

# 山地流域における出水と土砂流出 (4)

——穂高砂防観測所の観測結果——

芦田 和 男・高橋 保・沢田 豊 明

## RUNOFF PROCESS, SEDIMENT YIELD AND TRANSPORT IN A MOUNTAIN WATERSHED (4)

——Some Observations by Hodaka Sediment Observatory——

By Kazuo ASHIDA, Tamotsu TAKAHASHI and Toyoaki SAWADA

### Synopsis

The authors carried out some observations on the runoff of rain, sediment yield and transport in a mountain watershed, called Ashiaraidani (7.2km<sup>2</sup>), which is a tributary of the Jintu River in Gifu Prefecture, Japan. This paper presents some results of the observations on runoff characteristics, on rate of sediment yield and transport, and on stream channel variations before and after floods. For the measurement of bed load during a flood in the Ashiaraidani stream channel, a newly developed equipment with tilting buckets was successfully used. The process of sediment transport was analyzed by petrologic classification of transported gravels.

### 1. 緒 言

河川を中心とした水と土砂れきによる災害を防止・軽減するためには、出水と土砂流出の実態を明らかにすることが必要である。とくに山地流域での土砂は降水とその流出特性、流出土砂源の分布とそれらの特性、および河道での伝播と変形、貯留特性に関係する複雑な現象である。著者らは、山地における出水と土砂流出の実態の正確な把握と土砂流出機構の解明を目的として、穂高砂防観測所において試験流域を足洗谷流域 (7.2 km<sup>2</sup>) に設定し、上記の内容について観測・研究を行ってきた。

従来の観測成果<sup>1)~6)</sup>は足洗谷流域の小支溪であるヒル谷試験流域 (0.85km<sup>2</sup>) におけるものであったが、本文では新しく流砂観測に成功した足洗谷試験流域 (6.5km<sup>2</sup>) における観測成果についても報告している。

### 2. 試験流域および観測内容

#### 2.1 足洗谷試験流域における観測

##### 2.1.1 試験流域の概要

足洗谷流域は、岐阜県北東部の吉城郡上宝村にあり、神通川の源となっている蒲田川の支流である。その流域面積は約7.2km<sup>2</sup>、海拔高度は900m から2450m におよんでいる。

本流域の地形は、基盤岩類から構成される急峻な山腹斜面、焼岳火山のドームと噴出物によるなだらかな堆積斜面、および焼岳火山の火砕流あるいは土石流などの堆積面によって特徴づけられている。地質は基盤岩類とそれを被う火山噴出物などの堆積物から構成されている。基盤岩類は古生代の堆積岩、中生代末の花崗斑岩、石英斑岩および蛇紋岩からなっている。堆積物は第四紀の角閃石安山岩類の溶岩および火砕流堆積物、基盤岩類に由来する土砂れきの堆積物などである。

土砂れきの生産と流出に関して、本流域の特徴をあげれば次のとおりである。

(1) 土砂れきの生産についての特徴は、焼岳火山の活動による火山灰および土砂れきの供給、基盤岩類に発生している大崩壊からの土砂れきの供給、および古い焼岳火砕流や土石流堆積物の溪岸崩壊による土砂れきの供給などがある。さらに、これらの土砂れきの粒径分布範囲は非常に広いことが特徴である。また、流域の面積が比較的小さいにもかかわらず分布する岩種が多く、流出土砂れきの岩種から、土砂れきの流出経路を推定することができる。

(2) 土砂れきの流出に関する大きな特徴は、河床こう配が1/20から1/3と非常に急であることから、土石流の発生が多く、その発生規模に応じて流域外へ流出するものもあれば、流域内に堆積するものもある。流域内に堆積したものは、その後の出水によって徐々に流出している。したがって、流域の下流部においても、土砂流出の現象は浮遊砂形式から土石流などの輸送形式まで多種多様である。

### 2.1.2 観測の概要

上に述べたこのような流域における出水と土砂流出の実態を明らかにするために、この流域の下流部の深谷砂防堰堤上流において、昭和49年より本格的な流砂観測を実施した。この地点は、本川の狭窄部で基岩が露出しており、土石流の通過区域でもある。したがって、この地点では種々の流砂現象を観測することが可能である。

この地点における流砂観測の項目は次のとおりである。

- a) 超音波式水位計による水位の測定
- b) 無線ロボット雨量計による降雨量の測定
- c) 転倒式バケツによる掃流砂量の測定
- d) 浮遊砂量の測定
- e) 出水前後の河床変動の測定
- f) 出水前後の巨れきの移動調査
- g) 崩壊地および生産土砂量の調査
- h) 河床および生産土砂れきの粒径分布調査

以上の観測・調査の中で、a)～c)は自動計測であり、e)～h)は必要に応じて行なっている。Fig. 1はa)～c)の装置の配置と流域の概要を示している。

### 2.1.3 掃流砂量の計測

実際河川における掃流砂量の計測は非常に困難であり、種々の方法が試みられているが、十分な成功を収めるまでには至っていない。とくに、本試験流域のように、こう配が急で巨れきが点在するような河川においては、その計測は非常にむずかしい問題である。しかし、著者らはこうした場所において、なんとか洪水時における掃流砂量の時間的な連続記録を取りたいと考え、転倒式バケツによる掃流砂量計測装置を現地に設置して、掃流砂量の計測に成功した。この方法にもまだ種々の問題点はあるが、それらについて改良を加えることにより、他の場所にも適用しうる可能性があるため、以下、この方法の概要と問題点について述べるとともに、得られた記録にもとづいて、掃流砂量の特性を考察しよう。

掃流砂量の測定方法は次のとおりである。掃流砂計測のために、幅5m、長さ20m、深さ1m、こう配1/20のコンクリート水路を設置した。土石流を伴うような大きな洪水でない限り、足洗谷の水流と流砂はすべて

