

山体トンネル湧水と雨水浸透

石原 安雄・下島 栄一・三田村克己

田中 寅夫・細 善信

Seepage into a Mountainous Tunnel and Rain-Infiltration

By Yasuo ISHIHARA, Eiichi SHIMOJIMA, Katuki MITAMURA,

Torao TANAKA and Yoshinobu Hosoi

Synopsis

To elucidate the recharge mechanism due to infiltration of rainwater into an aquifer in a mountainous watershed, discharge of seepage into a tunnel, which is sited at Yura, Wakayama, is measured at four locations (A-1 to A-3 and B) since March 1988. The mountain is composed of fissured rocks, that is, A and B locations are mainly composed of sandy rock and chart, respectively. Electric conductivity of the seepage water is, in particular, measured in A-3 location since June 1989. Based on analysis about observed data, the following conclusions were reached. 1) Infiltrating water moves downward through two domains. One is a flow through a large fractured space (fissure flow). The other is a flow through a small fractured rock (matrix flow). The fissure flow is speedy and contributes to increase of seepage discharge just after rainfall event occurs. The matrix flow shows slow movement and contributes to the base flow of the seepage. 2) Filter velocity, q , of the fissure flow in A-3 location can be given by that $q = \alpha \theta^n$, where θ is the water content and α and n are constant. Value of α in cold season is larger than that in hot season, though n is always kept 2. Therefore, the recharge process due to fissure flow can be analyzed through kinematic wave theory. 3) Water-redistribution process in matrix in A-3 location after rain-infiltration may be also analyzed by kinematic wave model. The hydraulic conductivity may be given by $\alpha_m \theta^n$, where $n = 2$ and α_m is around 1/20 times as large as α for fissure flow in hot season. 4) Fissure flow becomes dominant to the seepage in B location when it rains over 20 mm, but the observed seepage does not persist over a week, so that seepage caused by matrix flow is not large in magnitude. The fissure flow is quite speedy so that the traveling time through a surface soil layer is dominantly larger than in the downward rocks. On the other hand, in A location, seepage due to matrix flow appears at any season.

1. はじめに

わが国において、河川流量のうち、地下水流出成分は表面流出や中間流出の成分に比し、最も安定して長期にわたり継続するため、水資源として極めて重要である。地下水流出過程は、雨水が山体中を縦方向に移動し、下方に形成されている地下水帯に達するまでの過程、及び地下水帯の水が横方向に移動して河谷の河道に達するまでの過程とに大別できる。前者は雨水浸透による地下水帯の涵養過程として捉えるこ

とができる。この涵養は、後者を解析する上で一つの境界条件となる重要な現象である。

山体での雨水の浸透場は縦方向や横方向に関して必ずしも一様ではなく、非常に複雑な水文地質的構造を示すといわれおり¹⁾、そこでの涵養機構を解明するためには、ある程度の広がりを持った面積スケールを対象とする必要がある。本来の地下水面の位置より上方に掘削された山体トンネルの湧水は、雨水が下方の地下水面に向かう途中に、大気圧下にあるトンネルという空間に流出する現象であるので、このような湧水に関する情報は、トンネル上方の浸透場の水理特性を集約したものとなっている。従って、このような状況下でのトンネル湧水のある程度の大きさをもつ面積で集めて観測することは、地下水帯の涵養機構を考究する上で、有力な手段となるはずである。

著者らは、和歌山県日高郡由良町の山体トンネルで1988年3月より湧水観測を行っているが、本論文は、そこでの観測結果を解析し、山体での雨水浸透の様子を調べることにより、地下水帯への涵養過程を明らかにしようとしたものである。

2. 湧水観測地・方法

(1) 地形・地質

湧水観測は、京都大学防災研究所由良地殻変動観測室の山体トンネルで行っている。このトンネルは、上記した和歌山県日高郡由良町にあり、トンネル周辺の地形はFig. 1の通りである (Fig. 2参照)。図より分かるように、トンネルは内陸の山地から海側へ西向きに張り出した尾根の先端部の急峻な北西斜面に掘削されており、その入口は下方に広がる平地から数m上がった所に位置している。尾根の両側には小河川があるが、尾根からこれらの河川に流れ込む溪流はみられない。

トンネルの平面形状はFig. 2に示すとおりコの字形をしており、山腹に設けられた入口から最深部までの距離は約20mで、断面形状は、高さ、幅ともに約2mのほぼ正方形である。図中にハッチングした部分はコンクリートでライニングされているが、それ以外の部分は山体を構成する岩盤が露出している。トンネル最奥部の土被りは約10mである。

地質的には、和歌山県中部のこの観測地付近は中生層に属し、この山体を形成する岩質は砂岩、頁岩、チャート等の堆積岩であり、その固結度は高い。山腹には背の低い雑木植生がみられるが、そこでの表土

層は比較的薄く、その下部は風化の程度が小さな岩で構成されているといわれている。ただし、場所によって岩の様態は異なり、図中のB点付近はチャートで、その天井部から木の細い根が多数垂れており、またA点の付近は砂岩となっている。

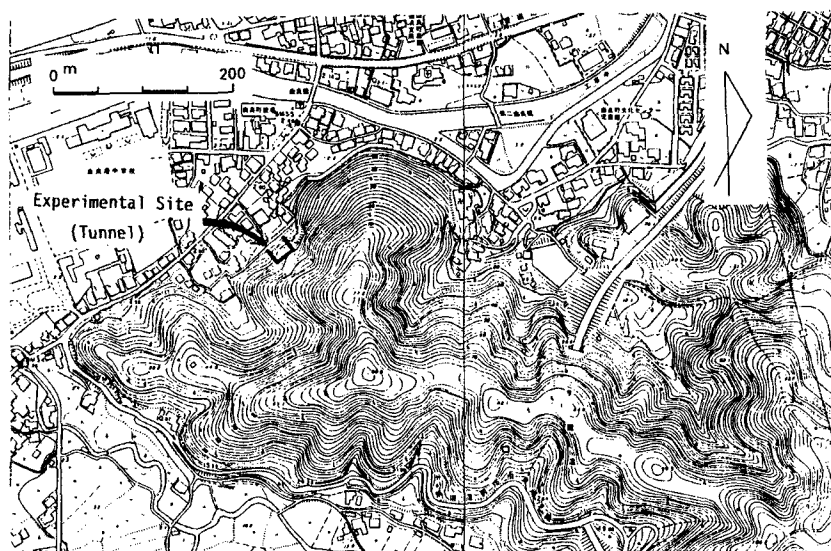


Fig. 1. Geographical map near the experimental site (tunnel).

(2) 観測方法

トンネル湧水は、特定の箇所の天井部から

のみ生起している。また、場所によって湧水の様子は異なり、降雨直後のみ現れる部分と、降雨の有無に関係なく常時現れている部分とがある。すなわち、Fig. 2 に示した右側の入口よりトンネル屈曲部手前付近までは常に殆ど湧水がなく、A-1～A-3 のあたりは常時湧水があり、また B 付近では降雨時とその直後にのみかなり多くの湧水があり、さらには▲印で示した付近は大きな降雨時のみ非常に多量の湧水が見受けられる。トンネル湧水が天井部からのみ生起していることは、本来の地下水面はトンネルより下方に位置していると推測され、本トンネルは雨水浸透を解析する上で好都合な状況にあるといえる。

湧水観測は、1988 年 3 月より、Fig. 2 に示した A-1、A-2、A-3、及び B の 4 点

で、大きな漏斗や波板に一旦湧水を受け、これを 0.5 mm の転倒升式雨量計に導水して計測した。各点の受水面積 (S) は、A-1 と A-2 で 1 m²、A-3 で 3.74 m²、B で 3.43 m² である。A-1 点と A-2 点は隣接しており、A-3 点は A-2 点から数 m 離れている。A-1 点～A-3 点の土被りは約 10 m、B 点では約 5 m である。

とくに A-3 点においては、湧水の水質を間接的に把握するため、雨量計より排水される水を集め、これをパイプを介して 400 cc の容器の底部より流し込み、この容器内に電気伝導度計をセットして、1989 年 6 月より計測を行っている。雨量は同図中の○印の地点で、0.5 mm の転倒升式雨量計で計測している。以上の湧水量、雨量及び電気伝導度 (25℃ 値) のデータは、1 分毎に、テレメータによって当研究所に送られてくる。

トンネル内の気温は約 17℃、また湿度はほぼ 100% となっており、これらは年間を通じて変化しないとみなせる。また、当観測地は気候が温暖であって、気温は零℃を割ることはなく、また降雪は殆どみられない。

3. 観 測 結 果

3.1 湧水量変化の概要

1988 年 3 月から 1989 年 11 月までの A 点での観測湧水流量の変化は Fig. 3 の通りである。流量 (Q) は、転倒升式雨量計の日受水高 (受水面積: 10 × 10 × 3.14 cm²) を 24 で除した時間当りの平均値で表されているが、以下特に断わらない限り、Q は上述の時間流出高で示す。図中の r は日降雨量を示す。この図より、つぎのことが分かる。測点 A の 3 点とも、年間を通じて緩慢な変化をする基底流的な流量成分が認められ、降雨の生起による流量増加はそれに加算されたようになっている。また全体の変化は、長時間スケールのものと短時間スケールのものが合わさった形で現れるが、A-1 点と A-2 点では A-3 点に比し、長時間スケールの変化が支配的である。季節的变化については、湧水流量の最小値は冬季の 1 月あるいは 2 月にみられ、春先のまとまった降雨により、流量が大きく増大する。そして、その後の降雨により流量は増減を繰り返しながら基底流出的な流量は次第に増加していく。この増加傾向は、夏季の少雨時における若干の減少期間を除くと、9 月の大雨が終了する秋口まで継続する。以下、春先より秋口までの

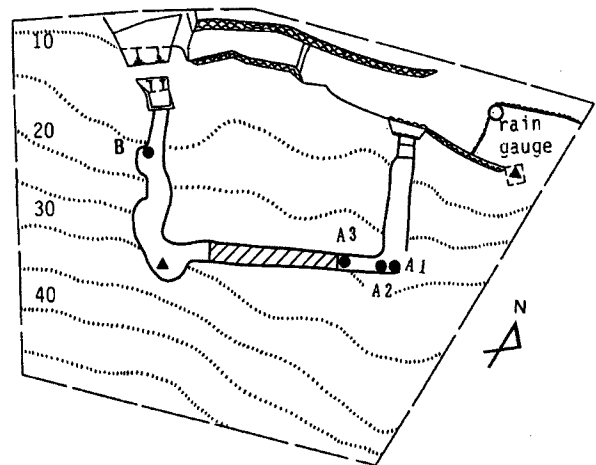


Fig. 2. Tunnel and observed locations of seepage.

