

## 天竜川上流域における急峻な3つの小流域の流出特性の違い

岩下広和\*・恩田裕一\*\*・一柳錦平\*\*\*

### 要 旨

起伏が大きく、地質の異なる3つの小流域で、流出量、電気伝導度を連続観測した。また、自動採水装置で降雨時の河川水を採取し、水質分析を行った。なお、それぞれの流域の流域面積・起伏比などの地形条件や、植生や斜面物質などの条件はほぼ等しい。1993年の観測の結果、流出率やイベントの減衰の仕方、イベント発生の敏感さなど3流域で異なる結果を得た。中生層地域のK1流域は、流出率が大きく、減衰が遅い流出が起こる。しかし降雨量が少ないときには流出が起きなかったり、起きても流出率がほとんど0%である。また、1つのイベントに、降雨と同時に発生する極めて小さな1次ピークと、平均9時間程度遅れて発生する大きな2次ピークとが存在する。花崗岩地域のY1流域は、ピーク流量が大きく、かつ減衰が速く、降雨に対して敏感な鋭い流出が発生する。変成岩地域のO1流域は、ピーク流量が小さく、減衰が速く、流出率が小さいという、流出反応が全体的に小さい特性を持つ。ハイドログラフおよび水質の特徴から、これらの流域では、表面流は主な流出成分ではない可能性が高いことが示唆された。したがって、流出特性の違いは、地質の違いによる地中での水の挙動の違いを示唆する。

キーワード：降雨流出特性，山地小流域，基盤岩，二つのピーク，降雨時河川水質

### I. はじめに

1960年代から盛んになった斜面水文学の研究成果によって、降雨流出メカニズムについてかなり明らかになってきた。(TSUKAMOTO, 1963; DUNNE and BLACK, 1970; SKLASH and FARVOLDEN, 1979; PEARCE *et al.*, 1986)。それらの研究の多くは、土層が厚く、起伏の小さい流域で行われてきた。例えば、斜面水文学に関する研究が行われた25ヶ所の調査流域(流域面積0.1~16 ha)を調べたところ、それらの起伏比は0.07~0.65 (4.0°~33.0°)に分布し

---

\*名古屋大学農学部水土保持学研究室

Laboratory of Forest Hydrology and Erosion Control Engineering, School of Agricultural Sciences, Nagoya University, Nagoya 464-01. (現)東京都立大学理学研究科地理学専攻 Department of Geography, Tokyo Metropolitan University, Hachioji 192-03.

\*\*名古屋大学農学部水土保持学研究室

Laboratory of Forest Hydrology and Erosion Control Engineering, School of Agricultural Sciences, Nagoya University, Nagoya 464-01.

\*\*\*名古屋大学農学部水土保持学研究室

Laboratory of Forest Hydrology and Erosion Control Engineering, School of Agricultural Sciences, Nagoya University, Nagoya 464-01. (現)名古屋大学大気水圏科学研究所 Institute for Hydrospheric - Atmospheric Sciences, Nagoya University, Nagoya 464-01.

(受理：1994年11月7日)

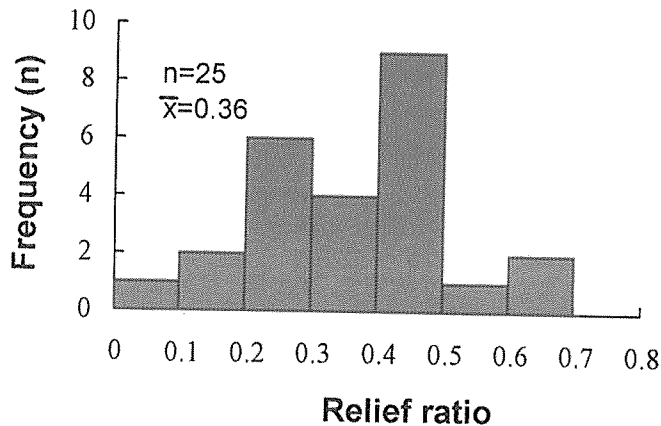


図-1. 過去に研究の行われた流域の起伏比のヒストグラム  
Fig. 1. Histogram of relief ratio of experimental watershed (0.1-16 ha) for hillslope hydrological study.

ており、平均値は0.36 (19.8°)である(図-1)。しかしながら、日本は急峻な山地が広く分布しており、起伏の小さい山地の面積はそれほど広くない。それにもかかわらず、山岳地における降雨流出機構については、ほとんど研究がなされていなかった。

ところで、基盤岩石の種類によって、流出特性に違いがあることが従来から指摘されている。それらの研究の多くは、土層の厚さの違いが、流出特性の違いをもたらす原因であるとしている(FREEZE, 1972; 恩田, 1989; ONDA, 1992; 海老塚・近藤, 1990)。しかし、降雨流出のメカニズムは、土層中での水の挙動だけでは説明できないと指摘する研究成果(WILSON and DIETRICH, 1987; 廣瀬ほか, 1993; ONDA, 1994)もあり、基盤岩中へ浸透する水の挙動も降雨流出過程の中に考慮する必要性が指摘されている。しかし、従来は基盤岩の影響を明らかにするのが困難な、土層の厚い流域が対象とされてきた。

また、降雨に伴う崩壊・地すべりは、降水による土層の間隙水圧の上昇による、せん断強度の低下が原因となり、発生するとされている(例えば, SIDLE and SWANSTON, 1982)。このことは、土層中における水の挙動と土砂移動との関係が深いことを予想させる(ONDA, 1993)。しかしながら、崩壊発生場である急峻な山地での水文特性は、図-1に示したように、まだほとんど調べられていない。したがって、急峻な山地で水文観測を行うことは、山岳地での斜面プロセスや崩壊の発生原因などの解明に貢献するかもしれない。

以上のことから、起伏の大きい小流域での流出特性について様々な知見を得るために、地質の異なる3つの流域を設定して、1993年より流出観測を開始した。本報は、その1993年度の観測結果をまとめたものである。

## II. 調査流域

調査流域は、南アルプスと中央アルプスという、比高が2500 mにもおよぶ急峻な山岳地に設定した(図-2)。南アルプスには、主に中古生層と変成岩、中央アルプスには、主に花崗岩と変成岩の合計3種類の地質が分布している。

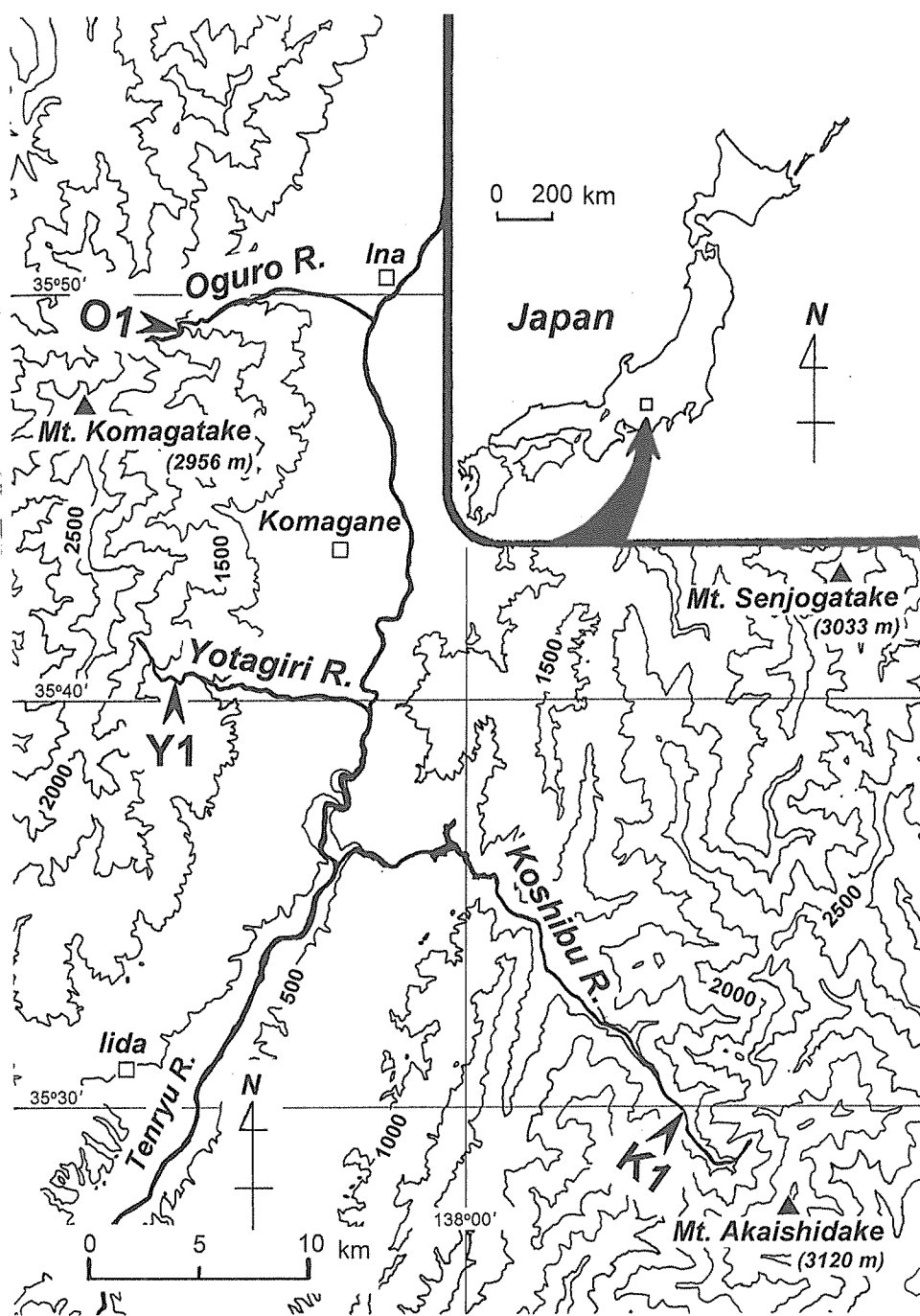


図-2. 調査地域. 等高線は500 m 間隔.