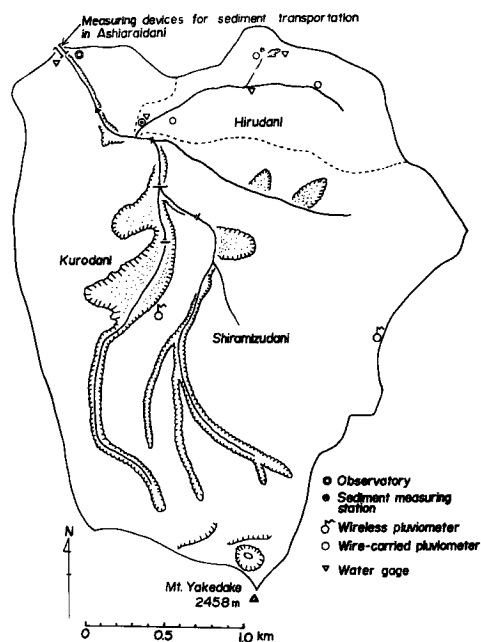


Fig. 1 Plan of watershed and arrangement of equipments for observations in the Ashiaraidani experimental watershed.

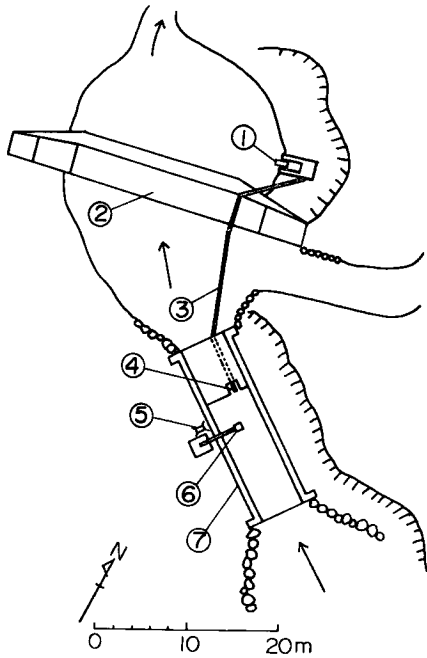


Fig. 2 The measuring system of water discharge and sediment discharge in the Ashiaraidani experimental Watershed, ①Measuring bucket, ②Dam, ③Pipe( $\phi 30\text{cm}$ ), ④Sand trapping box, (20 cm  $\times$  70cm), ⑤8mm cinecamera, ⑥Ultrasonic water gage, ⑦Concrete channel.

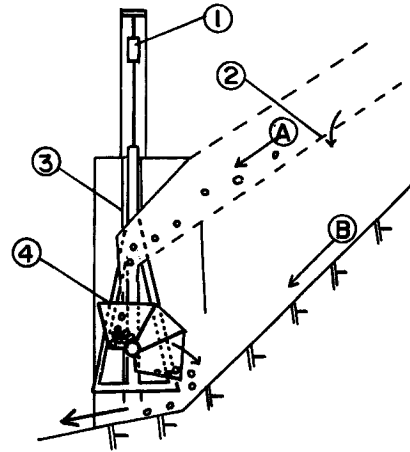


Fig. 3 Measuring system of sediment discharge. ①Load cell, ②Screen (5mm mesh), ③Guide channel, ④Tilting bucket, A Gravel ( $d > 5\text{mm}$ ), B Water.

この水路を通過する。この地点における土砂の移動形態は、ときには土石流であるが、大体は掃流砂および浮遊砂である。掃流砂計測装置はこの掃流砂量を計測しようとするものである。この地点における河床砂れきの粒度分布は Fig. 8 のとおり、かなり大きなれきが存在する。しかし、ここでは、一応粒径 10cm 以下の成分を計測することを目指して、コンクリート水路床に 10cm 以上のれきが入らないような取り入れ口(幅20cm, 長さ 70cm で中央に幅を 10cm に仕切る鉄棒が入っている。)を設置した。そこから流入した水と砂れきは内径 30cm の鋼管を通して、砂防堰堤の下流に設けられた掃流砂計測装置 (Figs. 2, 3) に導かれ、スクリーン (格子幅 5mm) によって、5mm 以上のれきと水および土砂に分離され、5mm 以上のれきが転倒式バケツに入る。バケツ内に入ったれきの量はバケツを釣り下げているワイヤーロープに取り付けられたひづみ計によって計量され、その重量を有線で観測所に送り記録する。バケツ内の砂れきの重量が100kg になるとバケツが転倒し、バケツ内のれきは排出され、本川にもどされる。以上の装置によって、取り入れ口が砂れきでつまらないかぎり、流砂量の計測が可能である。なお、Photo. 1 は上に述べた装置によって計測された掃流砂量の記録の一部である。

しかし、この方法では、水路内に砂れきが堆積して、取り入れ口がつまりやすい欠点がある。また、取り入れ口の大きさによって計測される砂れきが多くなっていくが、取り入れ口をあまり大きくするとパイプの径を非

常に大きくする必要が生じ、施工上の困難もでてくる。したがって、この方法で計測しうる粒径範囲には必ずから限界がある。このような問題にどう対処するか、今後検討を必要とする。

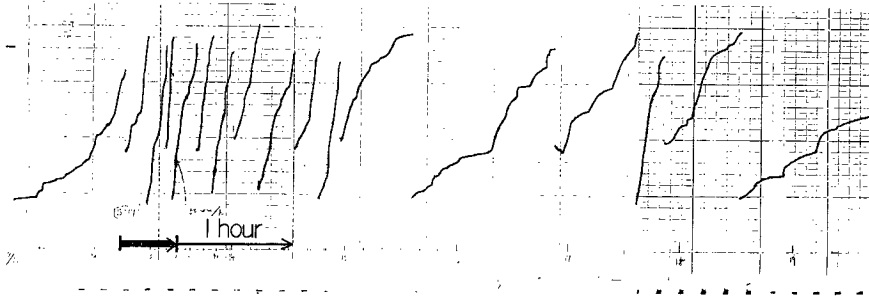


Photo. 1 A part of the recording chart of the bed load measuring equipment.

