生していることになるが、降雨時の観測では、表面流の発生は見られない。このことは、測定装置の塩ビ管の直径が20cmと小さく、斜面内の側方流が遮断されるため、過小に評価していると考えられる。以上より試験地において、土壌の浸透能と貯留量は大きいと考えられる。

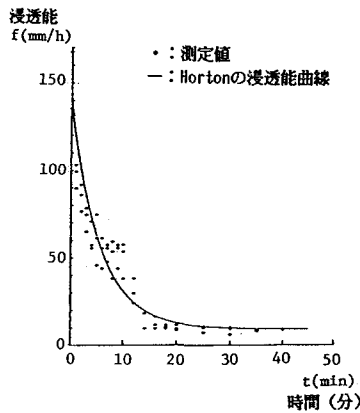


図-3 浸透能測定結果

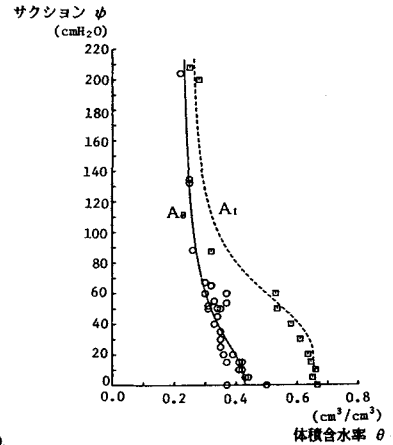


図-4 水分特性曲線

#### 5. 不飽和透水係数測定

地中水の移動を検討するために、試験地より土壌を採取し、水分特性曲線と不飽和透水係数を測定した。水分特性曲線の測定方法は、100cmまでは土柱法、200cmまではテンシオメーター法を用い、不飽和透水係数の測定は、加圧式測定装置を用いた。図-4に水分特性曲線、図-5にサクシオンと不飽和透水係数の関係を示す。図中の直線は目視による傾向線を示し、(2)式で定義されるWesseling式で表わすことができる。

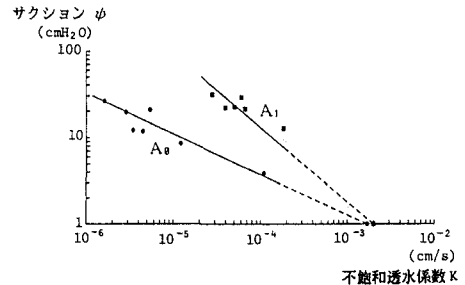


図-5 不飽和透水係数測定結果

$$K = a \psi^{-b} \quad (2)$$

ここに、 $a$ ：定数 $A_0$ 層  $1.67 \times 10^{-3}$ 、 $A_1$ 層  $1.98 \times 10^{-3}$ 、 $b$ ：定数 $A_0$ 層 2.13、 $A_1$ 層 1.16、 $\psi$ ：サクシオン。

$A_0$ 層の不飽和透水係数は $A_1$ 層の値より小さいことから、 $A_0$ 層から $A_1$ 層への土中水の移動は $A_0$ 層の飽和度が低い場合には生じ難いことを示している。両層の飽和透水係数はほぼ等しく70mm/h程度である。これは現地浸透能測定値の5分から10分の鞍点部の値にほぼ一致する。

#### 6. 結 び

以上の結果より本流出試験地の流出特性を要約すると、次の通りである。降雨中は河道内流出及び河道近傍流出でパルスのピークを形成し、その後、地下水流出が出現するが、流出率は小さく降雨の大部分は地下水として流域外に流下していると考えられる。また、総降雨量が少ない場合には、不飽和透水係数の小さい $A_0$ 層の土性に主に支配され、流出域は河道及びその近傍の $A_0$ 層のみであり、地下水涵養は小さい。丘陵地の降雨流出に関して定量的な特性を把握するに至っていない現状にあるが、観測を続行してその物理機構を解明する予定である。

#### 参考文献

- 1) 中田・嵯峨・藤間：室蘭流出試験地の流出特性について 第43回年次学術講演会講演概要集/Ⅱ 1988
- 2) 嵯峨・藤間・中田：小流出試験地（室蘭）の流出特性・流出解析 第33回水理講演会論文集 1989