Fig. 2. Location map of study areas. Contour interval is 500m.

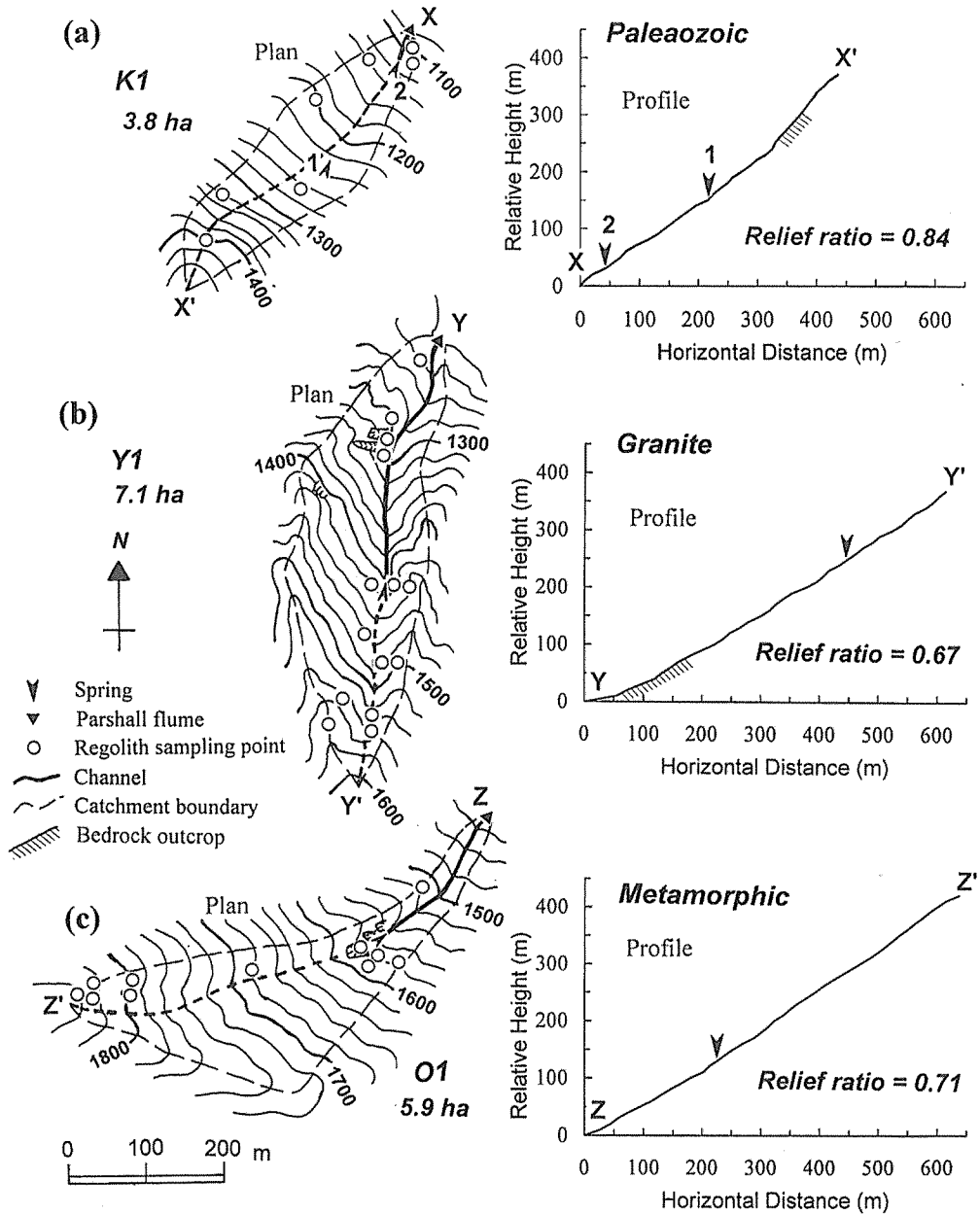
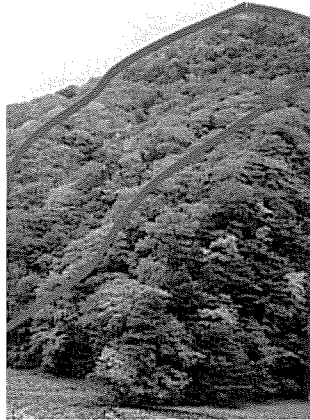


図-3. 調査小流域の地形図と縦断面図。(a): K1 流域, (b): Y1 流域, (c): O1 流域。

Fig. 3. Topographic map of experimental basins. (a): K1 basin, (b): Y1 basin, (c): O1 basin.

調査流域を、それぞれの地質に1つずつ設定した。天竜川上流域の、小渋川、与田切川、小黑川の支流に、それぞれ K1 流域 (中生層地域)、Y1 流域 (花崗岩地域)、O1 流域 (変成岩地域) を設定した。その際、3 流域間で地形条件が大きく異ならないように小流域を選定した (図-3)。それらの流域面積は 3.8~7.1 ha、起伏比は 0.67~0.84 というように、いずれも従来の研究 (図-1) に比べてきわめて起伏比の大きい小流域である。これらの流域は、いずれも標高 1100~1800 m の間に位置し、落葉広葉樹と針葉樹 (主にカラマツ) が混在する森



## K1 basin

*Paleozoic Sedimentary rock*  
*Drainage area = 3.8 ha*  
*Relief ratio = 0.84*

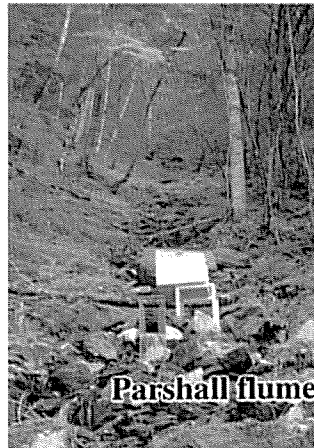
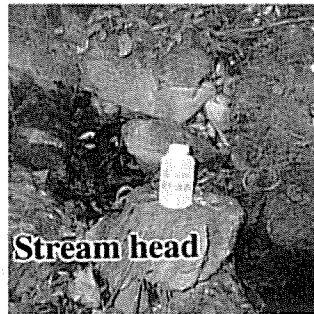


写真-1. K1 流域

Photo 1. The K1 experimental basin.

林が成立している。

各調査流域の状況を以下に示す。(a) 中古生層地域の K1 流域の谷部は等高線の凹みが緩やかであり(図-3 a), 浅い谷地形をなしていた。K1 流域の水流は、水文観測点から 50 m 上流の地点(図-3 a の 2 で示した地点)の、堆積した礫の下部(写真-1)から始まっていた。さらに 200 m 上流の地点(図-3 a の 1 で示した地点)でも水流がある。この流れは、下流方向に礫が線状に堆積してる部分ですぐに浸透する。堆積した礫は、一面コケに覆われている。尾根部は下層植生が疎らであった。流域の縦断形(図-3 a)は、全体に直線的であるが、流域上部で傾斜が急になり、約  $50^{\circ}$  にもおよぶ。この傾斜の変換点には基盤岩が露出していた(図-3 a 斜線部分)。

(b) 花崗岩地域の Y1 流域では、水文観測点から 450 m 上流(図-3 b)で礫の堆積の下部(写真-2)から水流が始まる。Y1 流域は等高線の凹みが鋭く、その谷すじが水流となる。流路の上流部分には、長径 50 cm 程度の礫が堆積しており、それらは一面コケむしている。水流はそれらの礫の上や脇を通り、流下している。下流部分では基盤岩(図-3 b 斜線部分)上に水流があり、落差数 m の滝が 3 ケ所にある。その一つを写真-2 に示してある。流域内は全般的に基盤岩の露出が多い。特に、右尾根は基岩露出が下流から上流まで続いており、直径数 cm 程度の礫が堆積している支流が所々で合流している。その支流には水流はない。Y1 流域では尾根部の林床にササが密生している。

(c) 変成岩地域の O1 流域では、中流部の崩壊地の下部(図-3 c)に湧水があり(写真-3)、礫の堆積している谷を流下している。流域下流部は狭い谷地形をなしている。流域上流部は

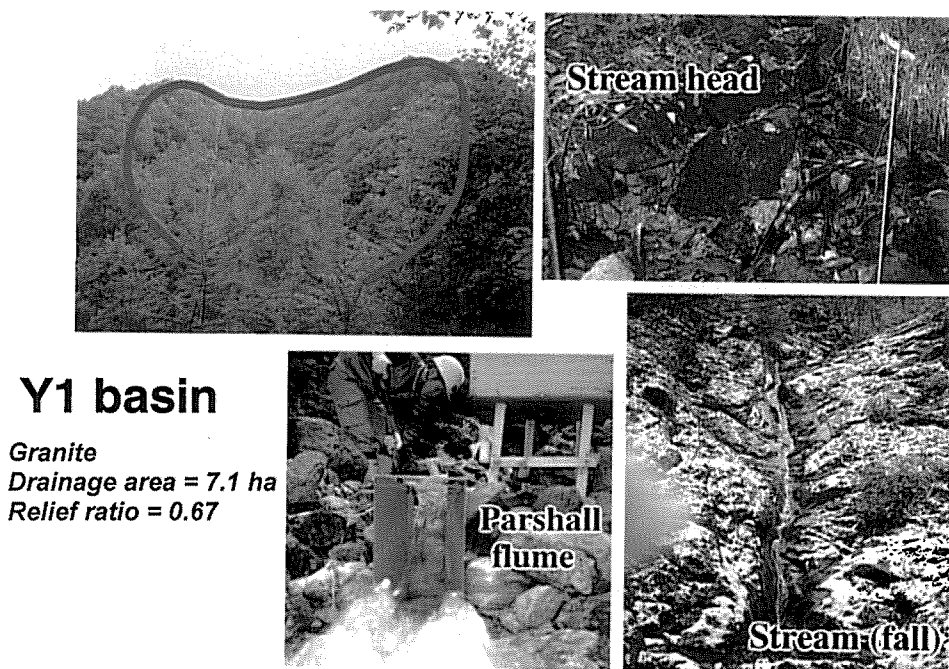


写真-2. Y1 流域

Photo 2. The Y1 experimental basin.