## 2.2 ヒル谷試験流域と観測の概要

ヒル谷試験流域は、Fig. 1 に示すとおり足洗谷試験流域に含まれる流域面積0.85km<sup>2</sup>、標高1200から2100mの小流域である。ヒル谷流域の出水に関する特徴は、流域の中・下流部に厚い堆積層が広く分布しているため、地中の透水性がよく流出率が非常に小さいことである。また、多量の積雪地帯であるために融雪による流量の増加が顕著である。また、土砂流出に関する特徴は、過去には中・下流部の堆積物をもたらした多量の土砂流出があったと考えられるが、現在は、崩壊地（花崗斑岩が分布している。）を有する支川からの土砂流出だけが観測されていることである。したがって、この流域は、土砂流出のほとんどない本川に崩壊地から土砂が供給されている支川が合流しているという形態を取っており、流砂機構に関しては比較的単純な流域であり、観測はできるだけ正確に土砂流出の過程を把握することを目的として行なわれている。その観測の内容は次のとおりである。

(1) 降雨量の観測：地形、標高などを考慮し、雨量計を流域内に3ヶ所設置している。その信号は有線で1ヶ所に集められ同時に記録されている。

(2) 湧水量の観測：土砂れきの供給源である崩壊地の頭部での湧水量を転倒ますで計量し、その信号を有線で記録計へ送っている。この湧水量観測の土砂流出観測に占める意義は現在あまり明白ではないが、主なる土砂生産源を通過する流量であるので、これを計測している。

(3) 水位の観測：流量を求めるために、越流堰を設けて、越流水位をフロート式水位計によって測定している。その信号を有線で送り自記させている。また、流域における流量の配分および出水の到達時間を明らかにするため、流砂のある支川の合流部より上流の本川において1ヶ所、下流の試験堰堤において1ヶ所の計2ヶ所において、水位の測定を行なっている。

(4) 水質の観測：試験堰堤上流において電導度の測定を行なっている。これは、崩壊、土砂流出および出水の成分と水質の関係を明らかにすることによって、流砂機構の考察に役立てようとするものである。

(5) 流砂の観測：試験堰堤に設けられた流砂採集装置によって、出水時における流砂の採集を行ない。流砂量を求めるとともに、粒径分布および岩種分布を明らかにし、その結果をもとに土砂れきの流出形式および流出経路を検討して、流砂機構についての考察を進めている。

(6) 河床変動および試験堰堤堆砂量の調査：流砂採集地点から上流に向かって、本川の河床変動量を20mごとの区間で測定し、流域の河道における土砂移動の実態を明らかにし、さらに試験堰堤上流の堆砂量の測量によって、ある期間内における流域からの流出土砂量を求める。

(7) 崩壊土砂量の調査：崩壊地から河道へ供給される土砂量を明らかにし、(5)および(6)の結果をもとに流域

における土砂流出の実態を総合的に把握する。

以上がヒル谷流域における主な観測および調査である。(1)から(4)は同一の記録紙に記録されているため、相互の時間のずれはなく、正確な記録が得られている。(5)は流水のにぎり始めから観測を開始し、流砂量に応じて、10秒から数時間継続して流出土砂れきを採集する。したがって、採集された土砂れきの処理に要する数分間の欠測のみで、流出土砂れきの採集が連続的に行なわれている。現在、この採集装置は手動であり、長期の連続観測なども可能な自動化された装置を計画している。(6)と(7)の調査は出水の前後に行なっている。なお、観測装置の構造などは、前報<sup>1)</sup>で述べているので割愛する。

### 3. 足洗谷試験流域における出水と土砂流出の実態

#### 3.1 足洗谷流域における過去の土砂流出

現在の足洗谷の河道は、古い時代の足洗谷において形成された厚い堆積層を深く侵食し、深さ約50mのU字型の谷底を形成している。過去の足洗谷の土砂流出の特徴は、現在河岸段丘として残っている堆積物の状態から、大きく3期にわけて考えることができる。

第1期は、最下部の堆積物をもたらしていて、その岩種は基盤岩のれきがほとんどで、火山岩のれきは少ない。れきの大きさは、1m前後のものもあるが、一般に小さい。れきの間をうめているものは泥質の砂である。この堆積層の厚さは10m前後である。この堆積層の最上位には、腐植土壌層が20~100cmの厚さで堆積し、その中にひめこまつの倒木や立木が存在している。これらの樹木は樹令300年前後のものが多く、それらが生育していた地表が長期にわたって、大きな土砂流出などもなく比較的安定した状態にあったものと考えられる。なお、それらの樹木の放射性炭素年代測定<sup>2)</sup>によれば、現在より約2500年以前にそれらの樹木が生育していたと考えられ、その年代は足洗谷流域における土砂流出の形態が第1期から第2期へと移行した時期を示すものであろう。

第2期に入ると、焼岳の火山活動が盛んとなって、大量の火山噴出物が火砕流あるいは土石流となって、第1期に形成された堆積層を埋めつくしている。第2期の堆積層の厚さは約30mで、その堆積面は現在の中尾平を形成している。第2期の土砂流出の特徴は火砕流や土石流などの集合運搬形式が盛んなことである。とくに、この堆積層の中に基盤岩のれきが発見されないことから、かなり短期間に堆積が行なわれたものと考えられる。なお、中尾平を形成している地表面には基盤岩のれきが点在していることから、この地表面はしばらくは安定していたものと考えられる。

第3期の土砂流出の特徴は、足洗谷が第2期の堆積層を侵食する過程において形成された谷の中に、いくつかの河岸段丘<sup>3)</sup>として残されている。これらの段丘は基盤岩と安山岩の土砂れきからなり、火砕流の堆積層はみとめられない。段丘を構成するれきには、1m以上のものも多く含まれていて、土石流のような集合運搬形式の流砂機構によって運ばれたものとする。このような土砂流出の傾向が現在も続いており、過去18年間に7回の土石流が発生している。

