

II-88

雨水の山体地下水帯への涵養機構について

京都大学大学院 学生員 三田村克己
 京都大学防災研究所 正員 石原安雄・下島栄一
 同上 田中寅夫・細 善信

1. はじめに: 雨水の山体地下水帯への涵養機構の明確化は、水資源として非常に重要な地下水流出の機構の解明にとって不可欠である。山体の水文地質構造は極めて複雑であることが予想されるが、そこでのトンネル湧水の情報は雨水浸透場の地質条件を集約した結果と考えられる。本研究は、山体のトンネル湧水観測を通して、雨水の山体地下水帯への涵養機構を明らかにしようとするものである。

2. 観測の地点及び方法: 山体トンネル¹⁾は和歌山県日高郡由良町にあり、海岸からごく近い北西斜面に図-1のとおりの奥行き約 20m のコの字型に掘削されており、図のハッチ部のみコンクリートでライニングされている。この山の地表面はかなり急峻で、そこには雑木植生があるものの、表土層は薄く、またその下方はほとんど風化が進んでないチャート、頁岩等による岩盤で形成されている。トンネル湧水は天井の全面からではなく、ある特定の箇所から生起している。そこで、観測はそのような部分の2カ所、図-1でのA点とB点に受水面積がそれぞれ 3.74m^2 と 3.43m^2 の波板で湧水を集め、それらの流量を 0.5mm の転倒マス式雨量計で計った。土被り厚はA点で約 10m 、B点で約 5m である。なお、雨量計の信号は、山腹斜面上に設置した雨量計の情報とともに、1分毎にテレメータで当研究所に送られてくる。

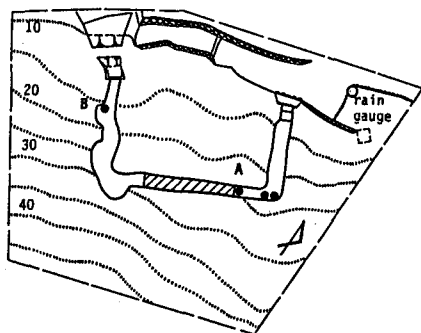
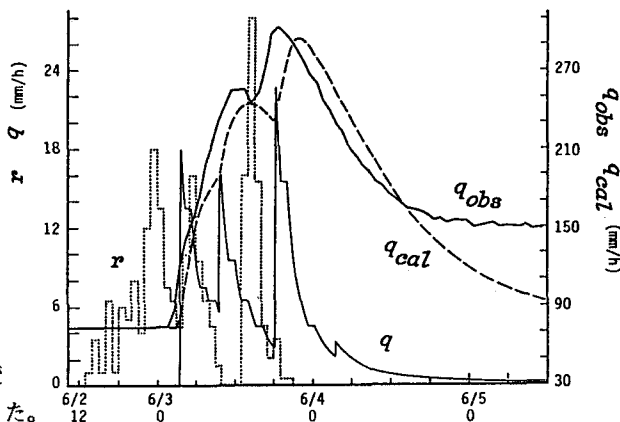


図-1: トンネル湧水観測点

3. 観測結果: 図-2の実線はA点でのある降雨による湧水流量(q_{obs})の時間変化の様子を示す。ここに、流量は転倒マス雨量計による値そのもの(mm/h)を用いており、また r は時間降雨強度である。この点では年間を通じて基底流出的な流量はかなり大きく($S.63$ 年の最低値は 40mm/h 程度)、また降雨による流量増加はその流量に加算されたように現れることが認められた。一方、B点の湧水の降雨に対する応答は非常に速く(図-3参照)、1週間ほど雨がなるとその流量は零となることが分かっている。

図-3(a)、(b)は、パルス的な降雨による流量増加までの時間(T_c)と雨量(R_c)との関係をそれぞれA点及びB点について調べたものである。

ここに、 R_c として(a)の場合は最大時間雨量を、(b)の場合は最大 15 分強度が生起するまでの累積値をとり、また T_c はこれらの最大雨量の終了時を基準に取っている。A点の場合、データは暖期(5月-10月)と寒期(11月-4月)の2つのグループに別れ、それぞれは両対数紙上で勾配 -1 の破線でほぼ表せること、また寒期でのほうが暖期に比し雨水の浸透速度は大きいことが分かる。B点の場合もA点と同様にほぼ破線に従って変化するが、寒期に対応するデータは取れなかった。

図-2: r, q, q_{obs}, q_{cal} の時間変化 (A点)

4. 観測結果の考察

1) R_c と T_c との関係: 岩盤の亀裂群を先行的に流下する雨水浸透を考える。この亀裂群を多数含むある

大きさの領域を物理的無限小とみなし、またその浸透場を一様とすると、つぎの水の連続式（重力方向の一次元）が成立する。

$$\partial \theta / \partial t + \partial q / \partial z = 0 \quad \dots \textcircled{1}$$

ここに、 θ は体積含水率、 q は流量流速、 t は時間、 z は岩盤上面からの深さであり、また上式では亀裂とその周りの岩塊 (matrix) 間での雨水の授受は実質上ないとしている。ついで、浸透流は重力項が卓越し表面張力項の影響が小さいとし、 q は次式の通り θ のみの関数で与えられるとする。

$$q = \alpha \theta^n \quad \dots \textcircled{2} \quad \text{ここに、}\alpha \text{ と } n \text{ は定数である。}$$