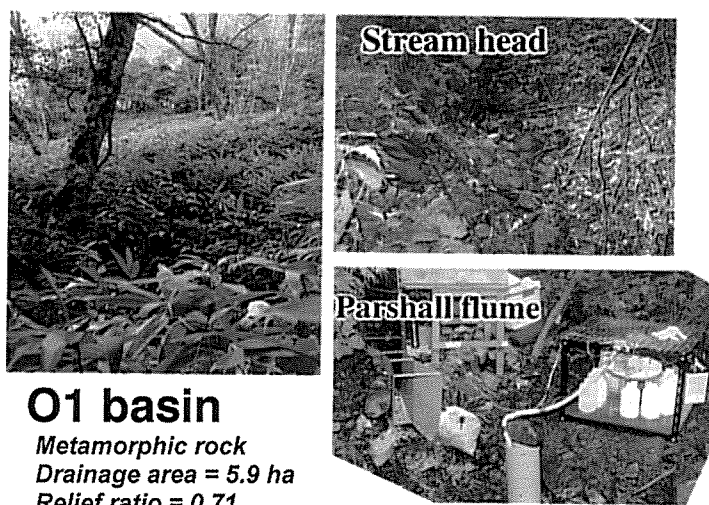


写真-3. O1 流域

Photo 3. The O1 experimental basin.

等高線の凹みの緩やかな広い谷で、樹冠の開けた林床にササが密生する。この開けた谷の中に、深さ、幅ともに 1 m 程の谷地形があり、流水は流れておらず、土壌はむき出しになっている。尾根部は下層植生は少なく、また、リター層が厚い。また、谷すじの斜面にはシダが生えている。

### III. 調査方法

#### 1. 斜面物質

流域の各点で、検土杖により土層厚を測定し、また、100 cc 採土円筒で5~35 cm 深の土層のサンプルを採取した。採土地点は図-3の地形図に示した白丸であり、その場所で土層厚を数回測定した。基盤もしくは礫にあたるまで検土杖を挿入し、その深さを土層の厚さとした。土層のサンプルは実験室に持ち帰り、透水試験を行った。

#### 2. 水文観測

1993年6月から1993年12月まで、試験流域において水文観測を行った。流域からの流出量を測定するためにパーシャルフリューム（銚子内鉄工所製）を設置し、水位計（地下水用長期自記水位計：中浅測器 紳 W-761）で水位を自記記録した。パーシャルフリュームは、装置内に砂礫がほとんど沈殿・堆積しないため、土砂生産の激しい山地河川の量水に適する。パーシャルフリュームのサイズは水路の絞った部分：スロート部の幅で表す。本研究では、K1流域とY1流域は6インチ、O1流域は5インチのものを使用した。水位流量曲線は、観測期間中に繰り返し水位と流量を現地測定することによって、キャリブレーションカーブを算定した。それらは、

$$\text{K1 流域では} \quad Q = 5.83 \times 10^{-3} \cdot H^{1.71}$$

$$\text{Y1 流域では} \quad Q = 1.38 \times 10^{-3} \cdot H^{1.94}$$

$$\text{O1 流域では} \quad Q = 4.45 \times 10^{-4} \cdot H^{2.11}$$

である。ここで、Hは水位（cm）、Qは流量（L/s）である。1993年の観測期間中、Y1流域ではパーシャルフリュームが何回かオーバーフローして、大きなイベントが記録されなかった。

降雨量は既存の雨量観測点のデータを利用した。K1流域で利用した雨量計は、長野県企業局が小渋川の七釜砂防ダムに設置しているもので、小流域のパーシャルフリュームから距離にして475 m、標高差にして30 m離れた場所に位置する。Y1流域で利用したものは、長野県企業局が与田切川の取水堰に設置しているもので、距離275 m、標高差25 m離れた場所に位置する。O1流域については、気象庁のアメダス観測点の「宮田高原」を利用した。それは距離6100 m、標高差180 m離れた場所にある。

#### 3. 河川水質

流出成分を明らかにするために、河川水の採水、および電気伝導度の記録を行った。電気伝導度計（東亜電波 CM-1 K）を各流量観測点（図-3）に設置し、データロガー（コーナシステム KADEC-UV）で記録した。また、降雨流出時の河川水を採取するために、自動採水装置（自作；みずとる君1号、岩下ほか、1993、写真-4）を設置し、イベント最中の採水を可能にした。この装置は、ある水位を越えると、一定の時間間隔において河川水を採水し、また、採水されたサンプル瓶にピンポン玉の浮力でふたをする機能を持つ。採水を開始する水位や採水の時間間隔などは任意に設定可能である。河川水の水質については、実験室で主要8項目の分析を行った。本報ではこのうち、 $\text{Ca}^{2+}$ 、 $\text{Cl}^-$ 、 $\text{HCO}_3^-$ 、 $\text{SiO}_2$ のデータを用いた。分析は、 $\text{Ca}^{2+}$ は原子吸光法、 $\text{Cl}^-$ はイオンクロマトグラフィー法、 $\text{HCO}_3^-$ はpH 4.8 硫酸滴定法、 $\text{SiO}_2$ はモリブデン黄法で行った。

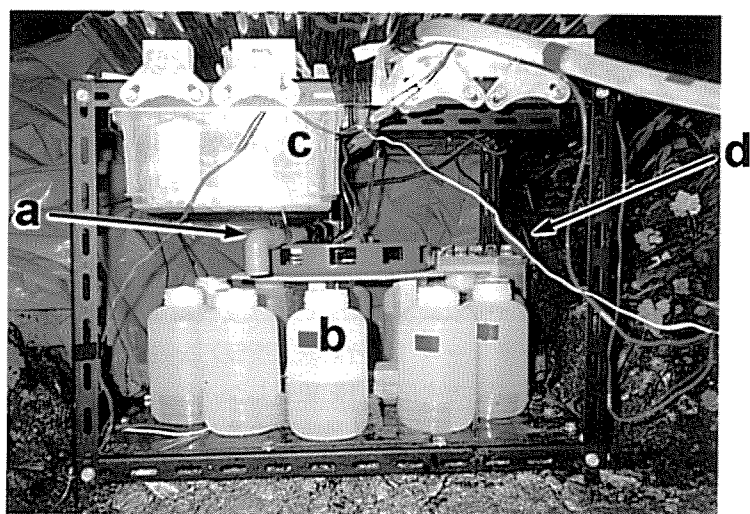


写真-4. 自動採水装置. a : 送水管, b : サンプル瓶, c : 回路ボックス, d : バッテリー  
Photo 4. The automatic water sampler.

#### IV. 結果および考察

##### 1. 斜面物質

土層の厚さの頻度分布を図-4 に示す。サンプル数は K1 流域で 27, Y1 流域で 41, O1 流域で 34 で、平均の土層厚さはそれぞれ 59 cm, 63 cm, 66 cm であった(表-1)。透水係数の測定結果を流域ごとに平均した値を表-1 に示す。K1 流域で、値が  $2.73 \times 10^{-3}$  cm/s でやや高く、Y1 流域での値が  $1.54 \times 10^{-3}$  cm/s でそれに続く。O1 流域では  $8.57 \times 10^{-4}$  cm/s と最も低い値であるが、いずれも  $10^{-3}$  cm/s 程度で透水係数に大きな違いはなかった。このように土層の厚さ、透水係数ともに、3つの流域で明瞭な差違はみられなかった。ただし、ほぼ全ての測定地点で土層中に礫が多数存在し、礫の隙間を土壌が埋めている状況であった。本報では 100 cc の採土円筒を用いたが、流域の場の条件を代表させるには、この大きさの採土円筒で

表-1. 各流域の平均の透水係数と平均の土層の厚さ

Table 1. Average hydraulic conductivity and average regolith thickness in the experimental basins.

Experimental basin	Hydraulic conductivity		Regolith thickness	
	n	(cm/sec)	n	(cm)
K1 basin (Paleozoic)	3	$2.73 \times 10^{-3}$	27	59
Y1 basin (Granite)	7	$1.54 \times 10^{-3}$	41	63
O1 basin (Metamorphic)	5	$8.57 \times 10^{-4}$	34	66



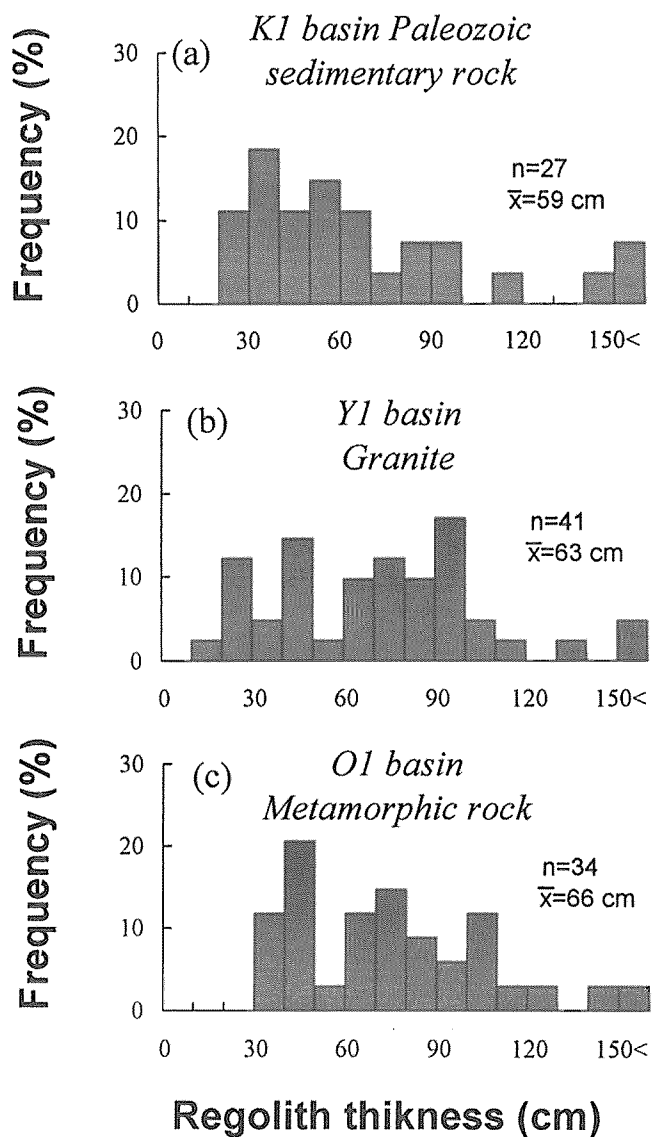


図-4. 土層の厚さのヒストグラム

Fig. 4. Histograms of the regolith zone thickness. (a): K1 basin, (b): Y1 basin, (c): O1 basin.