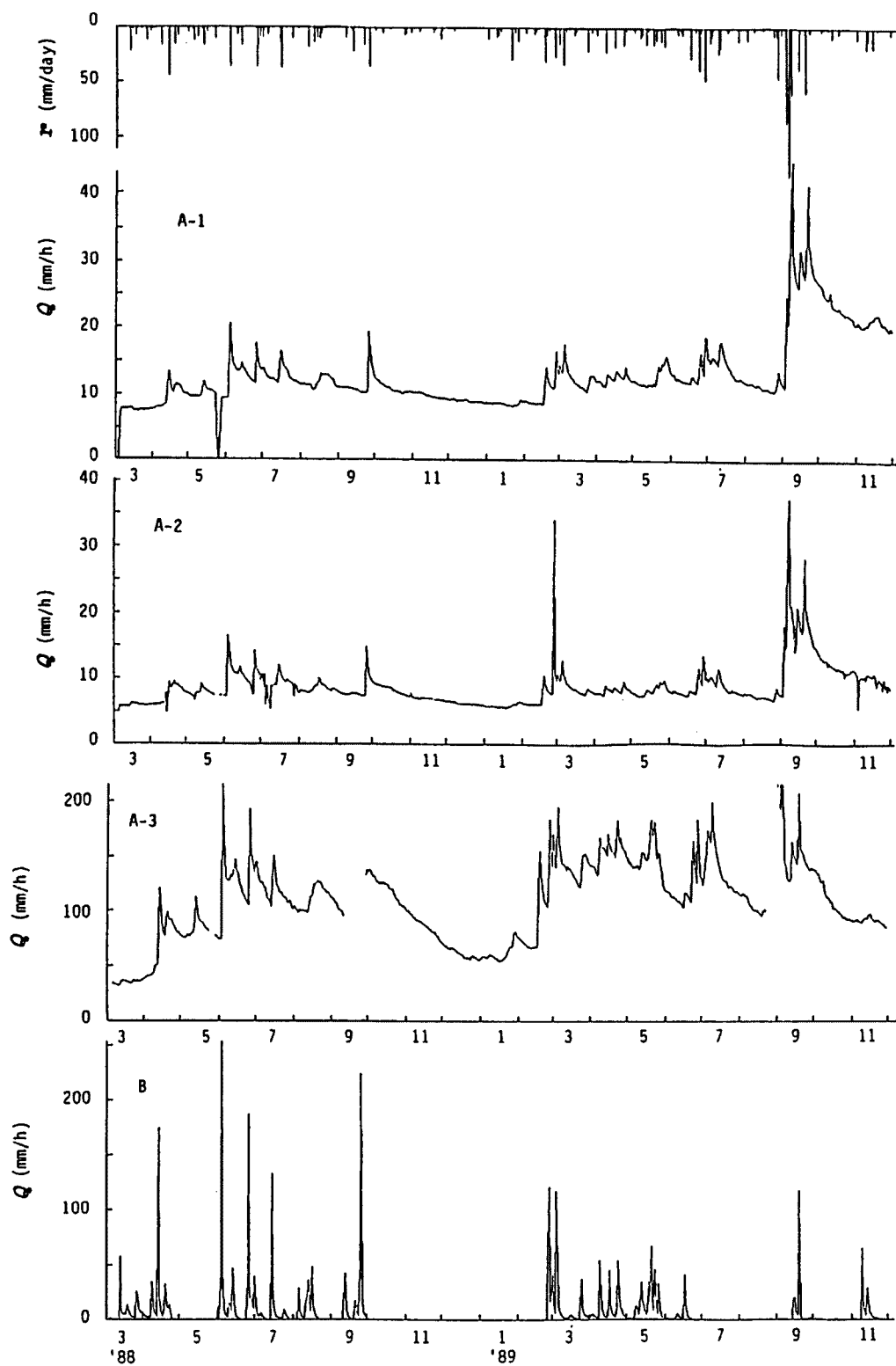


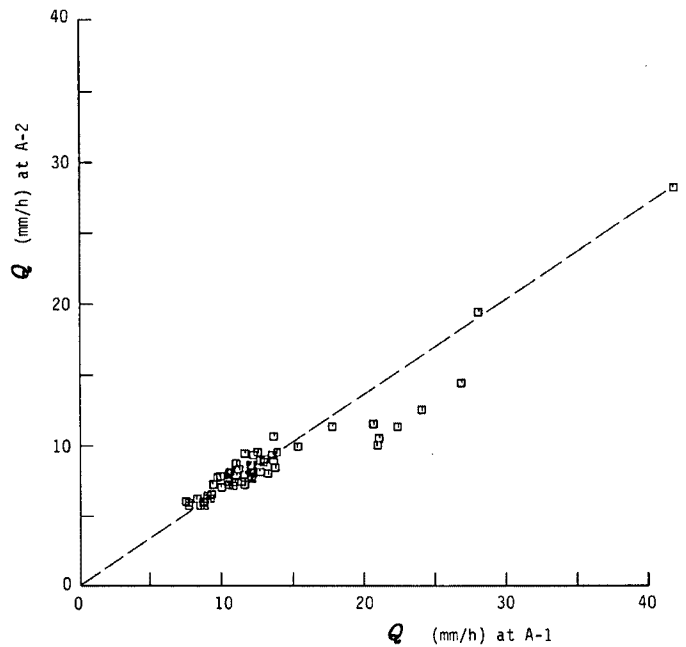
Fig. 3. Time-changes in the observed discharge in locations A-1, A-2 and A-3 and B.

基底流的な流量が、平均的な意味で、増大する期間を“暖期”，10月から翌年の春先までの同流量が減少する期間を“寒期”と呼ぶ。なお，基底流的な流量の最小値は，1990年4月までを含めて，観測を開始した1988年3月に現れ（寒期），A-1点で約8 mm/h，A-2点で約5 mm/h，A-3点で約32 mm/hとなっている。観測期間中の1989年9月初旬に前線を伴う低気圧によって，記録的な大雨（月雨量911 mm）があり，それにより，特にA-1点とA-2点の湧水量は非常に大きくなり，その後次第に減少しているものの，1990の冬期には以前の値程度までは減少しきらなかった。

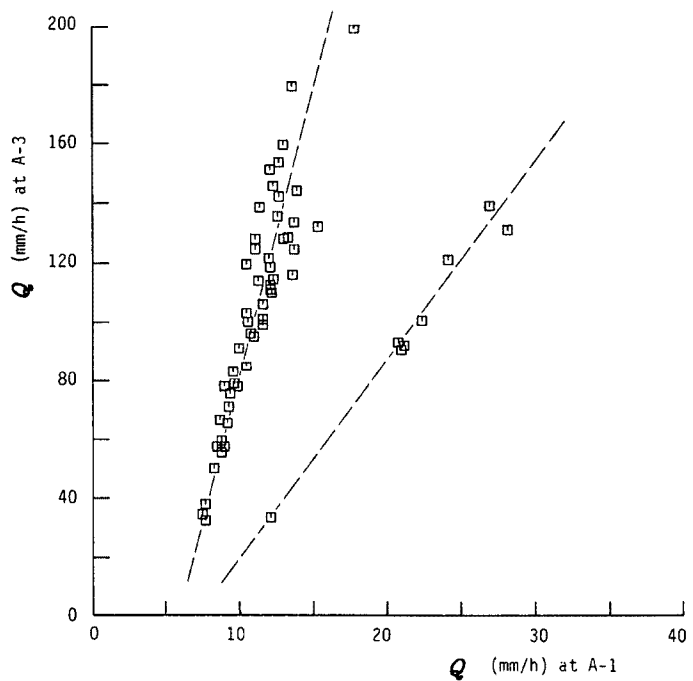
B点での湧水流量の季節的な変化がFig. 3の最下段に示されている。この流量変化の様子はA点でのものと比べ，大きく異なっている。すなわち，無降雨日が1週間程度続くと，流量は零となり，A点で認められた恒常的な基底流的な流量成分がみられない。また，降雨に対する応答は非常に速く，ある程度以上の降雨が生起すると，数十分後には流量増加が始まり，パルスのな流量変化を呈する。

Fig. 4 (a), (b) はそれぞれA-1点とA-2点及びA-1点とA-3点での同時刻の湧水流量をプロットしたものである。前者では原点を通る直線ではば表せるが，両点の受水面積が同じで，また隣接しているにも関わらず，この直線の勾配は0.65となり，1前後の値にはなっていない。一方，後者では原点を通らないが2本の直線のまわりに点描されている。1989年9月の大雨以降，A-

1点での流量は前年より大きくなってしまったことは上述したが，この時以降のデータがそれまでとは異なっており，勾配の小さな方の直線上に移行し，結果的に2本の直線が出現した。このことは，A-1点やA-2点での湧水に関与する雨水の浸透場（水みち）が変わったことを示唆する。以上の結果は，A-1点～

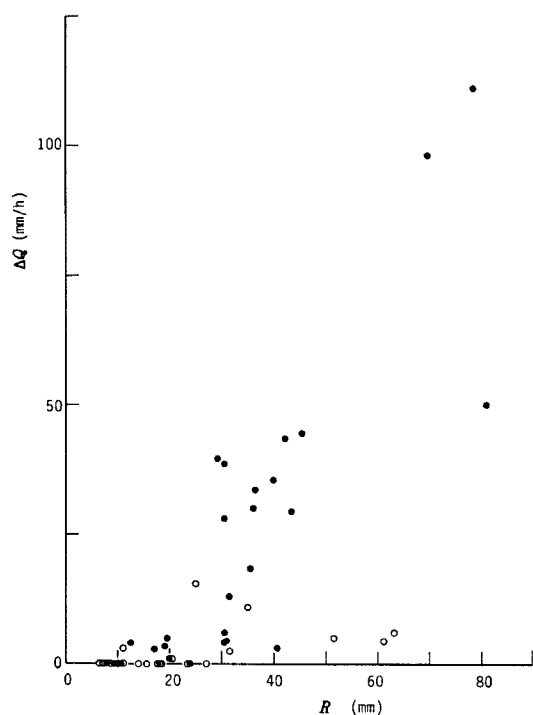


(a) In locations A-1 and A-2

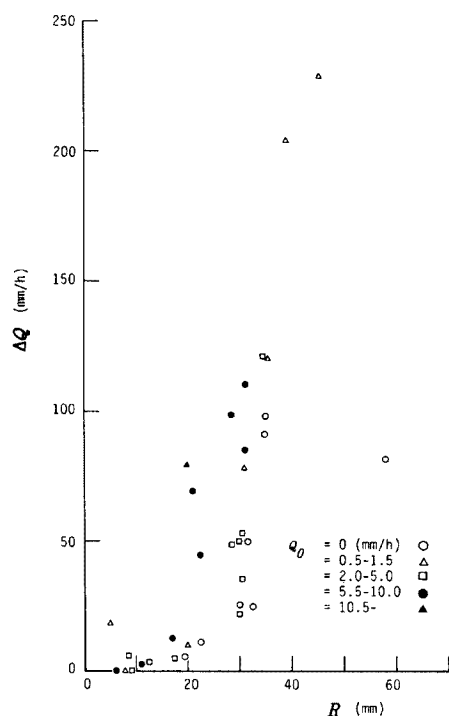


(b) In locations A-1 and A-3

 Fig. 4. Comparison of the discharges, Q in two locations.