なお、昭和41年に足洗谷流域において観測を開始してから、土石流が3回発生しているが、いずれも観測されていない。とくに、昭和46年9月6日の土石流が発生したときは、足洗谷流砂観測装置の基礎の工事の中であって、工事中の水路が埋没し、工事が中断された。その後、昭和47年7月10日にも土石流が発生し、完成した試験水路が砂れきで埋まり、さらに超音波式水位計の支柱が傾き観測は欠測に終わっている。

#### 3.2 足洗谷流域における出水の実態

足洗谷流域の出水の特徴は、火山噴出物の厚い堆積層が広く分布していることと密接に関連している。

この流域の流出係数は0.1以下の値を示していて、一般に知られている値と比較して非常に小さいことが、観測の結果明らかになった。

以下、昭和49年に観測された降雨と出水について述べる。Fig. 4は6月18日に観測された出水の状況を示している。Fig. 4において、降雨および出水に関する特徴は、降雨ピークに対する出水のピークの遅れが1時間程度と短いこと、降雨期間と出水期間がほぼ同じ長さで続いていること、さらに出水の期間が短いことであ

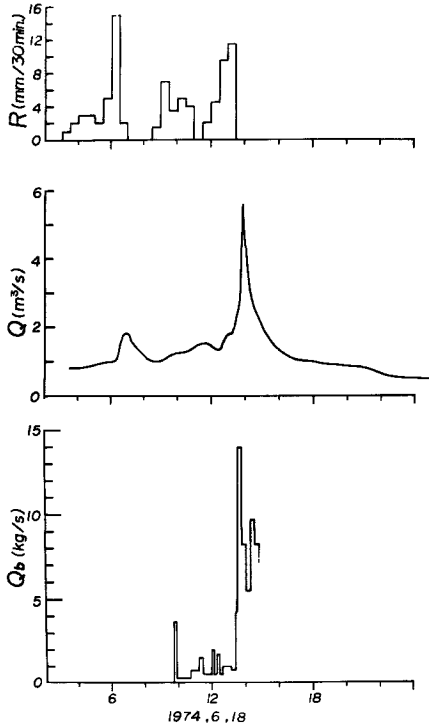


Fig. 4 Variations in discharge ( $Q$ ), sediment discharge ( $Q_b$ ) and rainfall ( $R$ ) during a flood in the Ashiaraidani experimental watershed.

る。以上のことをより具体的に理解するため、直接流出率  $f(\%)$  を求めてみよう。直接流出率は、総降雨量  $R$  から初期損失  $R_i$  (流出の立上りの時刻から1時間前までの降雨量とする。) を差し引いた雨量 ( $R - R_i$ ) に対する直接流出高 (出水の立上がり点と減水の変曲点をむすんで分離した全流量を流域面積で割ったもの) を百分率で表わしている。Fig. 4 の出水において、6時から8時の流出率は2.0で、14時のものは6.6である。以上のように流出率が小さいことは、流域の地中の透水性が大きく、地下水流出成分が多いことを意味している。また、顕著な流量ピークを示している直接流出成分は河道あるいは裸地への降雨の流出に由来するものであろう。

以上のような傾向は、その後の出水と降雨についても認められる。それらは Figs. 5, 6, 7 に示すとおりである。

### 3.3 観測による土砂流出の実態

足洗谷流域における土砂流出の実態を明らかにするために、前述の流砂観測装置を用いて流砂の観測を行なった。ここでは、昭和49年に行なった観測の結果を参考に、この流域における土砂流出の実態を説明する。Figs. 4, 5, 6, 7 は降雨量、流量および流砂量の関係を示したものである。まず、図の順序に従ってそれらの関係をみてみよう。Fig. 4 は6月18日の出水にともなう土砂れきの流出を示したものである。この出水では初期の流量ピーク ( $1.8\text{m}^3/\text{sec}$ ) において5 mm 以上の流砂はない。しかし、次の流量の上昇において、約  $1\text{m}^3/\text{sec}$  の流量で

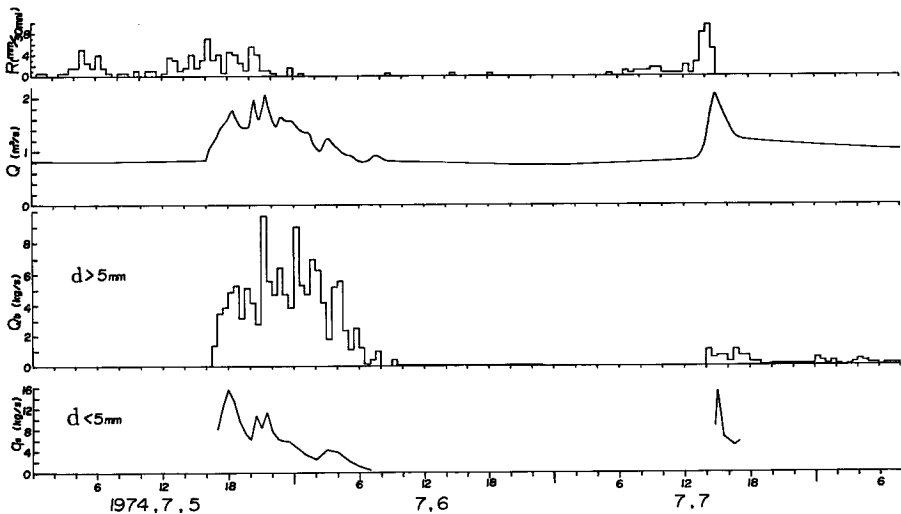


Fig. 5 Variations in discharge ( $Q$ ), sediment discharge ( $Q_b$ ,  $q_s$ ) and rainfall during floods in the Ashiaraidani experimental watershed.