は問題があるかもしれない。

## 2. 降雨流出特性

### 1) ハイドログラフの特徴

観測期間を通して得られた長期間（2ヶ月間）のハイドログラフを図-5に示す。(a)中古生層地域のK1流域は、降雨があっても毎回流出イベントが発生するわけではない。また最大流量は $1700 \text{ L/s/km}^2$ である。(b)花崗岩地域のY1流域は、最大流量が $2200 \text{ L/s/km}^2$ 以上（オーバーフローした）であり、3つの流域で最も大きい。 $1000 \text{ L/s/km}^2$ を越える流出も7回記録されている。また、降雨があれば毎回それに反応して流出イベントが発生する。(c)変成岩地域のO1流域も、降雨とほぼ同数の流出が発生しているが、最大流量は最も小さく（ $900 \text{ L/s/km}^2$ ）、減衰するまでの時間も短い。

1993年の観測を通して得られた流出ピークの数、K1流域で33回、Y1流域で105回、O1流域で99回であった。ほぼ同じ期間の観測を行っていたにもかかわらず、K1流域はY1流域・O1流域と比べて回数にして約1/3のピークしかない。このことは、中古生層地域のK1流域では降雨イベントがあっても流出反応が発生するとは限らないことを表しており、降雨流出反応に大きな違いが見られた。

### 2) データの処理方法

前節で述べたようなハイドログラフの特徴を数量化するために、以下の各項目を流量と降水量の各観測値から計算した。それらは、流出イベントの継続時間( $Qd$ )、ピーク流量( $Qp$ )、降雨ピークから流出ピークまでの遅れ時間( $TL$ )、Quick flowの大きさ( $QF$ )、連続降雨量( $R$ )：一回の流出イベントを発生させる降雨、降雨のピーク( $Rp$ )である。以上の各項目を、ハイドログラフ、ハイドログラフ上に模式的に示したものが図-6である。なお、一回の連続した降雨に対する一回のまとまった流出を1イベントという。本研究では、HEWLETT and HIBBERT (1967)の定義したQuick flow（図-6）の始まりから終わりまでを、1イベントとした。

このHEWLETT and HIBBERT (1967)の方法は、ハイドログラフを降雨時流出と基底流出とに分ける方法の一つで、15の森林小流域（流域面積 $8.9 \text{ ha} \sim 10.7 \text{ km}^2$ ）の200水年のデータから定義したものである。ハイドログラフを $0.55 \text{ L/s/km}^2/\text{hour}$ の傾きを持つラインで分割し、その上部をQuick flow、下部をDelayed flowとしたものである。この方法で分離されたハイドログラフの上下には、実際の流出成分との対応関係があるわけではない。しかし、このHEWLETT and HIBBERT (1967)の方法は、HARR (1977)、MOSLEY (1979)、PEARCE *et al.* (1986)、恩田 (1989) や BONELL (1993) をはじめとして多くの使用例があるため、異なる地域の様々な広さの流域の、流出量の大きさを比較するには極めて有用である。なお、本報では、記録紙の水位データを1時間単位の流量に変換し、HEWLETT and HIBBERT (1967)の方法による計算を行った。

Quick flowの分離線で分割できた一回のイベント期間中には、複数の流出ピークが含まれている場合がある。そのため、流出ピークの数とイベントの数は異なる。イベント数は、K1流域で25回、Y1流域で28回、O1流域で23回であった。

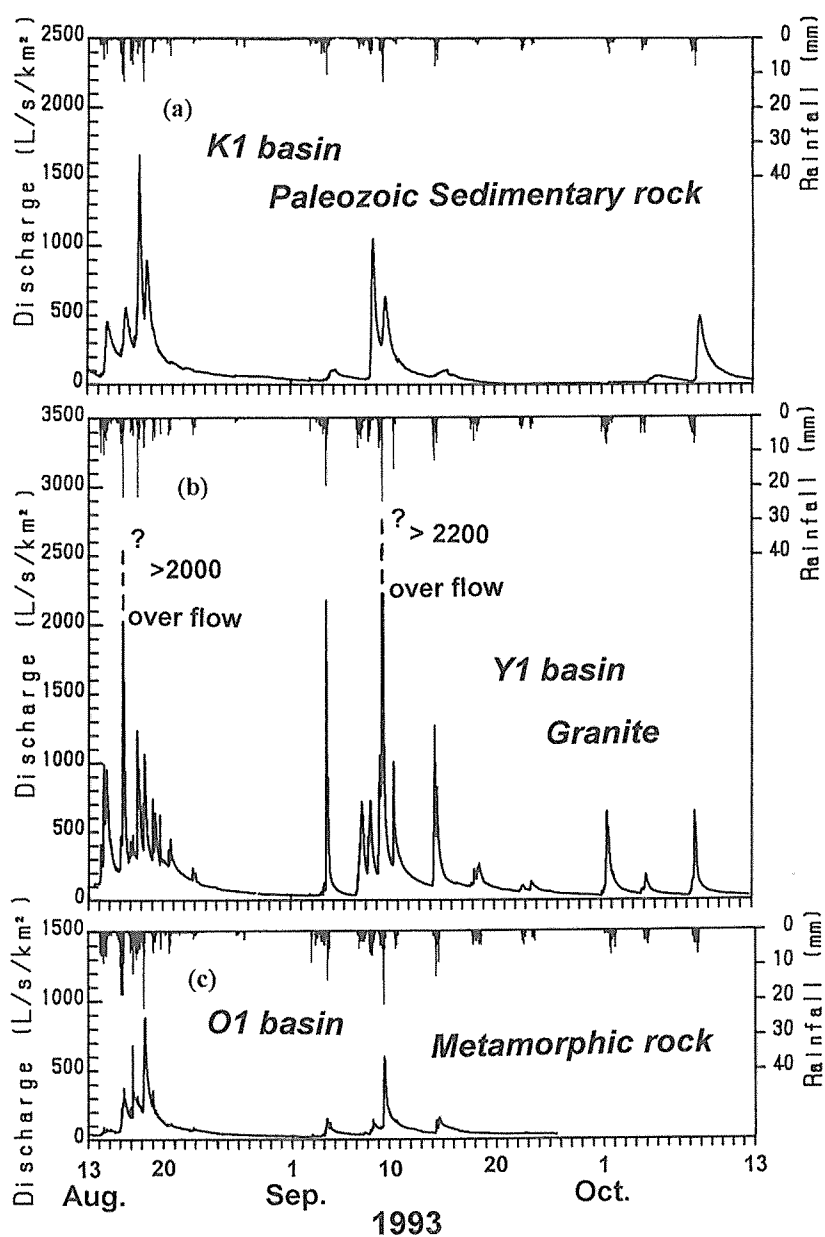


図-5. 各流域の8月13日～10月13日のハイドログラフ

Fig. 5. Hydrograph of the experimental basins (August 13-October 13). (a): K1 basin, (b): Y1 basin, (c): O1 basin.

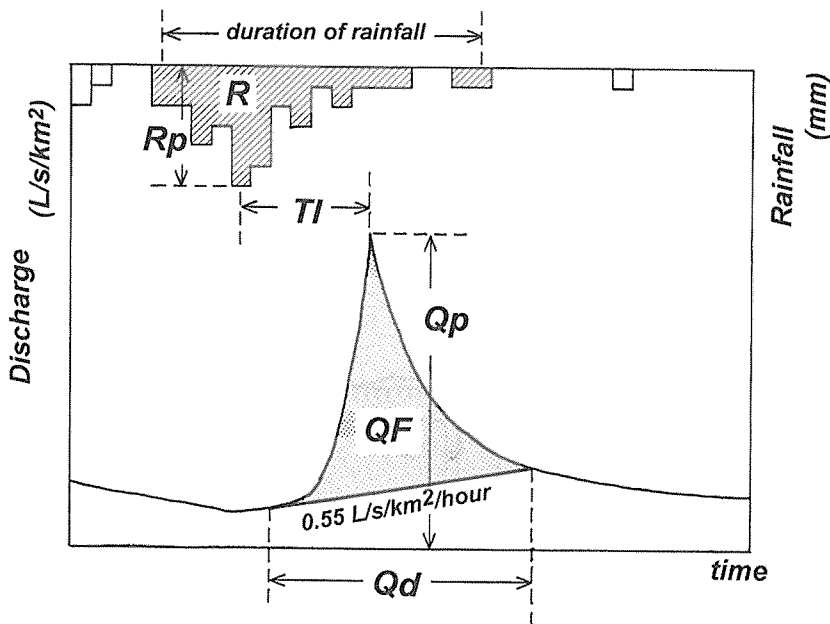


図-6. ハイドログラフによる流出特性の要素の模式図

斜線：Quick flow の分離線（傾き  $0.55 \text{ L/s/km}^2/\text{hour}$ ）。 $Q_d$ ：イベントの継続時間， $Q_p$ ：ピーク流量， $T_l$ ：降雨ピークから流出ピークまでの遅れ時間， $QF$ ：Quick flow の大きさ， $R$ ：連続降雨量；イベントをもたらす一続きの降雨を指す。その量は，イベント発生前は無降雨期間が2時間以上続く時までの降雨を含み，イベント中はすべての降雨を含む。 $R_p$ ：降雨のピーク。

Fig. 6. Definition sketch showing hydrograph parameters.