浸透場の初期水分量を零とすると、式①と式②により、降雨の生起 ($t > 0$) によって $t = 0$ 、 $z = 0$ で形成される shock front が深さ L に達する時間 t_c はつぎの関係を満たすことが分かる²⁾。

$$T_c = t_c - \bar{t} = A / R_c^{n-1} \quad \dots \textcircled{3}$$

ここに、 $\bar{t}$ は $t = t_c$ 、 $z = L$ の点の front を決める特性直線の z 軸上の時刻、 R_c は $t > 0$ の積算雨量、また、

$$A = (L^n / \alpha) \cdot \{(n-1)^{n-1} / n^n\} \quad \dots \textcircled{4}$$

である。式③は図-3の観測結果を物理的に説明するものである。式③に図-3の結果を用いると、 $n = 2$ となり、また L 値を湧水面上の土被り厚とすると、例えばA点の $\alpha (= L^2 / 4A)$ 値は暖期で 104m/h、寒期で1000m/h となる。

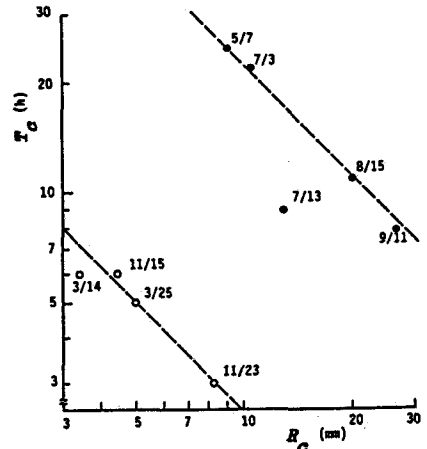
2) 湧水量の経時変化：岩盤上面にある（有効）降雨時間分布を与えると、1) で評価した n と α の値を用いて式①と式②より、ある深さ（例えば $z = L$ ）での亀裂を流下する浸透流量 $q(t)$ を計算できる。このような浸透水から湧水への変換は、Darcy 則に従う湧水面上に形成される飽和域を通してなされるとすると、亀裂による湧水流量 (q_{cal}) は次式より計算できる。

$$dq_{cal} / dt = \lambda \cdot (1 - q_{cal} / K)^2 \cdot (\beta q - q_{cal}) \quad \dots \textcircled{5}$$

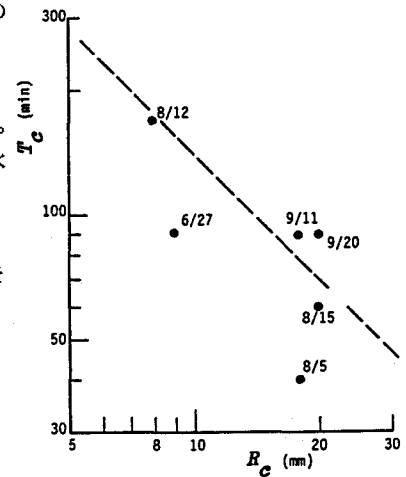
ここに、 $\lambda = S\psi / K$ 、 K は飽和透水係数、 ψ は毛管水頭高、 S は飽和時の θ 、 β は湧水の受水面積を 1 とした降雨の支配面積である。A点の場合の計算結果の一例が図-2の破線 (q_{cal}) である ($q_{cal} = q_{cal} + q_0$)。計算では、初期湧水流量 (q_0) は亀裂以外からのもの（遅い流出成分）であって、この成分の流量は降雨生起後も初期値を持続するとし、また観測降雨 (r) そのものを有効降雨とした。さらに、初期の $q(z)$ は零で、また β 値は、 K 値、 $S\psi / K$ 値とともに計算値（破線）が観測値（実線）とよく合致するように選んだ。その結果、 $1 > K > 10^{-3}$ (cm/s) のとき、計算値に対する K 値の大きさによる影響は実質上現れなかったが、 K 値をこのような範囲にあるものと考え、 β 値を約 0.3 としたときが最適であった。ただし、低減部で計算値が観測値より次第に離れていくが、これは計算で遅い流出成分の流量を一定としたためと考えられる。このような結果は他の2、3の降雨に対しても認められた。なお、 $\beta = 0.3$ という値は、いろいろな降雨による湧水量の増分（湧水流量から初期値を差し引いたものの累積値）と当該降雨量から湧水量増加期間の蒸発量を差し引いた値の比、約 0.4 とほぼ一致する。一方、B点の湧水については、現段階のところ、明確な結果を得るに至っていない。

5. おわりに：本研究で、資料整理などに京大生、森 功一君（現：日本たばこ）の協力を得た。

<参考文献> 1) Tanaka & Hosoi: Bull. Royal Soc. New Zeal., 1986, 2) Whitham: Linear and nonlinear waves, A Wiley-Intersci. Pub., 1974.



(a) A点の場合



(b) B点の場合

図-3: R_c と T_c との関係