5 mm 以上の流砂が発生している。流量が約  $2 \text{ m}^3/\text{sec}$  の時点で最大の流砂量が発生するが、最大の流量ピーク ( $5.6 \text{ m}^3/\text{sec}$ ) において流砂量は減少している。なお、ピーク流量の後における流量  $2.2 \text{ m}^3/\text{sec}$  において、流砂の取り入れ口がつまり、それ以後の流砂量は観測されていない。流砂量  $Q_b$  の値は、実際に観測装置で観測された値に、全水路幅と取り入れ口の幅の比を乗じて求めたものである。また、細かい成分の流砂量  $q_s$  の値は、出水時に直接流水を採水し、その水に含まれる土砂れきの 5 mm 以下の土砂濃度を求め、その値を流量に乗じて求めている。

Fig. 5 は 7 月 5 日から 7 日にかけての出水と土砂流出の関係を示している。この出水と土砂流出の対応は非常によく、流量が  $1 \text{ m}^3/\text{sec}$  を越えるところから流砂が認められる。流砂は、観測手段によって 5 mm 以下と 5~100mm の 2 成分に分けて、観測されている。したがって、ここでは便宜上そのまま流砂を粒径 5 mm で区別して、その特性をみると、粒径の小さい成分は出水の初期に多い傾向にあり、直接流出成分によく対応しているようにみえる。これに反して、粒径の大きな成分は流量の変化に対して若干の遅れがみとめられ、追従性はよくない。以上のことから、前者の粒径のものは浮遊砂形式、後者では掃流砂の輸送形式が卓越しているものと考えられる。

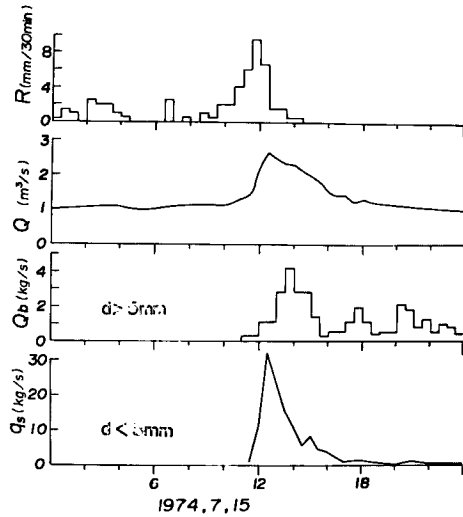


Fig. 6 Variations in discharge ( $Q$ ), sediment discharge ( $Q_b$ ,  $q_s$ ) and rainfall ( $R$ ) during a flood in the Ashiaraidani experimental watershed.

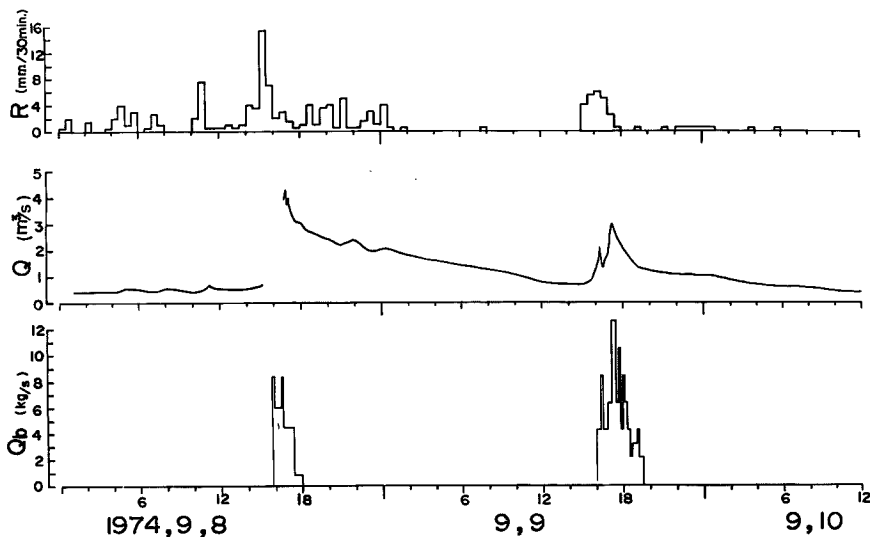


Fig. 7 Variations in discharge ( $Q$ ), sediment discharge ( $Q_b$ ) and rainfall ( $R$ ) during floods in the Ashiaraidani experimental watershed.

Fig. 6 は7月15日の出水と流出土砂の関係を示している。この出水においても、流砂は流量の立上がりとともに発生している。ここでも、流砂を粒径5mm以上とそれ以下のものに分けてみると、5mm以下の細粒成分は流量の変化によく追従して流出しているが、粒径の大きな成分については、流砂量のピークは流量のピークよりかなり遅れている。また、出水がもとの流量にもどってから流砂が継続していることが特徴である。

Fig. 7 は9月8日から10日に発生した出水と土砂流出の関係を示している。この出水においても、流量と流砂量との対応は良い。しかし、この出水は前述の出水に比較して流量の減衰期が長いことが特徴であるにもかかわらず、土砂流出は流量のピーク以後、短時間で終わっている。また、本出水の場合には、粒径の大きい成分でも、流量ピークと流砂量ピークの時間の遅れは小さいのが特徴である。

前述した流砂に関する主な特徴は、次の2点である。

- 1) 出水と流砂の対応がよく、出水があれば流砂が発生する。
- 2) 細かい粒径は流量の変動によく追従し、流出の初期に多い。

以上の2点について、流砂機構を検討してみよう。まず、1)について、観測されたすべての流量と流砂量の関係を検討したが、それらの関係は、一般に用いられる流砂公式に対してかなりばらつきが認められる。したがって、本文ではそれらの関係を実際の流砂現象に則した形で考察してみよう。

まず、流砂が発生するのは、かなり長期にわたって安定した流量に対して流量が急激に増加する場合であって、今回の観測結果では約 $1\text{ m}^3/\text{sec}$ の流量を越えたところで流砂が発生している。しかし、現河床は、表層の細かい粒径の砂れきは流出してしまっており、Fig. 8のような粒径分布を有する砂れきで被われている。その平均粒径23