### 3) 流出特性の違い

短期間のハイドログラフ（図-7）では，中生層地域の K1 流域と花崗岩地域の Y1 流域で流出特性の違いが顕著に現れる。なお，この期間に変成岩地域の O1 流域で流量データが欠測していた。このハイドログラフに描かれる前の9月24日から9月29日までの6日間は降雨がなかった。その後，9月30日には37 mmの連続降雨があった。このとき，降雨前の流量がほぼ  $0 \text{ L/s/km}^2$  であった K1 流域では（図-7 a），極めて小さなピークしかあらわれず，流出率（ $QF/R$ ）は0.4%であった。続く10月4日には，32 mmの降雨終了後に9.5%の流出率を持つなだらかなイベントが発生し，10月8日の73.5 mmの連続降雨に対しては，ピークのはっきりした流出率55.7%のイベントが発生した。このように，連続降雨が約2倍異なるだけでもかわらず，流出率が100倍以上も異なるような反応が見られた。

これに対し，花崗岩地域の Y1 流域では（図-7 b），連続降雨にほぼ対応した大きさの流出が発生した。9月30日の75.5 mmの降雨，10月4日の32.5 mmの降雨，10月8日の61.5 mmの降雨に対して流出率はそれぞれ34.4%，16.9%，33.7%であった。このように，流出率の変化は小さかった。

個々のイベントについて連続降雨（ $R$ ）と流出率（ $QF/R$ ）との関係を図-8に示した。（a）中生層地域の K1 流域では，連続降雨約30 mmを境にそれより降雨が少ない場合は流出率

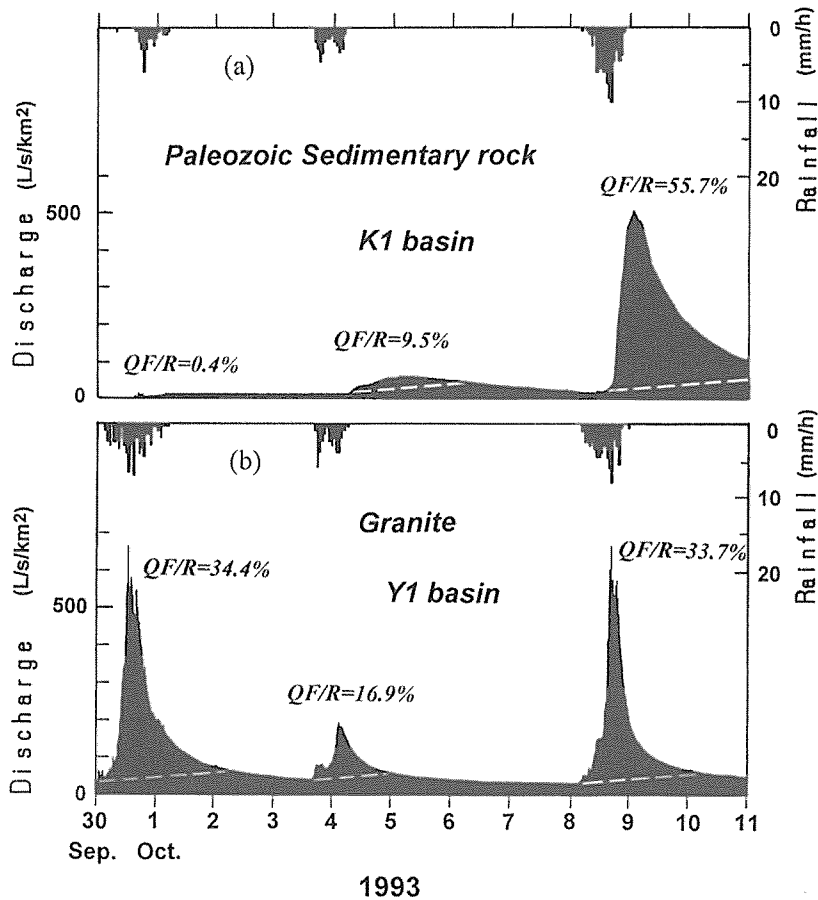


図-7. K1 流域と Y1 流域のハイドログラフ (9 月 30 日～10 月 10 日).  $QF/R$  の値は, 1 時間データから求めた. 白い波線は, ハイドログラフの分離線.  
Fig. 7. Hydrograph of K1 and Y1 basin (Sept. 30-Oct. 10).  $QF/R$  shows the quick flow runoff ratio calculated from one hour data. White broken line is a hydrograph separation line. (a): K1 basin, (b): Y1 basin.

がほぼ 0% であった。しかし 30 mm を越えると流出イベントが発生し, 連続降雨が多くなるにつれて流出率も大きくなるという関係が見られた。ここでの流出率の増加割合は急激であり, 90% にもおよぶ極めて大きな流出率を記録した。このように連続降雨 30 mm 前後を境に連続降雨と流出量との対応が異なるという特徴は, 図-7 a の 9 月 30 日～10 月 11 日の 3 回のイベントに見られる, 降雨がほぼ同じ 30 mm 程度であるにもかかわらず流出率が大きく異なる現象が, 特異なものではないことを示唆するものである。

これに対し, (b)花崗岩地域の Y1 流域の流出率は, 連続降雨が多いほど高くなり, 連続降雨が少ないほど低くなるという結果が得られた。そのため, 連続降雨 30 mm 以下の時は 3 流域で最も大きい流出率であるが, 30 mm 以上の雨では K1 流域を下回る。それでも 80% を越えると思われる大きい流出率が観測された。

また, (c) O1 流域も, 連続降雨が大きくなるにつれて流出率が高くなる。しかし, その増加割合は K1 流域や Y1 流域よりもずっと少なく, 最大でも 30% を越えない流出率であった。し

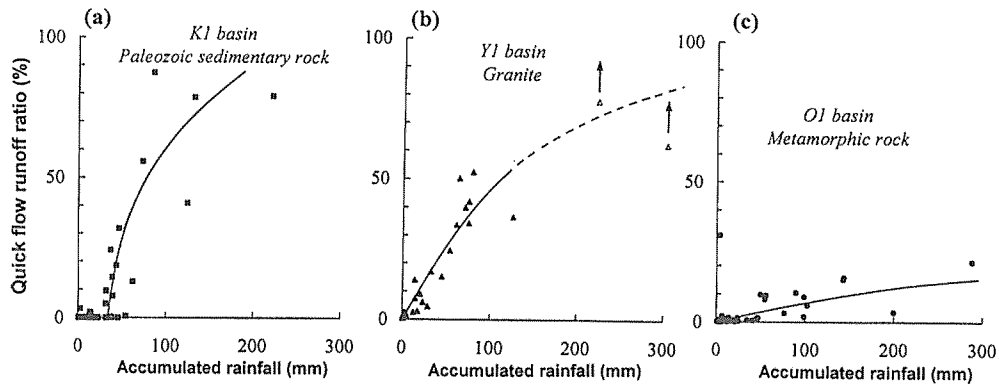


図-8. 連続降雨量と流出率との関係

△：オーバーフローして、過小評価されているイベント

Fig. 8. The relationship between accumulated rainfall ( $R$ ) and quick flow runoff ratio ( $QF/R$ ). Open triangle is the event over flowed. (a): K1 basin, (b): Y1 basin, (c): O1 basin.

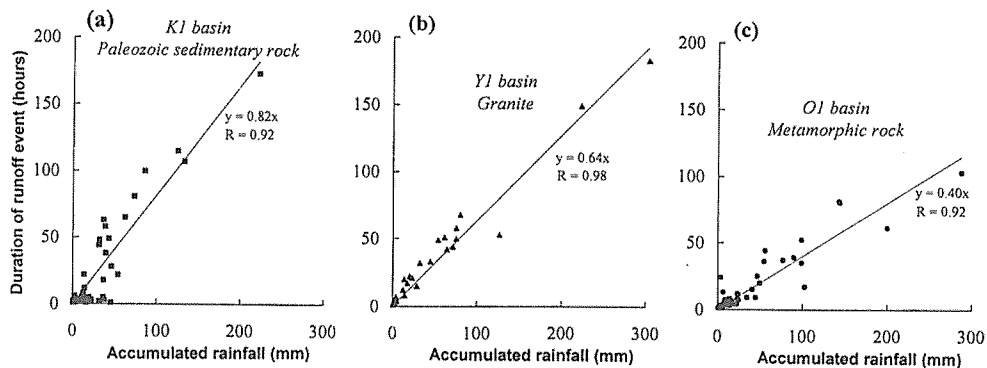


図-9. 連続降雨量とイベントの継続時間との関係

Fig. 9. The relationship between accumulated rainfall ( $R$ ) and duration of runoff events ( $Qd$ ). (a): K1 basin, (b): Y1 basin, (c): O1 basin.

たがって、連続降雨 30 mm 以上の場合、3 流域中最も小さい流出率を示す。グラフ中に、連続降雨 4 mm に対して 30%の流出率を示している点があるが、これは、雨量計が流域から離れた場所にあるために観測されなかった、流域付近の局地的な降雨の影響であろう。

次に、連続降雨 ( $R$ ) とイベント継続時間 ( $Qd$ ) との関係を図-9 に示す。3 流域とも原点を通る直線で近似できるという結果が得られた。回帰直線の傾きは、K1 流域、Y1 流域、O1 流域の順に、0.82, 0.64, 0.40 であった。すなわち、各流域とも連続降雨に比例してイベント継続時間が長くなる。また、連続降雨が同じ場合には、K1 流域、Y1 流域、O1 流域の順に継続時間が長い。

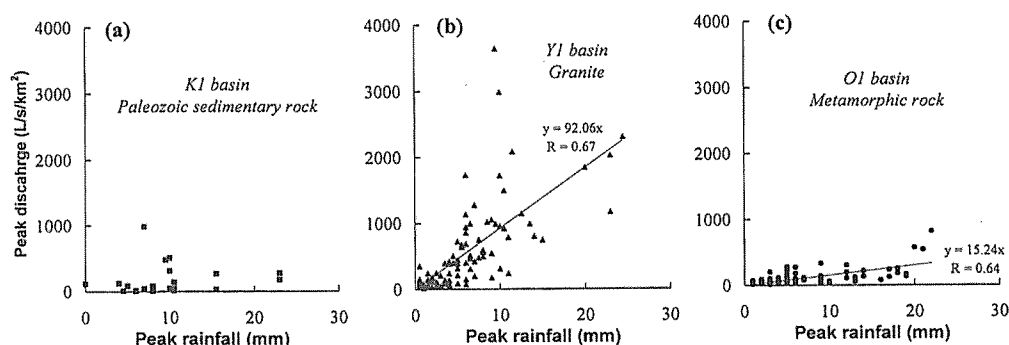


図-10. ピーク降雨とピーク流量との関係

Fig. 10. The relationship between peak rainfall ( $R_p$ ) and peak discharge ( $Q_p$ ). (a): K1 basin, (b): Y1 basin, (c): O1 basin.