(a) In location A-3



(b) In location B

Fig. 5. Relation between increment of discharge, ΔQ and cumulative amount of rainfall, R .

A-3 点の位置が, Fig. 2 より分かる通り互いにそれほど離れていないことを考慮すると, 測点の上方の浸透場が一樣ではないことを示唆しており, 山体の雨水浸透の場の複雑さを示すものといえよう。

3.2 降雨による湧水量の増加段階

(1) 降雨による湧水流量の増加量

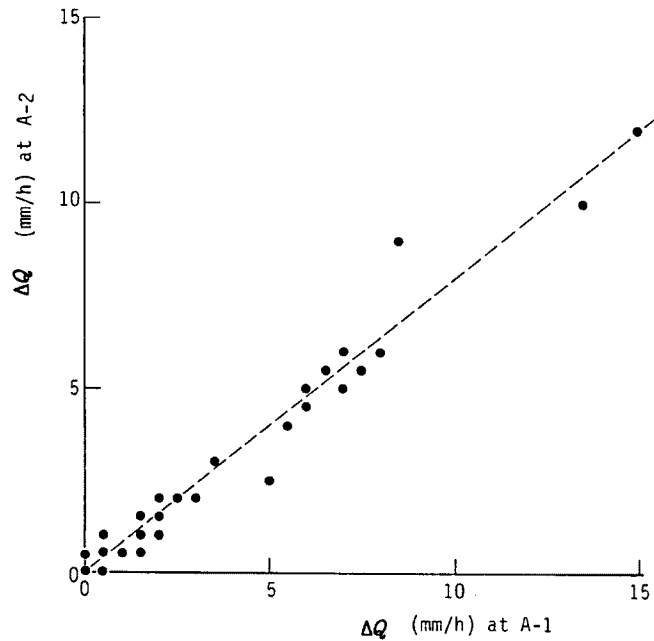
Fig. 5 (a) は, 一連の降雨による A-3 点での湧水流量の増加量, 即ち流量の初期値から最大値までの増分量 (ΔQ) とピーク流量の生起時刻までの積算雨量 (R) との関係を示したものである。図中の●印は暖期, ○印は寒期のデータを意味する。暖期では 20 ~ 30 mm 以上の降雨があると, 流量の増加は明確に現れる。一方, 寒期では, 同程度以上の降雨で同様に流量増加が生じているが, 同じ降雨量であっても増加量は暖期に比し極めて小さい。このような傾向は, 他の A 点でも確認された。この結果は, 寒期には暖期に比し, 少雨期であるため, 浸透場は乾いた状態になっており, そのために下方に浸透していく雨水は途中岩塊等によってより多く吸収されるためと説明できよう。B 点の同様な結果が Fig. 5 (b) に示されている。この図では初期流量値 (Q_0) をパラメータにとり, その大きさにより印を変えて描いてある。図より, 10 mm 程度以上の降雨があると, 流量が増大すること, またその増加量は Q_0 が小さな程小さくなるという傾向を示すことが分かる。初期流量は浸透場の湿潤の程度を示す指標の 1 つであるので, ここで得た結果の傾向は妥当なものといえる。

Fig. 6 (a), (b) はそれぞれ A-1 点と A-2 点及び A-1 点と A-3 点での同一降雨による湧水の流量増加量 (ΔQ) の関係を示している。いずれの図においても, データはほぼ原点を通る直線に従っている。図 (a) の直線の勾配は 0.8 である。一方, 図 (b) の直線の勾配は 17 であるが, 両点の受水面積比 (1 : 3.74) を考慮すると, A-3 点の単位面積当りの増分量は A-1 点でのものに比べ 4.5 倍大きくなっていく。A-2 点と A-1 点の ΔQ の比の値 0.8 は Fig. 4 (a) での全流量 (Q) の比の値 0.65 よ

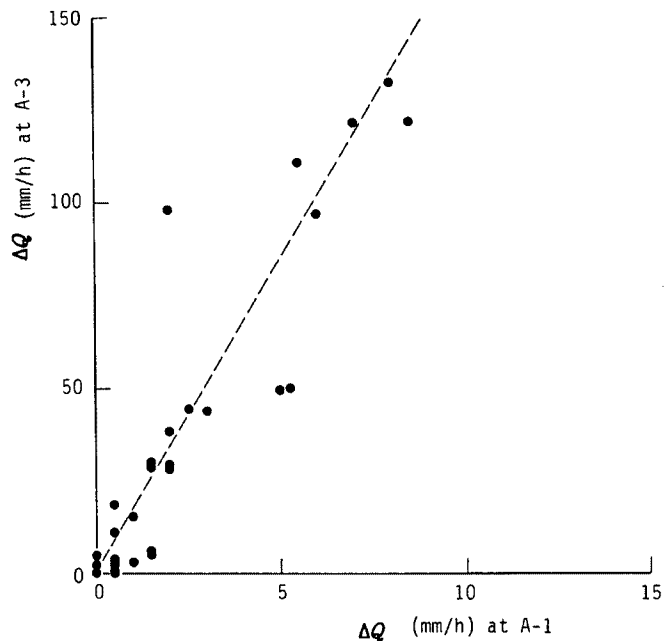
り若干大きいがほぼ同じ比の値とみなせる。従って、両点での湧水量は少し異なるものの、雨水の湧水面までの浸透過程はほぼ同じであるといえよう。他方、A-1点とA-3点での全流量（ Q ）間にはFig. 4 (b)で示したように単純な比例関係が成立しなかったが、 ΔQ については比例関係が成立するという結果は、降雨による短期的な流量増加に寄与する浸透の過程はほぼ同様であることを示唆するものといえよう。

(2) 降雨量と湧水流量増加までの時間との関係

降雨による湧水流量の増加は、地面に降った雨水が、後述するトンネル上方に形成されている飽和域の上面に達したことによって生じる。そこでの雨水の浸透過程を考慮すると、雨の降り始めより流量が増加し始めるまでの累積降雨量は、そのときの流量増加に関与する雨水浸透の伝パン時間（ T_c ）と1対1の関係にはないはずである。従って、問題は、この T_c をどの時間帯の積算雨量と関係づければよいかであるが、降雨終了後に湧水流量の増加をみるような場合で、かつパルスの集中した強い降雨事象のときを対象にすれば、この問題を回避できるはずである。そこで、短い時間単位で表した r 、 $Q \sim t$ 図を用いて、パルスの降雨で最大時間雨量の終了時までの積算値（ R_c ）とその降雨終了時より湧水流量が増加し始めるまでの時間（ T_c ）との関係を調べた。Fig. 7 (a) は、A-3点の場合で、このような降雨の積算値 R_c と降雨浸透の伝パン時間を表す T_c との関係を両対数紙にプロットしたものである。●印は寒期、○印は暖期のデータであり、また時間単位は、湧水の降雨

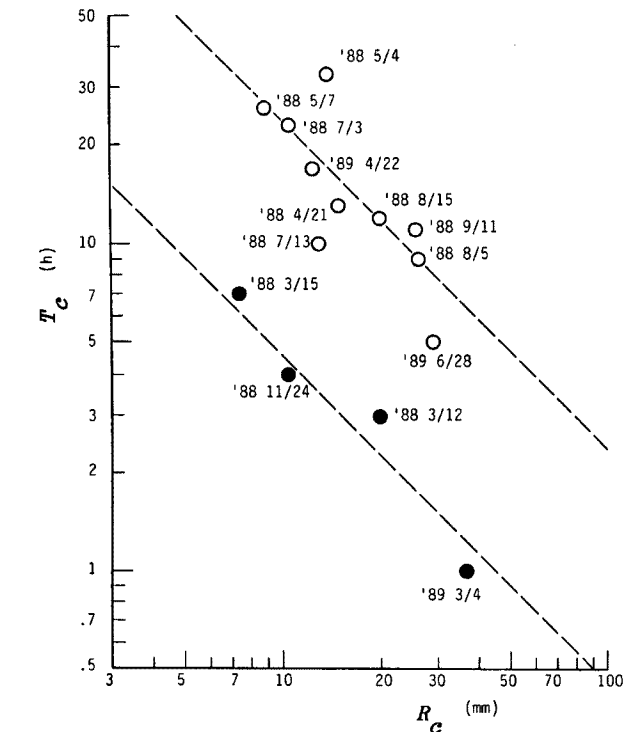


(a) In locations A-1 and A-2

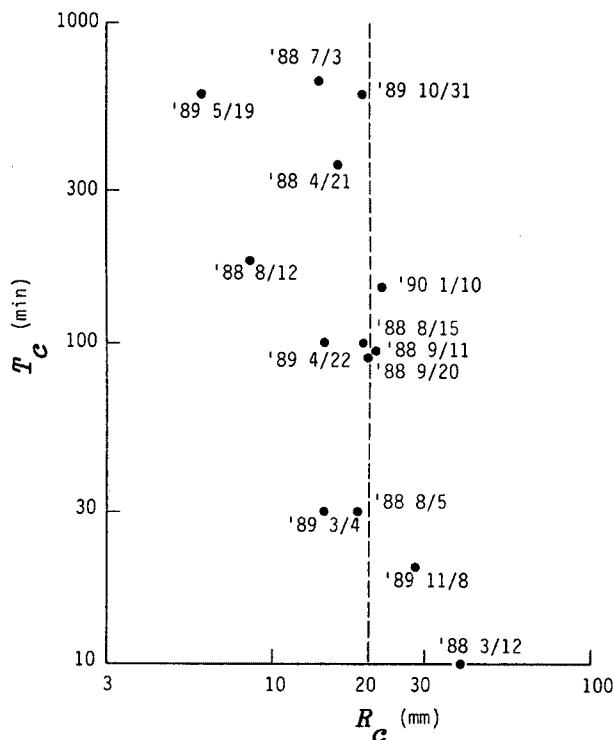


(b) In locations A-1 and A-3

Fig. 6. Relation between increments of discharge, ΔQ in two locations.



(a) In location A-3



(b) In location B

Fig. 7. Relation between traveling time, T_c and cumulative amount of rainfall, R_c .