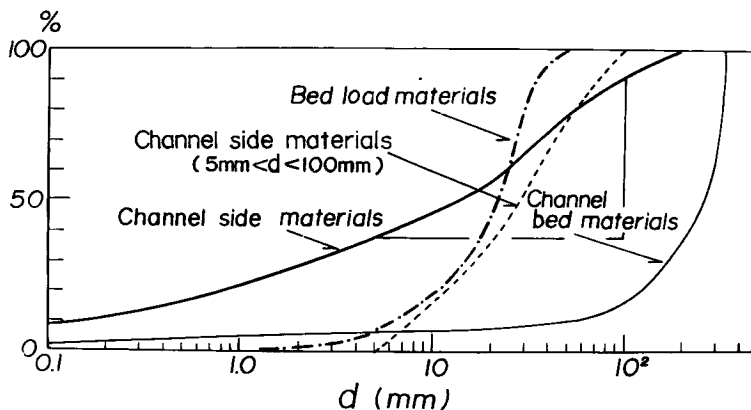


Fig. 8 Grain-size distribution of the sediment. Bed load materials were sampled at 16:05, 7 July, 1974.

cm に対する移動限界流量は、洪水痕跡の縦横断測量の結果を用いて計算すると、約 $2.5\text{ m}^3/\text{sec}$ となる。また、流量 $1\text{ m}^3/\text{sec}$ に対する移動限界粒径は約10cmで、その粒径以下の砂れきは現河床の表層には非常に少ない。したがって、ここでは、流量が増加して $2.5\text{ m}^3/\text{sec}$ に達するまでは、河床に元々存在していた粒子はほとんど動かず、あたかも固定床上を比較的細かい土砂れきが輸送されるような形式が卓越するものと考えられる。この場合、土砂れきの供給源として考えられるのは、溪岸や裸地であり、そこでは水流による分級の影響を受けていないことから、供給される土砂れきの粒径分布は細かい成分を多く含んでいる。したがって、流砂観測地点に近い溪岸の侵食が流量の増加と対応よく発生するものとするれば、本川流量と細かい粒径成分の流出との対応関係がよいことが説明される。また、流量が $2.5\text{ m}^3/\text{sec}$ を越えると河床を構成する砂れきも移動するものと考えられる。その一例として、6月18日の出水がある。この出水ではピーク流量 $5.5\text{ m}^3/\text{sec}$ の発生後、試験水路内に40cm前後のれきが堆積し、流砂の取り入れ口がつかまっている。その際、本川の河床砂れきの平均粒径



以上のものが移動したと考えられる。

以上のように、溪岸に砂れきの供給源をもつ本流域においては、出水があれば決って流砂が発生し、その流砂機構は河床表層の砂れきの移動限界のみでは説明できないことが特徴である。

さらに、出水の前後に調査した河道の変遷からも溪岸侵食の様子がみとめられる。Fig. 9 は昭和49年5月26

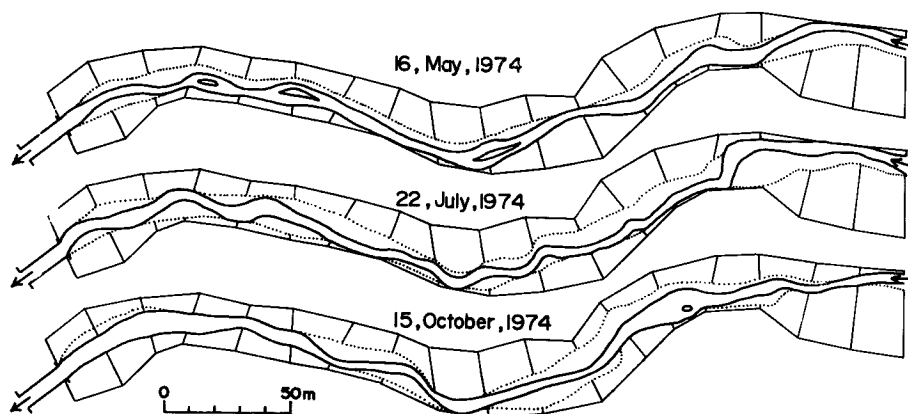


Fig. 9 Variation of stream channel pattern during one flood season (Upstream of the measuring flume).

日、7月22日および10月15日の河道調査の結果を示す。この図から、流路の大規模な変動はないが、洪水前後では常水路の顕著な移動が認められ、洪水時に常水路の移動によって細粒径が供給されることを示唆している。また、図から求められる破線で示された最大河道幅と出水における最大流量の関係を検討してみよう。6月18日に観測された最大流量 $5.5\text{ m}^3/\text{sec}$ に対して、Leopoldら<sup>9)</sup>による流量 $Q$ と河幅 $B$ との関係がなりたつものとして、 $B=5 \cdot Q^{1/3}$ を用いると河幅は $11.5\text{ m}$ となる。Fig. 9における平均河道幅は約 $9\text{ m}$ で、実際の河道幅の方が少し狭くなっている。また、9月8日の最大流量 $4\text{ m}^3/\text{sec}$ に対して、上記の関係から求められる河道幅は $10\text{ m}$ で、実際の河道幅約 $9\text{ m}$ に近い値を示している。

以上のように、出水に関しては一般的な河道則が大体成り立つが、流砂に関しては、河床と流水との水深方向の相互作用のみを考えるのでは不十分である。河道が粗粒の砂れきで被われている場合、出水の規模がその河床構成材料の移動限界流量以下の流量であっても、それがある程度の長期にわたって継続していた流量を急激に越えるようなものであれば、溪岸などの侵食を引き起こし流砂が発生する。したがって、このような河川において、流砂の形態は、出水前に河床を構成していた砂れきの移動がなくても流砂がある場合、河床構成砂れきのうちの細かい成分が選択流出を受けて流砂がある場合、および河床砂れきの大部分が移動して流砂がある場合に分けられる。とくに、出水があるごとに発生し、もとの河床砂れきの移動を伴わないような流砂現象は、山地流域における流砂機構の1つの特徴であろう。