ピーク時間雨量 ( $R_p$ ) とピーク流量 ( $Q_p$ ) との関係を図-10 に示す。花崗岩地域の Y1 流域と変成岩地域の O1 流域で、降雨ピークと流量ピークとの比例関係が見られた。回帰直線の傾きは Y1 流域で 92.06, O1 流域で 15.24 であった。Y1 流域では、4000 L/s/km<sup>2</sup> 近いピーク流量が観測されたのに対し、O1 流域は最大のピーク流量でも 1000 L/s/km<sup>2</sup> 程度であった。中古生層地域の K1 流域では、ピーク雨量とピーク流量に相関関係が見られず、最大値は 1000 L/s/km<sup>2</sup> 程度であった。

上述してきたように、流出イベントの特徴について、3 流域で明らかな違いが見られた。このことは、地質による水文環境の違いを反映している可能性がある。地質による流出特性の違いについては、虫明ほか (1981) が「流量要覧」をもとに、18.5 km<sup>2</sup>~1730 km<sup>2</sup> の大流域の比較を行ったところ、最大日流量は花崗岩より中古生層の方が大きい結果を得ている。一方、本研究では、小流域で観測を行った結果、ピーク流量は花崗岩の方が大きいという結果を得た。しかし、一回のイベントの流出量は中古生層の方が大きいため、日流量で比較すれば大流域と小流域で同様の特徴が見いだせるかもしれない。一方、ONDA (1994) では、1 km<sup>2</sup> 内外の中流域の観測の結果、ピーク流量は古生層より花崗岩の方が大きく、また、一回の流出率についても古生層より花崗岩の方が大きいという結果を示している。したがって、流域の大きさによって降雨流出特性に違いが出る可能性もあり、中古生層と花崗岩という地質の違いによる流出特性の違いを一般化するには、なお、多くの観測事例が必要である。

#### 4) 降雨流出の発生、発生までの時間

9 月 8 日~9 月 9 日二日間のハイドログラフを図-11 に示す。花崗岩地域の Y1 流域と変

成岩地域の O1 流域では降雨のピークとほぼ同時刻に流出のピークが発生している。一方、中古生層地域の K1 流域では、降雨のピークとほぼ同時刻には、ピークの高さも流出率も、ともに極めて小さいピークしか発生していない。しかし、降雨ピークから何時間か遅れて大きな流出のピークが発生した。ここでは、CHORLEY (1978) や廣瀬ほか (1993) にしたがって、降雨ピークとほぼ同時に発生する小さい流出ピークを 1 次ピーク (initial peak)、降雨ピークから遅れて発生する大きい流出ピークを 2 次ピーク (secondary peak) と呼ぶことにする。

各流域のハイドログラフから、降雨のピークに対して流量の大きなピークが発生するまでには、どの程度の遅れ時間 ( $T_l$ ) があるのかを求めた。この計算に用いたデータは、雨量、流量共に 1 時間単位のデータである。したがって、遅れ時間が 1 時間という場合に、実際に雨が降ってから流出が発生するまでに 1 時間の遅れがあるとは限らず、雨が降るとほぼ同時に流出が発生した可能性もある。

遅れ時間 ( $T_l$ ) の頻度分布を図-12 に示した。中古生層地域の K1 流域の遅れ時間は、平均 8.9 時間であった (ピーク流量の観測数 33)。花崗岩地域の Y1 流域では、平均 0.9 時間 (観測数 105)、変成岩地域の O1 流域では平均 1.0 時間 (観測数 99) であった。Y1 流域と O1 流域では平均 0.9 時間と 1.0 時間であるから、降雨に対してはほぼ同時に流出の反応があることになる。一方 K1 流域では、降雨の後、2 次ピークの流出の反応が現れるまでに約 9 時間かかる。

K1 流域のような流域面積 3.8 ha の小流域において、このように数時間遅れて到達する流れは、地表流のような早い流出ではないことは明らかである。さらに、一回の流出イベントにおいてその流出量の大部分を占めるのが 2 次ピークであることから (図-11 a)、K1 流域の降雨流出には、ホートン型地表流、飽和地表流で代表される早い流れの寄与は小さいと思われる。

以上のように、流域の地形条件や植生条件、斜面物質などが、3 流域間で大きな違いが見られないにもかかわらず、流出イベントの特徴やイベントの発生までの時間などを含めて流出特性が流域ごとに異なるという結果を得た。これらの流域は土層が非常に薄い。したがって、流出特性の違いは、地質の違いによる水の挙動の違いを反映しているかもしれない。

### 3. 河川水の降雨流出時の水質

雨として流域にもたらされた後、どのような経路を通ってきた水により河川水の成分が構成されているのかについて、水質データをもとに若干の考察を試みた。その概要は、一柳ほか (1994) に示したが、ここで報告するデータは連続観測していた流量と電気伝導度に加えて、自動採水装置によって得られた降雨流出時の河川水の分析結果である (図-13)。採水が行われたのは、3 流域でそれぞれ異なる期間であり、花崗岩地域の Y1 流域で採水が行われた 10 月 30、31 日は電気伝導度が欠測していた。

中古生層地域の K1 流域の電気伝導度は、降雨と同時に低下するが、2 次ピークの開始までに回復する。その後、2 次ピーク時の流量の増加に伴って再び低下し、降雨時の極小値よりもさらに小さい値をとる (図-13 a)。流出イベントが続けて発生すると、回を重ねる毎に 2 次ピーク時の電気伝導度の極小値は小さくなってゆく (図-14 a)。また、電気伝導度の減少時に、 $\text{Ca}^{2+}$  と  $\text{HCO}_3^-$  と  $\text{SiO}_2$  の濃度は低下する。 $\text{Cl}^-$  濃度は流出ピーク時に一時的な増加を示す (図-13 a)。



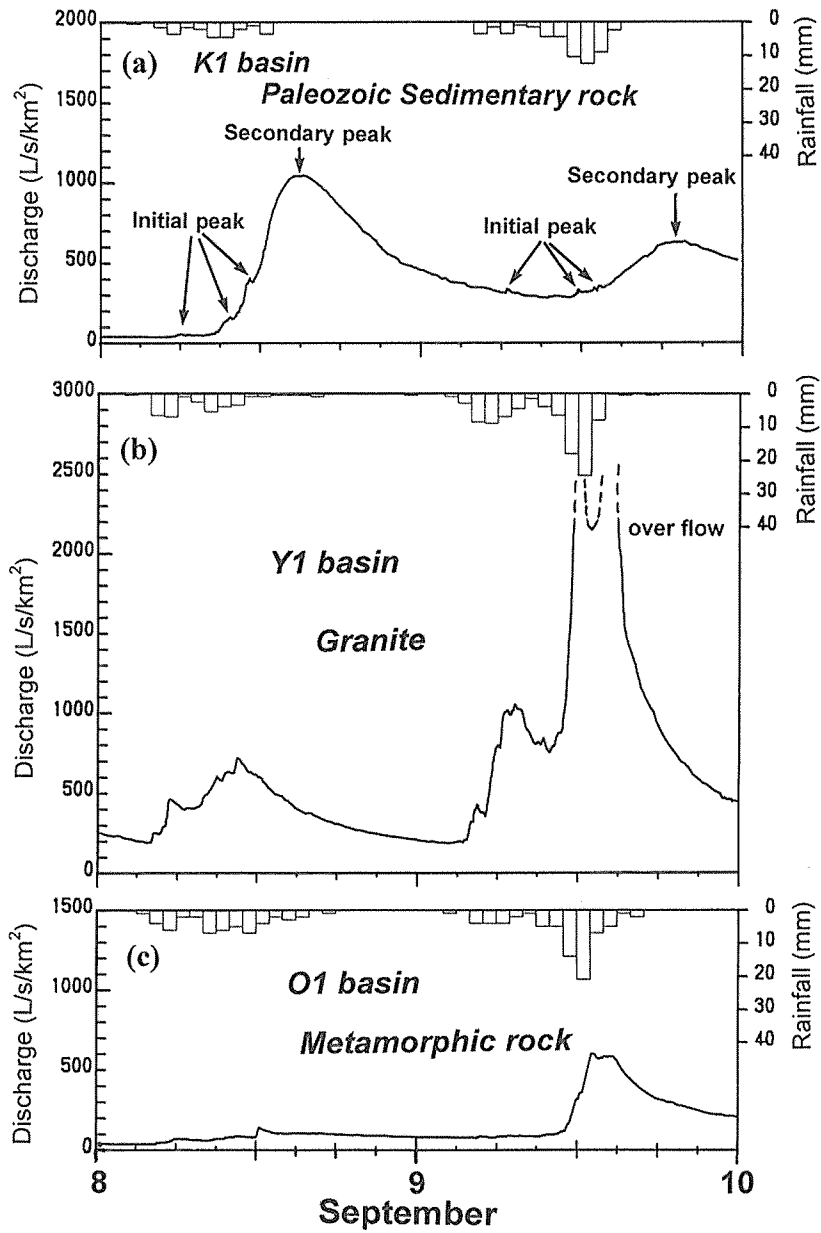


図-11. 各流域の9月8日～9月9日のハイドログラフ

Fig. 11. Hydrograph of the experimental basins (September 8-9). (a): K1 basin, (b): Y1 basin, (c): O1 basin.