に対する応答時間を考慮し、1時間とした。この図より、つぎのことが分かる。若干のパラッキはあるものの、データは暖期（4月～9月）のものと寒期（10月～3月）のものに分類でき、またそれぞれのデータは図に示した勾配-1の破線上にプロットされる。またある R_c 値に着目すると、寒期の T_c 値のほうが暖期のものに比し、小さくなっており、このことから、寒期より暖期の方が雨水浸透速度は小さいといえる。

Fig. 7 (b) は B 点についての同様な関係をプロットしたものである。同様に応答特性を考慮して、時間単位として15分を用いた。 T_c 値が数10分～約200分の範囲のデータは R_c 値が約20 mmの図中の破線に沿ってほぼ並び、それより小さな R_c 値では T_c が数100分と大きくなり、逆に大きな R_c 値では T_c が10～20分と非常に小さくなっている。ここでの20 mmという数値は、Fig. 5 (b) で示した初期損失的な降雨量10 mmより大きめとなっている。

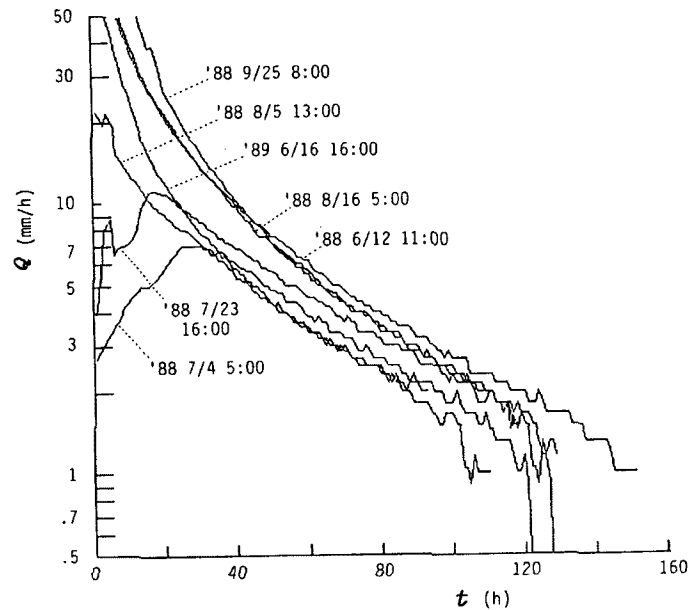
A-1点とA-2点においては、数時間にわたるまとまった降雨が生起しないと、湧水流量の増加開始の時刻が明確に現れず、前述のように、時間スケールの大きな変化が卓越しているので、A-3点のように、パルス的な降雨を用いて $T_c \sim R_c$ の関係を検討することができなかった。

3.3 無降雨時における湧水流量の低減段階

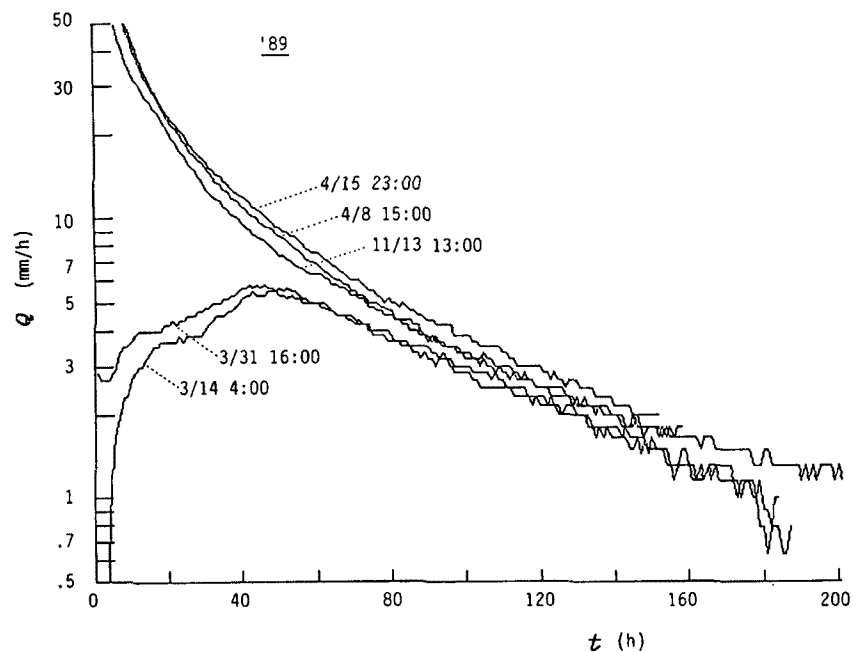
Fig. 8 (a), (b) は B 点の流量低減の様子を、時間軸を降雨終了時を基準にとり調べたものであり、それぞれは暖期及び寒期の場合に対応する。これらの図より以下のことが分かる。それぞれの図において、雨の降り方には関係なく、流量の減少とともに、その低

減はほぼ一つの曲線に従って変化していく。また両図を比較すると、暖期の方が寒期のものに比し、低減が速くなっている。前者の結果は、降雨の時間分布や総量が異なっても、降雨終了後ある程度時間が経つと、それ以降の湧水面上方の飽和帯への雨水浸透による涵養強度の変化は決まった関数形となることを示唆するものである。後者の結果については、前に述べたトンネル上面に木の根が垂れていること、また山腹斜面には表土層が存在する事実を考慮すると、この暖期と寒期との低減速度の差は、暖期の方が地中水を蒸発散で失う量が多いために、上記の飽和帯への涵養が実質上短期間で終了することによって現れると考えられる。

A 点の場合、暖期において、降雨によって一旦増加した湧水流量が次の降雨の生起まで低減していく様子を、一つの低減曲線では表せなかった。また、秋や春には、流量の低減段階で途中流量が若干増大するという状況が認められたが、この現象は降雨終了後数10時間以上後に起こっていた。これらは以下のようにして説明が可能であろう。前述したように、A 点の湧水には当該の降雨に対して比較的早く応答する成分の他に、遅い応答特性を示す基底流出的な成分が



(a) In hot season



(b) In cold season

Fig. 8. Time-changes in discharge in recession stage in location B.

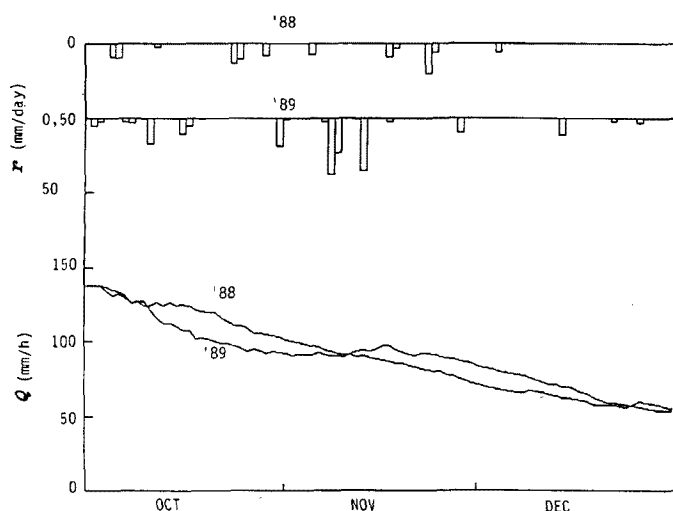


Fig. 9. Same as Fig. 8, but in location A-3.

含まれるために、対象とした低減段階に当該降雨より前の降雨の影響が残るためであろう。すなわち、基底流出的な流量の降雨に対する応答時間が無降雨期間に比して長くなっているという結果から生じたものと考えられる。Fig. 9は1988年と1989年の10月から12月まで(寒期)の湧水流量の変化を詳細に示したものである。流量(Q)は日流量を時間当りの流出高で、雨量(r)は日雨量で与えている。全体としては湧水流量は減少傾向にあり、多少の雨量によっては明確な流量増加は認められないが、1989年11月の月間雨量が112mmと多くの降雨があったとき、

湧出流量はこの降雨が終了した後ある期間若干の増加傾向を示していることが認められる。

3.4 降雨量と湧水量との水収支的關係

(1) A点の場合

A点での湧水流量の変化は降雨生起直後にみられる時間スケールの短いものと基底流出的な時間スケールの長いもので構成されている。従って、同一流量時の浸透場は、平均的にみても、必ずしも同じ水分状態にあるとはいえないので、ある湧水の原因となる雨の降った地面の大きさを求めようとする場合、各流出成分ごとに考える必要がある。以下、この面積の湧水測定のための受水板の面積に対する比を支配面積比と定義し、また各流出成分の流量が同じであるときには、その浸透場の水分状態は同じであるとする。まず、時間スケールの短いものの場合、基底流出的な流量は対象期間ではほとんど変化がないと考え、一連の降雨による流量の増加分(ΔQ)の総累積値($\Sigma \Delta Q$)と総降雨量(ΣR)の比をとると、その値($\Sigma \Delta Q / \Sigma R$)はA-1点で0.17~0.25、A-3点で0.35~0.45となった。ここに、採用した期間は数日から数十日の長さである。また、無降雨時の1時間当りの蒸散量を0.1mm(日蒸発散量を2.4mmとして)と仮定し、総降雨量から対象期間内の蒸散量を機械的に差引いたもので $\Sigma \Delta Q$ を除すると、A-1点で約0.3、A-3点で0.45~0.55となった。これがこの場合の支配面積比である。

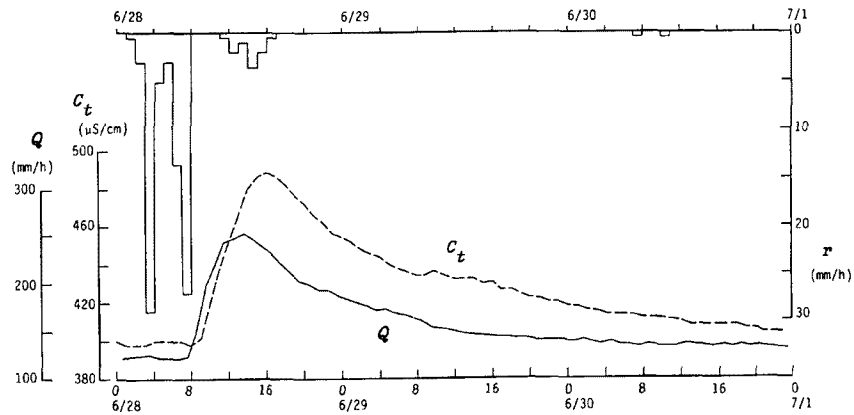
基底流出的な湧水の支配面積比については、できるだけ長期間の流量変化を対象にして総湧水量とその間の総降雨量より全体の支配面積比をまず算出し、この値から上記の時間スケールの短い成分の支配面積比を差し引くことにより求められると考えた。その結果は、A-1点で1.2~1.5、A-3点で4~5となった。また、上記と同様に蒸発散の損失を考慮すると、それぞれは1.6~2.0及び5~6となった。なお、総湧水量を求める際、対象期間の最初と最後の流量は当然同じ値となっている。