#### 4. ヒル谷試験流域における出水と土砂流出の特徴

##### 4.1 出水の特性

ヒル谷流域における出水の特徴については、前報においても述べているが、ここでは、今年度観測された出水記録によって説明する。なお、このような小さな流域においても、降雨による出水の機構は非常に複雑な現象となっており、詳しい出水解析は行っていないので、各出水の特徴についての説明のみにとどめる。

7月5日から7日にかけての降雨による出水は Fig. 10 に示すとおりである。降雨は7月5日の一連のもの

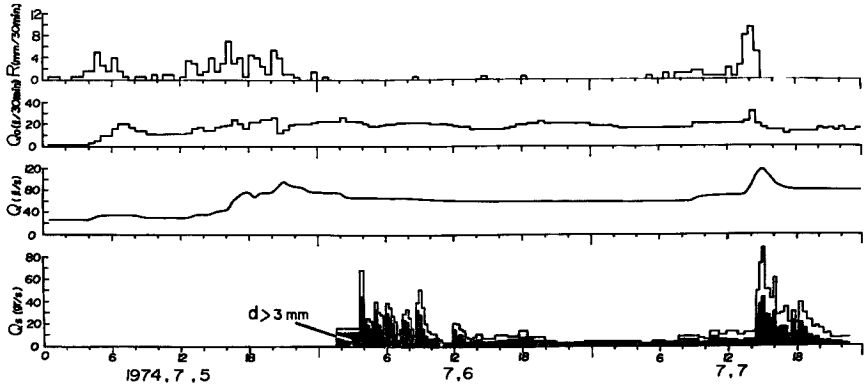


Fig. 10 Variation in discharge ( $Q$ ), sediment discharge ( $Q_s$ ), ground water discharge ( $Q_g$ ) and rainfall ( $R$ ) during floods in the Hirudani experimental watershed.

と7月7日の単一のピークをもったものに分けられる。5日の出水は顕著なピークを示さず、7日の出水は単一のピークをもっている。しかし、いずれの出水のピークも小さく、直接流出成分が少なく、地下水流出成分が多いことを示している。このような現象は、湧水量  $Q_0$  においても顕著な流量ピークが現われていないこと、さらに湧水量  $Q_0$  が降雨が終わってからもほとんど減少することなく次の降雨まで継続していることによっても推察される。

Fig. 11 は9月7日から10日にかけての降雨量、湧水量および流量を示している。降雨は7日から発生しているが、湧水は降雨開始から10時間、流量の上昇は約5時間遅れて現われている。以上のように、この降雨による出水では湧水量と本川の流量の上昇に時間のずれが生じている。このことは地中の水分状態などに関連す

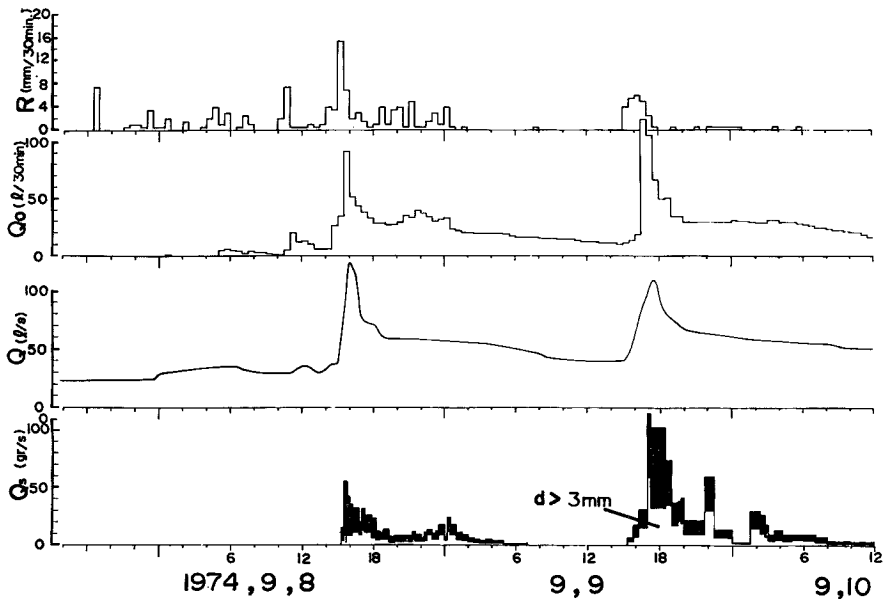


Fig. 11 Variation in discharge ( $Q$ ), sediment discharge ( $Q_s$ ), ground water discharge ( $Q_g$ ) and rainfall ( $R$ ) during floods in the Hirudani experimental watershed.

るものと考えられる。さらに、本川の流量の上昇が湧水量のそれよりも早く現われたことは、直接河道や河道付近へ降った雨が影響しているものと考えられる。

#### 4.2 土砂流出の特性

ヒル谷流域の出口において、出水時に観測された土砂流出の実態は **Figs. 10, 11** に示すとおりである。**Fig. 10** は昭和49年7月5日より7日にかけての出水にもなって流出した土砂量を示している。この出水において、流水のにごりは流量の立上がりとはほぼ同時に発生しているが、土砂流出は約10時間遅れて発生していることが特徴である。しかし、次に発生した出水に対しては、流出土砂量のピークの時刻は流量ピークのそれとほとんど一致している。ここでは、以上の土砂流出のちがいについて若干の考察を行なう。

土砂流出現象は出水の形態と河床における土砂れきの分布状態および河道の形態に関連している。そこで、上記の出水について、それらの条件がどのようにになっているかを検討してみる。まず、7月6日の出水前の河床の状態を考えてみよう。7月5日の出水以前の大きな出水は4月中旬の融雪による出水で、本川の下流での流量は150l/sec に達していて、7月5日の最大流量よりも大きい。また、融雪出水は、土砂の供給を伴わず、かつ降雨出水に比較して継続時間が長い。したがって、河道に堆積している砂れきを長期にわたって流出させることが特徴である。その結果、河床に堆積している細かい土砂れきはほとんど流出してしまったであろう。このことは、試験堰堤上流での堆砂量の調査あるいは河床堆砂量の調査の結果からも明らかである。以上の点から、7月5日の出水において発生した約100l/sec の流量では破壊されないアーマーコートが本川の河床に形成されていたと考えられる。