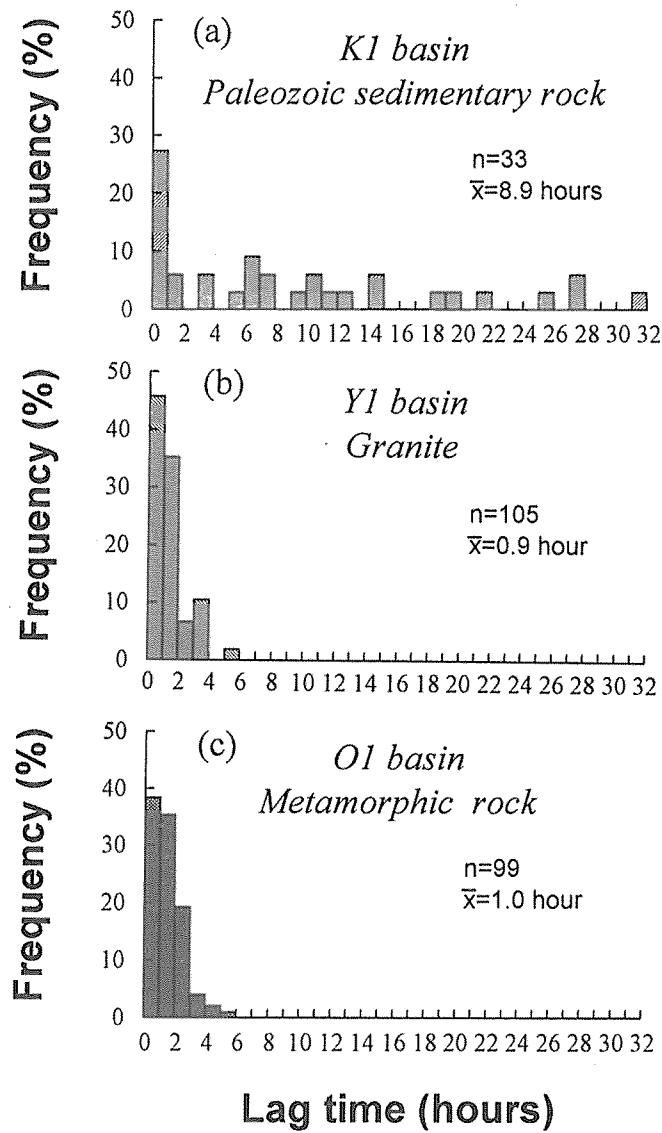


図-12. 遅れ時間のヒストグラム

Fig. 12. Histogram of the lag time ( $T_l$ ) from peak precipitation to peak discharge. (a): K1 basin, (b): Y1 basin, (c): O1 basin.

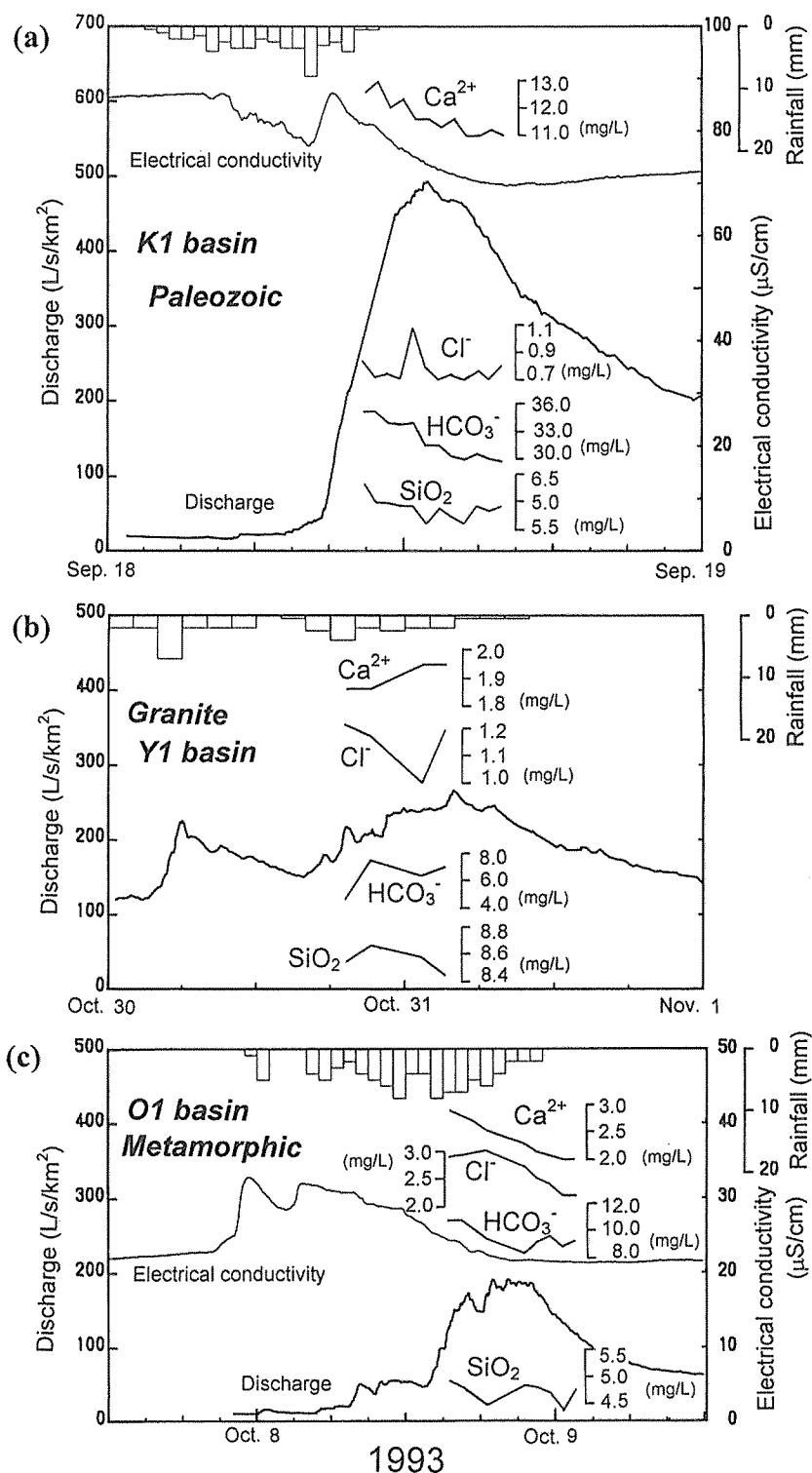


図-13. 降雨流出時のハイドログラフと河川水の水質変化

Fig. 13. Hydrograph and temporal change of the chemical components.

(a): K1 basin, (b): Y1 basin, (c): O1 basin.

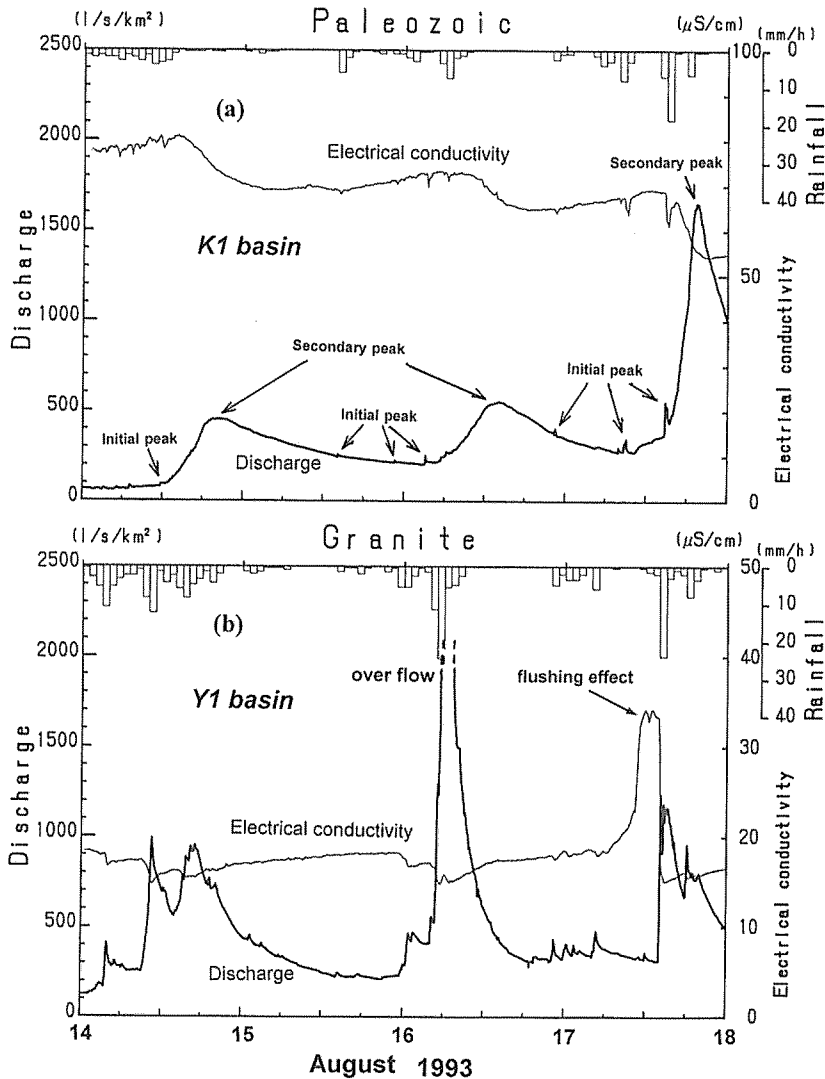


図-14. 8月14日～8月17日のハイドログラフ

Fig. 14. Hydrograph of K1 basin (a) and Y1 basin (b), (August 14-August 17).