(2) B点の場合

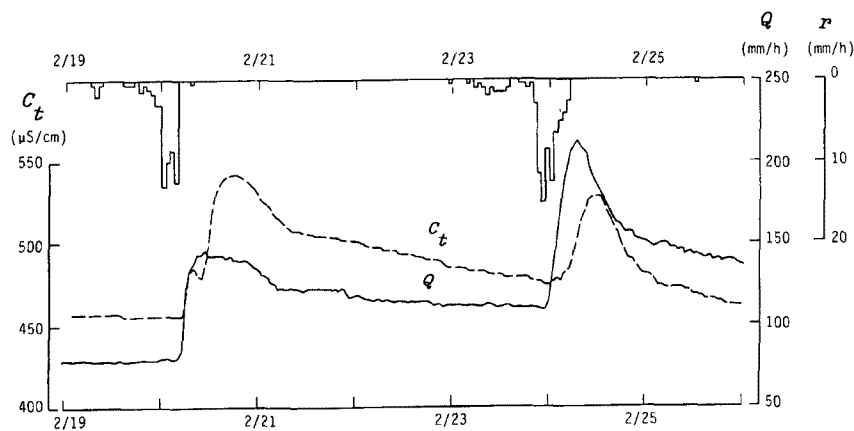
B点での湧水では、流量増加時の基底流出的な成分の寄与は非常に小さいと考えられた。A点の場合と同様に考え、 $\Sigma \Delta Q / \Sigma R$ の値を調べた結果、約0.5をえた。また蒸発散の影響を上記と同様機械的に考慮すると、支配面積比の値はばらつき、0.5~0.9の範囲となった。しかし、B点の岩質はチャートであり、湧水は雨水が表土層を通過した後、特定の岩盤内の大きな亀裂を流下して現れると推測されるので、湧水に關係する単位面積当りの蒸発散量を正しく推定することは容易ではないと考えられる。

3.5 湧水の電気伝導度・化学成分

Fig. 10(a), (b) は、それぞれ 1989 年 6 月 28 日及び 1990 年 2 月 19 日～24 日の降雨による湧水 (A-3 点) の電気伝導度 (C_t) の変化を同点の湧水流量 (Q) の変化とともに示したものである。前者の総降雨量は 94.5 mm, 後者は前半が 59.5 mm, 後半が 84 mm である。この図より分かるように、伝導度の変化は流量の変化と類似である。いずれの場合でも立ち上がりは 1-2 時間伝導度が流量に比べて遅れて増大するが、ピークの発生時刻は前者で 1-2 時間、後者で 4-5 時間遅れている。また、後者の図での伝導度のピーク値は、前半の方が後半より大きくなっているが、ピーク流量は前半の方が低い値を示しており、複雑な関係となっている。現地での雨水の電気伝導度は数～数十 $\mu\text{S}/\text{cm}$ の値となっていたので、湧水の C_t 値が数百 $\mu\text{S}/\text{cm}$ であることを考慮すると、雨水が表土層やその下方の岩盤を浸透していく過程で、電気伝導度を増大させる物質を溶解していくものと想定される。このことによって、上記の後者の場合に認められた伝導度と流量の 2 つのピーク値の比較では、前半での雨水浸透によって、溶解性物質がかなりの程度溶出させられ、その結果、後半ではピーク流量値が大きいにも係わらず、そのときには浸透水に溶解される物質が多く存在しなかったことによると説明できよう。



(a) By rainfall in June 28, 1989



(b) By rainfall in February 19 to 24, 1990

Fig. 10. Time-changes in electric conductivity, C_t and discharge, Q in location A-3.

Table 1. Chemical components contained in seeped water in location A-3.

Data	Q	C _t	Na ⁺	K ⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺	Cl ⁻	HCO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	SiO ₂	NO ₃ ⁻ -N	NH ₄ ⁺ -N	PO ₄ ³⁻ -P
(1) 8/18 '88	129.0	—	17.6	2.3	13.6	60.0	20.8	175.8	39.2	24.6	.46	.034	.042
(2) 11/8 '89	90.0	381	14.4	1.1	11.5	54.0	19.6	150.4	33.0	24.0	.13	.058	.065
(3) 11/21 '89	92.0	383	14.1	1.4	12.0	55.3	22.6	171.5	37.1	24.2	.02	.009	.023
(4) 1/13 '90	57.5	385	14.3	1.4	12.4	56.5	21.2	186.4	31.8	—	—	—	—

Table 1 は A-3 点で採水した湧水の化学成分を調べた結果である。ここに、Q は採水時の流量 (mm/h), C_t は電気伝導度 (μS/cm), 各化学成分の数値は質量濃度 (mg/l) である。サンプル (1) は暖期, サンプル (2)~(4) は寒期に対応し, 特にサンプル (1) は, 降雨によって一旦流量が増加した後の減少段階で, 比較的時間が経過していないとき湧水であり, そのときには時間スケールの短い流出変化成分が現れていた。寒期の 3 つのサンプルの各化学的成分濃度や電気伝導度はあまり変わらないが, サンプル (1) の成分は Na⁺, K⁺, Ca²⁺, HCO₃⁻, SO₄²⁻ の濃度が高くなっている。これらの成分の内, 陽イオンは主に岩石に由来する。HCO₃⁻ は CO₂ を含む水と岩石が反応し, その結果生成されたものである。また SO₄²⁻ は (溶存) 酸素に富んだ降水が地中を浸透する過程で硫化物 (FeS 等) を酸化しその濃度を高めたのか, あるいは CaSO₄ · 2H₂O (石膏) を単純に溶解してその濃度を高めたかは現時点では不明である。いずれにしてもこれら化学成分の source は岩盤に求めることができる (京大防災研究所吉岡龍馬氏の示唆による)。

降雨によって時間スケールの短い流出成分が現れて湧水流量が増大する場合, この速い流出成分が基底流的な遅い流出成分と同じ浸透場を流下してきたものとする, 雨水の電気伝導度は小さいので湧水の電気伝導度は流量の増加とともに減少すると考えられる。しかし, 観測結果は Fig. 10 のようであって, 速い流出成分の浸透場は遅い成分のものとは別の水みちであると考えるのが妥当であると考えられる。結局, A 点の湧水は, 大別して二つの浸透成分で構成され, これらは, 降雨の一部が短時間で湧水面まで達し, 一時的に湧水流量を増加させる成分と, より長時間の浸透過程を経て湧水となり, 基底流的流出を形成する成分とである。前者はいわゆる水みちと呼ばれる岩盤内の大きな亀裂を早い速度で浸透する fissure flow であり, 後者は岩盤内に広く分布する小さな割れ目群をゆっくり浸透する matrix flow とみなせる。一方, B 点の場合の湧水には, 流量的にみると matrix flow はほとんど存在しないとみなせて, A 点よりさらに早い速度で大きな亀裂を流下する fissure flow が支配的であると考えられる。

4. 観測結果の考察

4.1 岩盤内の大きな亀裂を流下する流れ(fissure flow)

(1) 基礎式

fissure flow の流れを解析する上で, Bear の言う REV (Representative Elementary Volume)²⁾ がその浸透場で定義できるか否かは不明であるが, ここでは REV が定義でき, 場は一様・等方とし, その解析は重力方向の一次元でなされるものとする。

水の連続式は次式で与えられる。

$$\partial\theta/\partial t + \partial q/\partial x = \varepsilon(x, t) \dots\dots\dots (1)$$

ここに、 θ は fissure flow に関する体積含水率、 q は流量流速、 ε は sink や source の強度、 x は岩盤上面からの深さ、 t は時間である。以下では、亀裂とその周りの岩塊の間での水分の授受は実質上少なく、無視できると考えて、 $\varepsilon = 0$ とする。

亀裂内の水の運動式はア・プリオリには設定できないが、空隙径が大きいので、流水に対する重力項の寄与は表面張力の項に比し非常に大きいと考えられる。Darcy 則を参照して、流量流速は含水率のみの関数³⁾で、次のように表せるとする。

$$q = \alpha \theta^n \dots\dots\dots (2)$$

ここに、 α , n は正の定数である。

式(1)と式(2)が fissure flow の基礎式となるが、この2式より次式をうる。

$$\partial q/\partial t + C(q) \partial q/\partial x = 0 \dots\dots\dots (3)$$

ここに、

$$C(q) = n\alpha^{1/n} q^{1-1/n} \dots\dots\dots (4)$$

式(3)は次式と等価である。

$$dx/dt = C(q) \text{ で } q = \text{const.} \dots\dots\dots (5)$$

$x-t$ の特性平面上で、式(5)で与えられる特性曲線が交差すると、そこでは shock front が形成される。この front の移動速度 (W) は、水の連続式より次式で与えられる。

$$W = \langle q \rangle / \langle \theta \rangle \dots\dots\dots (6)$$

ここに、 $\langle \cdot \rangle$ は shock front の直前と直後の水理量の差を意味し、添字“+”と“-”が直前及び直後を表すとすれば、例えば $\langle q \rangle = q_+ - q_-$ である。

式(6)に式(2)を用いると、次式をうる。

$$W = \alpha^{1/n} (q_+ - q_-) / (q_+^{1/n} - q_-^{1/n}) \dots\dots\dots (7)$$

とくに、 $n = 2$ の場合、式(7)は次式となる。

$$W = \alpha^{1/2} (q_+^{1/2} + q_-^{1/2}) \dots\dots\dots (8)$$

$n = 2$ の条件は、 $n = 2$ 以外の場合より解析を容易にする。

(2) 降雨量と浸透時間との関係

(a) 理論的關係式

$t < 0$ に非常に弱い一定強度の降雨 ($r = q_0$) が継続していたところに、 $t > 0$ で、ある程度の強い降雨が生起した場合を想定し、また解析の簡単のために浸透場は十分に厚いとみなす。このときの初期・境界条件は次式で与えられる。

$$\begin{aligned} q &= q_0 = \text{const.}; t < 0, x \geq 0 \\ q &= r(t); t \geq 0, x = 0 \end{aligned} \dots\dots\dots (9)$$

このような条件下では、特性平面の原点から shock front が発生し、これが下方の非擾乱域に伝パンしていくことは容易に想像できる。このような $t = 0$, $x = 0$ から発生した shock front の移動の状況は次式で与えられる⁴⁾。

$$\int_0^t \{q(t'') - q_0\} dt'' = (t - t') \cdot [C\{q(0, t')\} \cdot \{\theta(0, t') - \theta_0\} - \{q(0, t') - q_0\}] \dots\dots\dots (10)$$

ここに、 $t = t$, $x = x$ に現れる shock front は、 $x = 0$, $t = t'$ から発生する特性する特性曲線によって決定されることを意味し、また θ_0 は式(2)で $q = q_0$ としたときの θ 値である。

式(10)中で、 θ_0 が零と近似できる場合を考える。 $x = 0$, $t = t^*$ から出発した特性曲線によって決まる上記の shock front が $t = t_c$ で $x = L$ に達するとすれば、式(2)及び式(5)より

$$C(q) \cdot \theta - q = (n-1)q,$$

$$L = C \{q(0, t^*)\} \cdot (t_c - t^*)$$

なる関係が成立するので、これらを $\theta_0 \rightarrow 0$, $q_0 \rightarrow 0$ とした式(10) に用いると、つぎの関係式をうる。

$$T_c = t_c - t^* = \Lambda / R_c^{n-1} \quad \dots\dots\dots (11)$$

ここに、

$$\Lambda = L^n / \alpha \cdot (n-1)^{n-1} / n^n \quad \dots\dots\dots (12)$$

$$R_c = \int_0^{t^*} q(t'') dt'' \quad \dots\dots\dots (13)$$

いま降雨の継続時間が短く、 $t = t^*$ が降雨終了時刻に一致するとすれば、 R_c は $0 < t < t^*$ 間の総雨量となり、式(11) の関係式は、最初の shock front が $x=L$ に到達するまでの時間 (T_c) が R_c の $(n-1)$ 乗に反比例することを意味する。なお、式(11) は前述の通り、式(1) で $\varepsilon(x, t) = 0$ とした仮定のもとに成立するが、 $\varepsilon(x, t) \neq 0$ とした場合の浸透解析は特別な条件を導入しない限り容易ではない³⁾⁵⁾。