したがって、支川から本川へ土砂れきが供給されたとすれば、それらの土砂れきは、いわば固定床の河道を流送されることになる。

流域の出口で採集された流出土砂れきの粒径と岩種分布から、土砂れきの流出の経路と流砂形式を検討する。流出土砂れきの岩種の80~90%は花崗斑岩であって、本川の河道の溪岸に分布する安山岩などの砂れきは非常に少ない。このことから、流砂の源が花崗斑岩の崩壊地を有する支川であることが推察される。また、流出土砂れきの粒径が大きく、粒径3mm以上の砂れきが全体の約80%を構成している。したがって、本川の流量が100l/sec以下では、これらの砂れきの多くは掃流砂形式によって輸送されたと考えられる。

以上の点を総合すれば、6日と7日の流砂機構は次のように具体的に説明される。融雪による大きな流量によってアーマーコートが形成された本川の河道へ、その後の降雨によってそれ以下の流量が発生した際、支川から流砂があり、その砂れきが固定床としての河道を掃流形式で輸送されたことになる。出水に対する流砂の大きな遅れが生じたのはこのためであると考えられる。さらに、次の出水において流砂の遅れがないことは、前の出水によって砂れきが本川の下流まで十分に運ばれてきていることで説明される。

7月6日の流砂において、流量がほぼ一定であるにもかかわらず、流砂量が間欠的に変動している。これは、流出土砂れきの岩種および粒径に変化がないことから、溪岸崩壊や大きな河床変動などによる流砂量の変化ではなく、本川の河床が階段状の pool と shoot の繰り返しによって形成されていることに関連していると考えられる。

**Fig. 11** は9月8日から10日にかけての2回の出水と土砂流出の関係を示している。この出水と土砂流出は、7月7日の場合と同様に、出水と土砂流出がよく対応している。このことから、今回の土砂流出についても、前の出水において土砂れきが十分に河道へ供給されていたものと推察される。しかし、7月7日の流出土砂れきに比較して、流出土砂れきの岩種分布は同様であったが、粒径分布は細粒径のものが多くことが特徴である。この理由として、7月の出水に比較して本川の流量はほぼ同様であるにもかかわらず、崩壊地頭部における湧水量  $Q_0$  が非常に多く、さらにその流量の増加も急激であることから、崩壊地において、表面流出成分が急増し、新しく表面侵食が発生して細粒径の土砂を供給したことが考えられる。

なお、本川における流砂の発生は、流量50l/secを限界としていることが認められ、このことが今年度の土砂流出の特徴でもある。

## 5. 結 語

以上本文において述べたように、著者らは、穂高砂防観測所における種々の観測・調査から、新しく注目すべきいくつかの成果を得た。それらをまとめ結語とする。

(1) ヒル谷流域の下流部において観測された流砂量、粒径分布および岩種分布から、流域内での砂れきの流出形式および流出経路の推定が可能となった。

(2) ヒル谷流域において、流量が一定であるにもかかわらず、流砂量が間欠的に変動する場合がある。それは河道が階段状の pool と shoot のくり返しによって形成されていることに関連するものと考えられる。

(3) 足洗谷流域に新設された掃流砂計測装置によって、初めて洪水期間中の流砂量の連続観測に成功した。

今後、従来の観測・調査に新しい観測・調査を加え、土砂れきの生産と流出の機構を解明していきたい。

最後に、足洗谷流砂観測装置の新設に際して、多くの関係者の方々に御協力をいただき深謝する。また、現地での流砂観測において、砂防部門の奥村武信助手、江頭進治助手、および吉田義則技官には昼夜をとわずおしめない援助を受けたことを記して深謝の意を表す。なお、穂高砂防観測所の志田正雄技官、および滝沢梅雄氏には観測の準備から観測資料の整理まで、多大の労苦をおかけした。ここに、その労苦をねぎらい深く感謝する。

## 参 考 文 献

- 1) 矢野勝正・土屋集人・奥村武信：山岳小流域における土砂流出に関する2, 3の観測結果について，京都大学防災研究所年報第10号 B, 1967, pp. 81—96.
- 2) 矢野勝正・奥村武信：山地流域における土砂流出—土砂濃度と粒径特性—，京都大学防災研究所年報第12号 B, 1969, pp. 333—343.
- 3) 芦田和男・高橋 保・奥村武信・道上正規・沢田豊明：山地流域における出水と土砂流出—穂高砂防観測所の観測結果—，京都大学防災研究所年報第15号 B, 1972, pp. 349—361.
- 4) 芦田和男・高橋 保・奥村武信・沢田豊明：山地流域における出水と土砂流出(2)—穂高砂防観測所の観測結果—，京都大学防災研究所年報第16号 B, 1973, pp. 401—409.
- 5) 芦田和男・高橋 保・沢田豊明：山岳流域における土砂流出機構に関する一考察，土木学会第28回年次学術講演会講演概要集第2部，1973, pp. 321—322.
- 6) 芦田和男・高橋 保・沢田豊明：山地流域における出水と土砂流出(3)—穂高砂防観測所の観測結果—，京都大学防災研究所年報第17号 B, 1974, pp. 547—553.
- 7) 藤井昭二・沢田豊明・武沢 正：焼岳火山の中尾火砕流堆積物とそれらの放射性炭素年代，第四紀研究第13巻第1号，1974, pp. 1—5.
- 8) 藤井昭二・武沢 正・沢田豊明：河岸段丘の年輪，新砂防，77, 1970, pp. 6—10.
- 9) Leopold, L. B. and T. Jr. Maddock : The Hydraulic Geometry of Stream Channels and Some Physiographic Implications, U. S. Geol. Survey Prof. Paper, 252, 1953, p. 57.