一方、花崗岩地域の Y1 流域では、降雨時に河川水中の  $\text{Ca}^{2+}$  濃度や  $\text{HCO}_3^-$  濃度が上昇する(図-13 b)。これに対して、 $\text{Cl}^-$  濃度や  $\text{SiO}_2$  はやや低下傾向を示す。 $\text{Ca}^{2+}$  は岩石起源のイオンと考えられている(小倉・半谷, 1985)ので、流出は基盤岩に一度浸透した水によって形成されることが示唆される。また、Y1 流域では図-14 bに見られるように、8月16日の流出ピークの減衰後に河川水の電気伝導度が急激に上昇し、1時間以内に元に戻るという現象が観測されている。この一時的に電気伝導度が上昇する現象は、PILGLIM *et al.* (1979)によって flushing effect と呼ばれている。HIROSE *et al.* (1994)の花崗岩流域や、PEARCE *et al.* (1986)の前期更新世の礫岩の流域でも、同様な変化が報告されている。

変成岩地域の O1 流域では、 $20 \mu\text{S}/\text{cm}$  付近で一定していた電気伝導度が、10月7日の降雨

表-2. 流出特性のまとめ

Table 2. Summary of the runoff characteristics.

Experimental basin	K1	Y1	O1
Runoff coefficient	large	medium	small
Peak discharge	medium	large	small
Recession	slow	quick	quick
Secondary peak	exist	nothing	nothing
Event generation	little	many	many
Lag time	9 hour	1 hour	1 hour

で約  $30 \mu\text{S}/\text{cm}$  まで上昇し、その後降雨の継続につれて  $20 \mu\text{S}/\text{cm}$  へと回復に向かった。降雨終了後は  $20 \mu\text{S}/\text{cm}$  で再び安定する(図-13 c)。各イオン濃度についても、降雨の継続に伴う電気伝導度の低下と同時に、濃度の低下傾向がみられる。

以上のように、一つの流域の中で、4つのイオンの変化様式がそれぞれ異なり、また、同じイオンについて、他の流域におけるそのイオンの変化と異なる変化を示すという結果を得た。

## V. ま と め

1993年の水文観測で得られた結果により、3つの流域間で異なる降雨流出特性が観測された。降雨流出特性のまとめを表-2に示す。中古生層地域のK1流域は降雨があっても流出イベントが発生しない場合がある。流出のピークは二種類あり、大きな流出ピークは、降雨のピークから平均9時間遅れて発生する。また、ほぼ同じ降雨量の2つのイベントにおいても、そのイベントの発生前の流量の多少によって流出率が大きく異なった。流出率は降雨量30mm以下では、ほぼ0%であるが、30mmを越す降雨があると、流出率は急激に増加し、3流域で最大となる。また、イベントの継続時間が相対的に長く、減衰が遅い。

花崗岩地域のY1流域では、降雨とほぼ同時に流出イベントが発生する。また、少ない降雨に対してもイベントが発生し、降雨量の大きさにはほぼ比例した流出率を持つイベントが発生する。ピーク流量はピーク雨量と比例関係があり、3流域で最も大きいピーク流量が観測された。またイベントの減衰が早い。

一方、変成岩のO1流域は流出率、継続時間、ピーク流量ともに降雨量との比例関係がある。しかし、降雨量に対するそれらの値の増加割合は小さく、3流域の中で相対的に小さい流出イベントが発生する。この流域の電気伝導度は降雨に伴って上昇するが、降雨が継続すると、やがて、降雨以前の値へと低下してゆく。

また、イベント時の水質についても、それぞれのイオンは各流域で異なる変化を示した。

流出の構成成分については、流出特性から、K1流域では速い流れが流出にあまり寄与しないことが示唆された。また、水質の変化から、Y1流域のピーク時には、一度基盤岩に浸透した水が流出していることが示唆された。

以上のように、流域の地形条件や植生条件、斜面物質などが、3流域間で大きな違いが見られないにもかかわらず、流出特性と水質の特性が流域ごとに異なるという結果を得た。また、流出成分への表面流の寄与は少ないことから、流出特性の違いは、地質の違いによる地中での水の挙動の違いを反映している可能性がある。本報は、各地質について1流域での観測の結果をまとめたものである。そのため、結果として得られた流出特性が地質によって規定されているものなのかどうかを明らかにするには、対象流域を増やすなどの、データの蓄積が必要である。また、より多くの流出イベントについて、その開始から終了までの水質変化や酸素同位体比の変化などのデータを得ることが望まれる。

## 謝 辞

長野県企業局南信発電管理事務所の城田さんには、流域に極めて近い小渋川七釜砂防ダムと与田切川取水堰における雨量データを提供していただき、大変感謝しております。また、建設省中部地方建設局天竜川上流工事事務所砂防調査課の白江さんには、今回の伊那谷における調査のために、様々な便宜を図っていただきました。自動採水装置を制作する際には、筑波大学大学院地球科学研究科の廣瀬さん、名古屋大学水土保持学研究室技官の木村さんに、多くの助言を頂きました。調査地域が同じであった名古屋大学農学部水土保持学研究室4年（（現）パシフィックコンサルタント（株））の植村さんには、幾度と無くフィールドに連れて行って頂きました。名古屋大学農学部林学科の学生の方々には野外調査を手伝っていただきました。これらの方々に、深く感謝いたします。

## 引用文献

- BONELL, M. (1993) Progress in the understanding of runoff generation dynamics in forests. *J. Hydrol.* **150**: 217-275.
- CHORLEY, R. J. (1978) The hillslope hydrological cycle. *In Hillslope hydrology* (KIRKBY, M. J., ed.), pp. 1-42, Wiley, New York.
- DUNNE, T. and BLACK, R. D. (1970) Partial area contributions to storm runoff in a small New England watershed. *Water Resour. Res.* **6**: 1296-1311.
- 海老塚正朗・近藤昭彦 (1990) 降雨流出過程における「土層」の効果. *ハイドロロジー* **20**: 53-64.
- FREEZE, R. A. (1972) Role of subsurface flow in generating surface runoff 2. upstream source areas. *Water Resour. Res.* **8**: 1272-1283.
- HARR, R. D. (1977) Water flux in soil and subsoil on a steep forested slope. *J. Hydrol.* **33**: 37-58.
- HEWLETT, J. D. and HIBBERT, A. R. (1967) Factors affecting the response of small watersheds to precipitation in humid areas. *In International Symposium on Forest Hydrology* (SOPPER, W. E. and LULL, H. W., eds.), pp. 275-290, Pergamon, Oxford.
- 廣瀬孝・恩田裕一・松倉公憲 (1993) 異なる基盤岩石からなる小流域の流出特性について. *筑波大学水理実験センター報告* **17**: 57-64.

- HIROSE, T., ONDA, Y. and MATSUKURA, Y. (1994) Runoff and solute characteristics in four small catchments with different bedrocks in the Abukuma Mountains, Japan. Transactions, Japanese Geomorphological Union **15A**: 31-48.
- 一柳錦平・恩田裕一・戸松修・小野裕 (1994) 地質の異なる急峻な山地小流域における水質特性. 日林中支論 **42**: 219-222.
- 岩下広和・一柳錦平・恩田裕一・木村時政・廣瀬 孝 (1994) オートマチック・ウォーター・サンプラーの製作. 日林中支論 **42**: 207-210.
- MOSLEY, M. P. (1979) Streamflow generation in a forested watershed, New Zealand. Water Resour. Res. **15**: 795-806.
- 虫明功臣・高橋裕・安藤義久 (1981) 日本の山地河川の流況に及ぼす流域の地質の効果. 土木学会論文報告集 **309**: 51-62.
- 小倉紀雄・半谷高久 (1985) 水質調査法. 378 pp, 丸善出版, 東京.
- 恩田裕一 (1989) 土層の水貯留機能の水文特性および崩壊発生に及ぼす影響. 地形 **10**: 13-26.
- ONDA, Y. (1992) Influence of water storage capacity in the regolith zone on hydrological characteristics, slope processes, and slope form. Z. Geomorph. N. F. **36**: 165-178.
- ONDA, Y. (1993) Underlying rock type controls of hydrological processes and shallow landslide occurrence. IAHS Publ. no. **217**: 47-55.
- ONDA, Y. (1994) Contrasting hydrological characteristics, slope processes and topography underlain by paleozoic sedimentary rocks and granite. Transactions, Japanese Geomorphological Union **15A**: 49-65.
- PEARCE, A. J., STEWART M. K. and SKLASH, M. G. (1986) Storm runoff generation in humid headwater catchments, 1. Where does the water come from? Water Resour. Res. **22**: 1263-1272.
- PILGRIM, D. H., HUFF, D. D. and STEELE, T. D. (1979) Use of specific conductance and contact time relations for separating flow components in storm runoff. Water Resour. Res. **15**: 329-339.
- SIDLE, R. C. and SWANSTON, D. N. (1982) Analysis of a small debris slide in coastal Alaska. Can. Geotech. J. **19**: 167-174.
- SKLASH, M. G. and FARVOLDEN, R. N. (1979) The role of groundwater in storm runoff. J. Hydrol. **43**: 45-65.
- TSUKAMOTO, Y. (1963) Storm discharge from an experimental watershed. J. Jpn. For. Soc. **45**: 186-190.
- WILSON, C. J. and DIETRICH, W. E. (1987) The contribution of bedrock groundwater flow to storm runoff and high pore pressure development in hollows. IAHS publ. no. **165**: 49-59.

## Storm-runoff characteristics of the three small steep watersheds, upstream of the Tenryu river

Hirokazu IWASHITA, Yuichi ONDA and Kimpei ICHIYANAGI

Hydrological observations were conducted in the small (3.8-7.1ha) steep forested watersheds where three types of bedrocks are underlain (Paleozoic sedimentary rocks, Granite, Metamorphic rocks). A contrasting runoff response to rainfall was observed. In K1 watersheds (sedimentary rocks), runoff did not respond to each rainfall, occurring only at the high antecedent rainfall condition. Double peak hydrographs, having very low initial peak and high secondary peak, were observed. Contrary to this, in Y1 watershed (Granite), frequent runoff events with high discharge peak were observed, and the quick flow runoff ratio was proportional to the amount of rainfall. In O1 watershed (Metamorphic rocks), the runoff response is similar to Y1 watershed, but the quick flow runoff ratio was much smaller. From the above results, it is suggested that these differences were caused by different storm water flow paths due to different underlying geology.

**Key words:** runoff characteristics, mountainous headwater catchment, bedrock, secondary peak, water qualities in event.