(b) 観測結果との比較

山体斜面に達した雨水は、まず表土層を通過したのち、岩盤内へと浸透する。後述のように、トンネル上面直上には飽和域が形成されているので、浸透水がこの上縁に達した直後に湧水流量は増加を始める。その過程で表面流等の側方流が生起することもあるが、以下ではこの流れの生起は直接的には問題としないことにする。このように雨水が飽和域上縁に達するまでの時間の内、表土層内の通過時間が岩盤内でのものに比し短く無視でき、降雨がそのままの形で岩盤上面から浸透していくとすれば、理論的關係式(11) は Fig. 7 に示した $R_c \sim T_c$ の観測結果 (経験式) と直接に関係づけることができる。ただ、式(11) の成立条件には注意を要する。

A-3 点の $R_c \sim T_c$ の関係図である Fig. 7 (a) において、観測データは両対数紙上ではほぼ勾配が -1 の直線で与えることができた。この勾配を式(11) と対比すると、 $n=2$ をうる。図中の破線の Λ に対応する数値は、暖期で $0.24 \text{ m} \cdot \text{h}$ 、寒期で $0.044 \text{ m} \cdot \text{h}$ となるので、 L を土被りの厚さ (10 m) にとると、式(12) より、暖期で $\alpha = 104 \text{ m/h}$ 、寒期で $\alpha = 568 \text{ m/h}$ と評価される。

α の値が暖期に比し寒期の方が大きくなるという観測事実がなぜ現れるのかは興味のある問題である。水は温度が高くなると粘性は小さく、また表面張力は大きくなるので、暖期の方が寒期に比し、浸透水は移動しやすくなるので、水の物性からは観測結果を説明し得ない。Tanaka et al⁶⁾ はある一定の降雨量に対し同トンネル内で計測されている基盤の傾きは寒期の方が暖期より大きくなるという観測結果を得ており、比較的地表面に近い岩盤が暖期には気温の上昇で膨張し、その結果割れ目の隙間が寒期に比し狭くなって、透水性が悪くなるということから説明を与えている。 α 値の問題はこのような影響因子以外に、B 点では前述したように木の根が観察されているが、A 点でも岩盤内に根が這っていることが想定され、暖期での根の活性が亀裂の空隙 (水みち) を寒期に比し塞ぐ割合が大きくなるということも一つの原因になろう。

一方、B 点の場合、Fig. 7 (b) で示した通り、 $R_c \approx 20 \text{ mm}$ を境にして T_c の値は急激に変化する。この結果は、式(11) で α 値を変えることからのみでは説明できず、むしろ A 点で無視した表土層の雨水浸透に対する遅延効果が卓越するとみなすべきであろう。すなわち、時間スケールの小さな流出に対して、20 mm 程度の雨量が主として表土層に保水され、この値を越える降雨は岩盤上面より側方や下方へ極めて迅速に流下することが考えられる。なお、表土層の厚さを 10 cm のオーダ、field capacity の体積含水率を 0.1 のオーダとすると、大略 $10 \text{ cm} \times 0.1 = 10 \text{ mm}$ 程度が表土層に保水されることになるので、上記の 20 mm と数値的にオーダが一致する。

(3) 降雨による湧水流量の変化

(a) 湧水面上の飽和域

トンネル内は大気圧下にあるので、湧水面（トンネル上面）直上の湧水の道筋は飽和の状態になっているはずである。このような飽和域内での雨水浸透が Darcy 則に従うとすると、一般に次式が成立する。

$$Q_f = -K_f(\phi_1 - \phi_2)/h_f \dots\dots\dots (14)$$

ここに、 Q_f は fissure flow の流量流速、 h_f は飽和帯の厚さ、 ϕ_1 、 ϕ_2 はそれぞれトンネル上面及び飽和域上面のポテンシャル、また K は飽和透水係数である。いまの場合には、 $\phi_2 = \psi_f - h_f$ 、 $\phi_1 = 0$ である。ここに、 $\psi_f(>0)$ は毛管ポテンシャルである。

飽和域の連続式は次式となる。

$$S_f dh_f/dt = q_r - Q_f \dots\dots\dots (15)$$

ここに、 S_f は有効空隙率、 q_r は飽和帯への涵養強度である。以下では、 S_f を一定とみなし、飽和域の消長は Green & Ampt のモデル⁷⁾により表せるとする。

式(14)と式(15)より、 h_f の項を Q_f で表せば、支配面積比を考慮すると、以下の通りである。

$$dQ_f/dt = \lambda_f(1 - Q_f/K_f)^2(\beta_f q - Q_f) \dots\dots\dots (16)$$

ここに、 $\lambda_f = K_f/S_f\psi_f$ 、また $\beta_f q = q_r$ であり、 q は岩盤内の単位面積当りの流量流速、 β_f は湧水の単位受水面積当りの降雨の面積（支配面積比）である。

入 β_f 、 K_f 、 β_f の値及び $q(t)$ の変化が分かれば、式(16)より Q_f の時間変化が計算できる。

(b) 雨水浸透の飽和帯への涵養

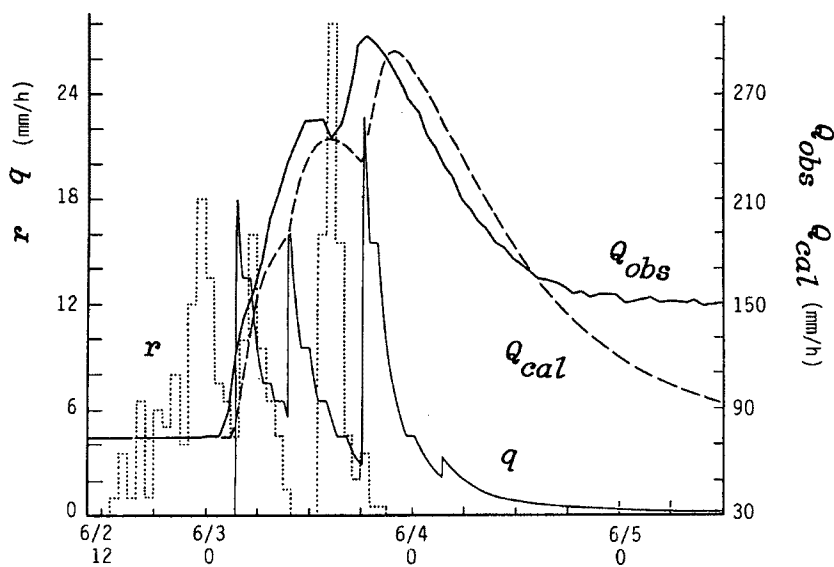
式(16)を計算する際の $q(t)$ の与え方につき述べる。降雨を岩盤上面への有効降雨 $r(t)$ とすると（A点の場合）、この $r(t)$ は $x=0$ での境界条件となるので、 $x-t$ の特性平面上で、shock frontの移動を式(8)で、また kinematic waveの移動を式(5)で追跡し、ある深さでの q 値の経時変化を決定すればよい。しかし、以下では、簡単のため、初期条件として、近似的に $\theta=0$ ($q=0$)とし、また地下水面の位置はほとんど変化せず一定で、トンネル上面とほぼ一致するとした。なお、この場合、式(16)中に含まれる S_f は飽和体積含水率に一致する。実際に計算する場合、shock frontの追跡には4つの決まったパターンが現れ、それらのshock frontの位置と時間との関係式は $n=2$ の条件によって解析的に表せる⁸⁾ので、これらを組み合わせることにより、例えば図式解法によって $q(t)$ を求めることができる。

(c) 計算値と観測値との比較

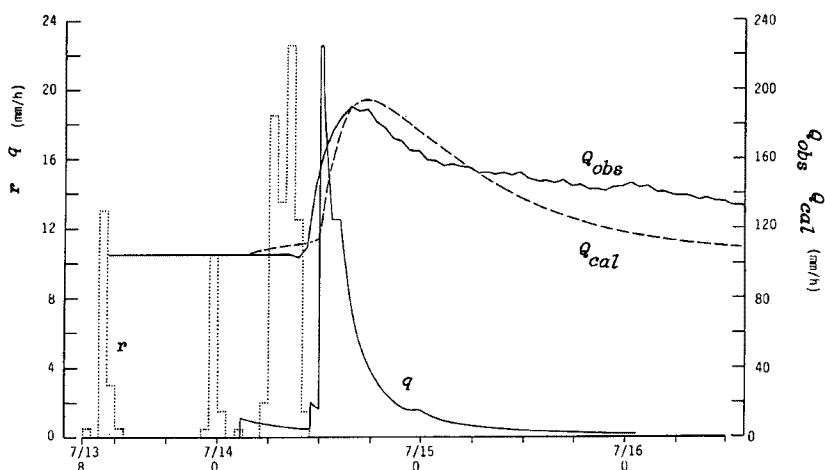
A-3点の場合：

上記の方法に従い、A-3点について、式(16)を計算した結果 (Q_{cal}) が Fig. 11(a), (b) の破線であり、それぞれは1988年6月2-3日及び同年7月13-14日の降雨による場合である。同図中の実線は湧水の観測値 (Q_{obs})、また細い実線は降雨浸透による地下水面への涵養強度 (q) を表す。観測流量は matrix flow と fissure flow による湧水成分が加算されているので、fissure flow による湧水を対象とした本計算では、matrix flow に対応するものとして観測流量の増加時点の値がそのまま保持されとした。従って、 Q_{cal} には計算で得た Q_f にこの初期流量が加算されている。 K_f 、 λ_f 、 β_f の値は計算値が観測値によく一致するように決めたが、それぞれは0.005 m/h, 0.08 h⁻¹, 0.25となった。図より、計算値は、流量の増加時からピーク時を経て減少していくあたりまで（流量増から20-30時間）、観測値とかなりよく一致している。その後、計算値は観測値に比べて下方にずれていくが、この傾向は、計算において、岩盤内の大きな亀裂を流下する流れ（fissure flow）の中でも最も浸透速度が大きな成分に着目していること、またそれより速度の小さな成分は降雨の生起直前の流量（初期流量）を持続するとしたことによると考えられる。なお、前者の理由は、 α 値を流量の増加開始時刻に着目した $R_c \sim T_c$ の観測結果（Fig. 7(a)）から決定したことによる。

ここで用いた β_f 値（= 0.25）は3章4節で示した水収支から求めた支配面積比の値、蒸発散を無視し



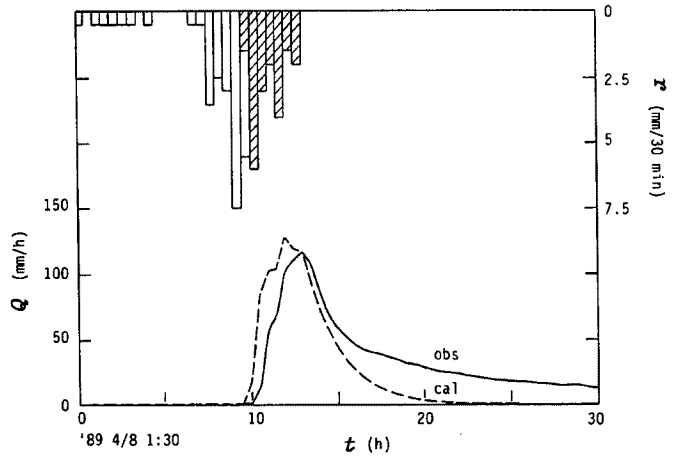
(a) In the case of rainfall in June 2 to 3, 1988



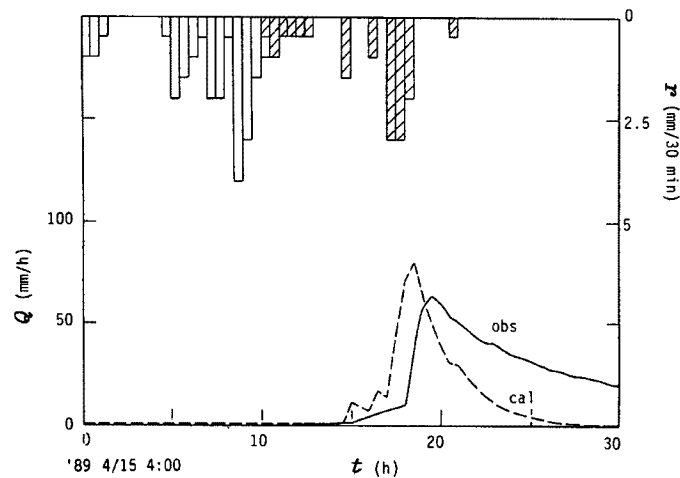
(b) In the case of rainfall in July 13 to 14, 1988

Fig. 11. Comparison between calculated discharge and observed one in location A-3.

た場合の 0.35 ~ 0.45, また蒸発散を考えた場合の 0.45 ~ 0.55 より小さい。水収支からみた支配面積比は、降雨による流量増分が数日から3週間程度の期間のデータから決定されたので、そこには本計算で直接着目しなかった比較的浸透速度が小さな fissure flow によるものも含まれているはずである。従って、本計算の β_f 値は水収支から求めた値より小さくなっていることが理解できる。ここで用いた K_f 値, λ_f 値, 及び一応 S_f 値として 0.05 を用いて $\lambda_f = K_f / S_f \psi_f$ を計算すると, $\psi_f = 1.2$ m となる。これらの値を式(14)に用いると, 例えば図 (b) では, Q のピーク時には $h_f = 2$ m となり, 計算の初期 ($Q = 0$) で $h_f = 1.2$ m であるので, 計算過程での地下水面の変動は L 値に比し無視でき, 地下水面を湧水面とみなしたことが妥当であったといえる。



(a) In the case of rainfall in April 8, 1989



(b) In the case of rainfall in April 15, 1989

Fig. 12. Same as Fig. 11, but in location B.

B点の場合:

降雨が生じたとき、B点では、降雨開始時より 25 mm が表土層に保水され、それ以降の降雨がそのまま下方に形成されている地下水面に涵養されることとした条件で式 (16) を計算した結果が Fig. 12(a), (b) の破線の “cal” としたものであり、それぞれは 1989 年の 4 月 8 日及び 15 日の降雨事象による場合である。飽和帯のパラメータとして、 $K_f = 0.01 \text{ m/h}$, $\lambda_f = 0.5 \text{ h}^{-1}$, $\beta_f = 0.25$ とした。図中の降雨でバッティングした部分は直接に地下水面への涵養に資する降雨である。計算値（破線）と観測値（実線）とを比較すると、両者には若干の時間的な差が生じているが、流量ピークの発生直後までは大略一致しているが、それ以降の低減段階では A-3 点の場合と同様に計算値は速く減少している。表土層で一時的に保水された 25 mm の雨量はいずれそのまま岩盤内に排水されたとしても、計算での総湧水量は降雨量の約 0.25 倍にしかない。しかし、3.4 (2) での水収支から求めた支配面積比は約 0.5（蒸発散を無視した場合）であったので、ここで考えた以外の、岩盤中を比較的時間をかけて地下水面に達する浸透成分が存在し、これが流量ピーク発生以降での流量の低減を緩和することに寄与すると考えられる。

4.2 岩盤内の小さな亀裂群を流下する流れ(matrix flow)

(1) 飽和域での流れ

matrix flow の浸透場にもトンネル上面上には fissure flow の場合と同様に、飽和域が形成されているはずである。この飽和域での水の流れが fissure flow の場合と同様に Darcy 則に従うとする。また降雨終了後十分に時間が経過し、飽和域への上方の不飽和域からの涵養が実質上無くなった段階を対象にする。このような条件下では、式(16)を参照すれば、以下の式が成立する。

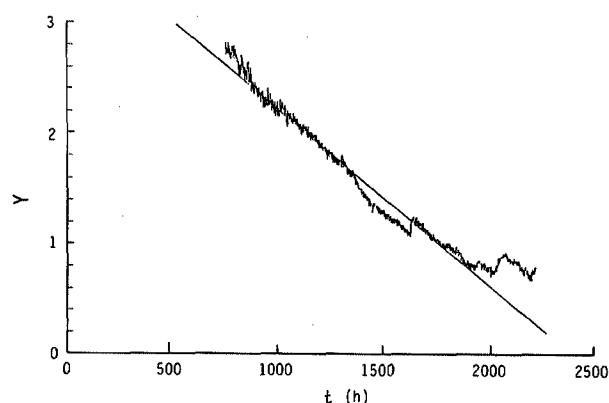
$$dQ_m/dt = -\lambda_m(1-Q_m/K_m)^2 Q_m \quad \dots\dots\dots (17)$$

ここに、 Q_m は matrix flow による湧水の流量で、 λ_m と K_m は fissure flow での λ_f と K_f に対応する。

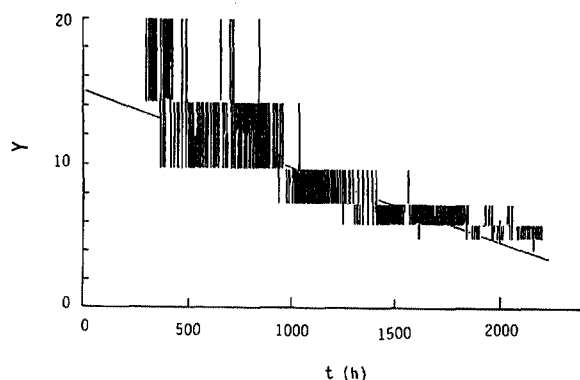
式(17)を積分すれば、次式をうる。

$$Y = \ln\{Q^*/(1-Q^*)\} + 1/(1-Q^*) = -\lambda_m(t-t_0) + \text{const.} \quad \dots\dots\dots (18)$$

ここに、 $Q^* = Q_m/K_m$, t_0 は一定値である。



(a) In location A-3



(b) In location A-1

Fig. 13. Relation between the right side in Eqn. (18), Y and elapsed time, t .

K_m が与えられれば、観測値を用いて $Q(t)/K_m$ を計算し、得られた Q^* 値を式(18) 右辺に代入して、その値 (Y) を時間 (t) に対してプロットすれば、實際上涵養がほとんど存在しない流量低減段階では、 Y と t は直線的な関係になっているはずである。そこで、A-3 点について、Fig. 9 で示した 1988 年の寒期である秋から冬の湧水データに着目し、 $Y \sim t$ の関係を調べたものが Fig. 13(a) である。データは期待通り、直線的な変化を示す部分が現れることが分かる。計算では、 $K_m = 2.8 \times 10^{-4}$ m/h を採用したが、 K_m をこの値より小さくすると、データは下に凸の形状となり、他方、大きくすると、同様に直線的な変化は認められるが、直線の勾配から決まる λ_m 値と K_m 値を介して与えられる ($S_m \psi_m$) 値は実状に合わない結果となる。Fig. 13(a) に描かれた直線の場合は、 $\lambda_m = 3.1 \times 10^{-3} \text{ h}^{-1}$ となる。そこで、とりあえず $S_m = 0.1$ とおくと、 $\psi_m = 0.9$ m となり、基底流的流出流量が $130 \rightarrow 50$ mm/h に減少すれば、地下水面は $h_m = 3.9 \rightarrow 1.2$ m に低下し、その変動幅は数 m 程度となる。ただし、この成分の支配面積比を 3.4 で求めた 5 とした場合である。 ψ_m 値は ψ_f 値と同程度の大きさとなり、期待された $\psi_m > \psi_f$ なる結果とはならなかった。これについては、今後の詳細な検討が必要である。

参考のために、A-1 点に対して、Fig. 13(a) と同様な整理をした結果が Fig. 13(b) であり、同様に Q の減少と共に、 Y は t に対して直線的な変化をするようになることが分かる。ここでも K_m は A-3 点と同じ値を用いている。なお、 $Q_m = 10 \rightarrow 8$ mm/h と変化すれば、 $h_m = 4 \rightarrow 1.8$ m と減少する。

(2) 不飽和域での水分移動と飽和域への涵養

3.3 において、A-3 点の春や秋において、降雨生起後の流量の低減段階において、途中流量が若干増加する期間が現れるという観測事実を述べた。これは matrix flow に基づく現象と考えられるので、以下では、この現象に着目し、matrix での浸透状況がどのようなものであるかを検討する。

降雨浸透終了後の matrix flow の生起場には、いわゆる水分の再配分の過程が生起しているはずである⁹⁾。この現象自体非常に複雑であるが、matrix flow は修正された Darcy 則に従って移動しているはずである。この移動の過程が、Darcy 則で、圧力勾配項が重力項に比し小さく、無視できるとした kinematic wave model¹⁰⁾ で表せるとしよう。このモデルは上述での fissure flow のモデルと類似であり、特に matrix flow の不飽和透水係数が水分量のベキ関数で表せるとすれば、matrix flow の運動の式は式(2) と同型式となる。また降雨終了時には、岩盤上面より下方のある深さまでは、ほぼ一様な水分

分布が形成されていると考える。結局、ここでは4.1の結果がそのまま利用できることになる。

(a) 流量増加開始までの時間

shock front の伝パン時間と累積雨量の関係式 (11) を変形すると、次式をうる。

$$T_s/l_w = \{(n-1)^{n-1}/n^n\} / \alpha_m \cdot (l_w/R)^{n-1} \dots (19)$$

ここに、 l_w は L に対応し、岩盤上面から下方に形成される飽和域の上面までの深さ、 T_s は降雨終了 ($t=t^*$) 後、shock front が飽和域上面に達するまでの時間、 R は R_c に対応し、降雨浸透量であり、また α_m は式(1)の α に対応する。式(19)では、shock front 前方の不飽和域の水分分布は一樣としている。この shock front が地下水面に達した時刻 ($t=t_s$) に湧水の流量増加が始まる。

$t=t_s$ における観測流量がすべて matrix flow によるものとする。式(14)と同型式の matrix flow に対する Darcy 則の Q_m に $t=t_s$ の湧水流量を代入して飽和域上面の位置を求め、この面の岩盤上面からの深さ (l_w) を

決定する。この l_w 値を用い、当該降雨を対象にして、 T_s/l_w と l_w/R の関係を対数紙上でプロットすると Fig. 14 をうる。ここでは、小雨の場合や大雨 ($R > 100$ mm) で fissure flow が生起している可能性のある場合のデータは除外した。データ (黒丸) はおおよそ勾配 1 の破線により表せる。この破線と式(19)を比較すると、 $n=2$ となり、また、 $\alpha_m = 5.43$ m/h となる。この α_m 値は暖期での fissure flow における α 値の $1/20$ となっている。 α や α_m 値の比較より、matrix flow は fissure flow より同一含水率に対して移動速度が小さくなっており、妥当な結果であるといえる。

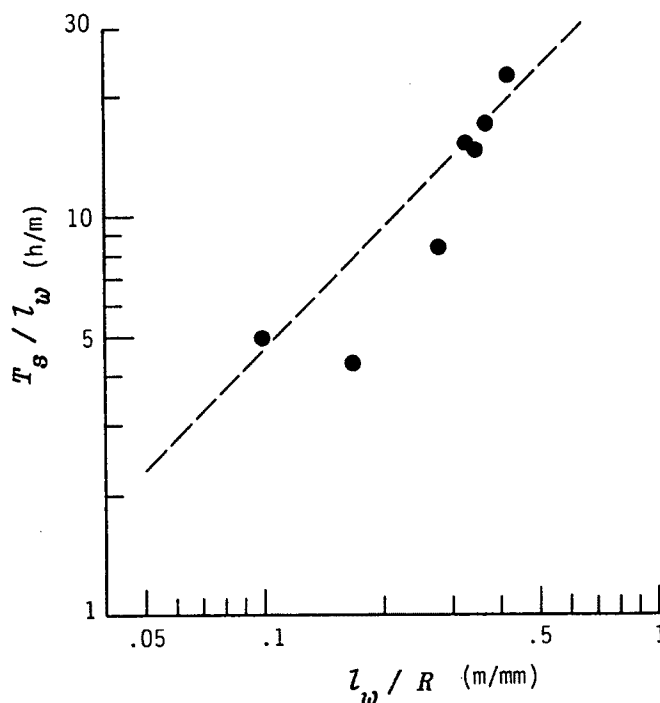


Fig. 14. Relation between T_s/l_w and l_w/R in location A-3.

(b) ピーク流量の生起時間

湧水流量がピーク値 (Q_p) を示すまでの降雨終了時からの時間 T_p と記す。流量のピーク生起時 ($t=t_p$) では、飽和域への涵養強度 (q_m) と湧水流量 (Q_p) とは一致する。

$t > t^*$ での特性平面上の状況は、 $x=0$ 、 $t=t^*$ を出発する特性曲線 (式(5)) で決定される。従って、式(5) 右辺の C に式(4) の関係を用い、kinematic wave が $t=t_p$ で $x=l_w$ に達するとすれば、次の関係が成立する。

$$q_m = (l_w/n\alpha^{1/n})^{n/n-1} / T_p^{n/n-1} \dots (20)$$

式(20) と式(19) より (l_w/α_m) を消去し、 $n=2$ とすれば、つぎの関係式がもとまる。

$$T_p = (R/Q_p)^{1/2} \dots (21)$$

式(21) 右辺に観測値の R と Q_p を代入した値 ($T_{p,c}$) と T_p の観測値 ($T_{p,o}$) とをプロットした結果が Fig. 15 である。図中の破線は $T_{p,c} = T_{p,o}$ を示す。データ (黒丸) はほぼこの破線上に位置することが分

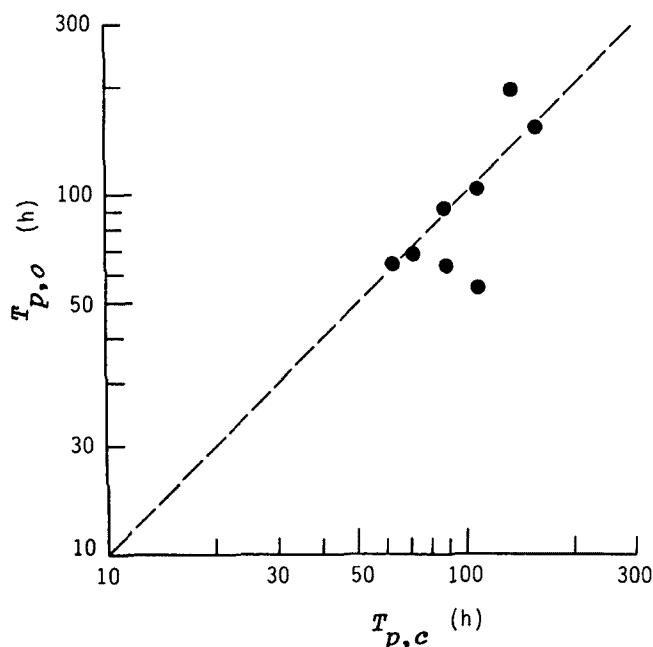


Fig. 15. Relation between calculated values of T_p , $T_{p,c}$ and observed one, $T_{p,o}$ in location A-3.

かる。

以上、A-3点において、matrix flowによる飽和域への涵養は降雨終了後数10時間以上後に現れるが、そこでの過程はkinematic wave modelで解析できる可能性を得た。

B点の場合、チャードの岩盤から成るmatrix flowの場の透水性は非常に悪く、水の動きは量的に非常に小さいと考えられる。

5. 結 論

以上、本研究では、地下水流出過程、特に、山体の地下水帯への雨水の供給機構を解明するために、砂岩、チャート、頁岩などで構成される山体のトンネル内で湧水の観測を行い、その結果の解析を行った。得られた結果を要約すれば、以下の通りである。

1) 山体における雨水浸透の場は水平方向に一樣ではなく、三次元的である。例えば、約5mを隔てたA-1点(受水面積1 m²)とA-3点(受水面積3.74 m²)の観測湧水は、降雨による単位受水面積当りの湧水流量の増加量には約5倍程度の差異が生じた。しかし、より巨視的にみると、Aの3測点間には共通して同じような流量変化の特性が存在している。

2) 岩盤内の雨水浸透の場は、大きな亀裂の部分と小さな亀裂群の部分とに大別される。前者の場を流下する流れ(fissure flow)の速度は大きく、湧水に対しては降雨生起直後の流量の増大に寄与する。後者の場の流れ(matrix flow)の速度はfissure flowに比し小さく、湧水に対し基底流出的な成分を構成する。このような二つの浸透成分の存在は、湧水の電気伝導度の測定や化学分析の結果に根拠を置いている。

3) fissure flowの流量流速(q)は、A-3点(砂岩)の場合、水分量(θ)のべき関数、 $q = a\theta^n$ (式(1))で与えることができる。 n 値は寒期・暖期に関係なく2となるが、 a 値は寒期と暖期とでは異なり、寒期の方が5倍程度大きくなる。また、この流れの解析は、kinematic wave理論を介して行うことができる。例えば、降雨による湧水流量の増加開始時間と降雨量との関係は式(11)に従う。一方、B点(チャート)のfissure flowの速度はA点のものに比し極めて大きく、またこの流れを湧水の降雨による応答からみた場合、近似的に岩盤内の移動時間を零とみなすことができる程度である。

4) 降雨浸透終了後のA-3点のmatrixでは、水分の再配分過程が生起しており、そこでの不飽和域の流れの解析には、式(1)に基づいたkinematic wave modelの適用が可能である。その際、不飽和透水係数の関数形を $\alpha_m \theta_m^n$ とすると、 $n=2$ となるが、 α_m 値は暖期のfissure flowの α 値の1/20程度の値となる。このようなmatrix flowによって下方の飽和帯に涵養がなされるが、これは降雨終了後数10時間以上後に生起する。

5) A点では、基底流的な湧水が常に存在する。しかし、B点では、降雨が1週間程ないと湧水がなくなり、湧水における基底流的な成分の寄与は短く、また小さい。とくにB点では、10mm程度以上の降

雨によってのみ流量の増大が生じるが、降雨終了時を時間の基準にとった流量低減は降雨の時間分布に関係なく、次第に一つの関数に従って変化をする。この変化は暖期と寒期に二分され、暖期の方が低減は速いが、これは蒸発散の大きさの差によるものと解釈された。

最後に、湧水の化学分析に御協力頂いた京大防災研究所吉岡龍馬氏、また図面の作成を頂いた同研究所永田敏治氏に感謝の意を表す。また、本降雨観測の欠測に対し、雨量データを提供頂いた海上自衛隊由良基地分遣隊に感謝します。

参考文献

- 1) 新藤静夫：崩壊の規模、様式、発生頻度とそれに関わる山体地下水の動態，昭和 61 年度文部省科学研究費自然災害特別研究(1)，1987.
- 2) Bear, J.: *Hydraulics of Groundwater*, MacGraw-Hill Inc., 1979, pp. 28 - 31.
- 3) 例えば, Beven, K. and P. Germann: *Macropores and Water Flow in Soils*, *Water Resou. Res.*, Vol. 18, 1982, pp. 1311 - 1325.
- 4) Whitham, G.B.: *Linear and Nonlinear waves*, *Pure & Applied Math.*, A Wily-Interscience Pub., 1974, p. 59.
- 5) Peter, R.R. and E.A. Klavetter: *A Continuum Model for Water Movement in an Unsaturated Fractured Rock Mass*, *Water Resou. Res.*, Vol. 24, 1988, pp. 416 - 430.
- 6) Tanaka, T. and Y. Hoso: *Effect of Rainfall on a Continuous Observation of Ground Tilts*, *Bull. of Royal Soc. of New Zealand*, Vol. 24, 1979, pp. 19 - 28.
- 7) 例えば, Bouwer, H.: *Groundwater Hydrology*, MacGraw-Hill Book Comp., 1978, pp. 241 - 244.
- 8) 三田村克己：山体地下水帯への雨水の供給機構に関する研究，京大工修士論文，1990，pp. 45 - 49.
- 9) 例えば, Hillel, D.: *Applications of Soil Physics*, Academic Press, 1980, pp. 50 - 75.
- 10) Charbeneaus, R.J.: *Unsaturated Flow in Hydrologic Modelling. Theory and Practice*, ed. by Morel-Seytoux, H.J., NATO ASI Series, Kluwer Academic Pub., 1988, pp. 127 - 160.