

山地流域における出水と土砂流出（5）

— 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 (5)

—Some Observations by Hodaka Sediment Observatory—

By Kazuo ASHIDA, Tamotsu TAKAHASHI and Toyooki SAWADA

Synopsis

Hodaka Sedimentation Observatory is investigating the runoff process, sediment yield and transport process in a mountainous experimental watershed, the Ashiaraidani (7.2 km²), located in the Japan North Alps at altitude of approximately 1,000 m to 3,000 m.

The process and mechanism of sediment transport was analyzed by petrological and grain-size classification of transported gravels for one year cycle.

The conditions of occurrence and behavior of mud-debris flow were partially revealed through the field observation on variations of river bed, the traces of mud-debris flow and variations of boulder-size in river bed sediment.

1. 緒 言

山地流域からの土砂れきの流出による災害は、山地の多いわが国において非常に重要な問題となっている。そのような水と土砂れきによる土砂流出の現象は時間的にも空間的にも種々の形態をとり、非常に複雑である。

著者らは、このような土砂れきの流出・堆積の実態をより正確に解明して、土砂災害の防止・軽減に寄与せんとして山地流域における観測・研究を続けている。

ここに、1975年の観測成果をまとめ、土砂れきの流出に関する実態とその流出機構について若干の考察を行なった。とくに、観測期間中に土石流の発生があり、その動態の観察の機会にめぐまれたので、その後の調査結果とともに土石流の発生機構やその実態に関する検討も行なった。なお、本研究は昭和41年に穂高砂防観測所が設置されてから継続されており、従来の研究成果をもとに行なわれている。

2. 試験流域および観測の概要

2.1 足洗谷試験流域について

足洗谷流域(7.2 km²)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、焼岳に源を発している。Fig. 1は足洗谷試験流域(6.5 km²)を示す。この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、流域出口の深谷砂防堰堤上流において種々の観測を行なっている。この地点は、本川の狭窄部で土石流を含む種々の流砂現象の観測に適した場所である。観測の内容は、水位、流速、降雨量、掃流砂量、浮遊砂量、河床変動量、巨れきの移動量、河床砂れきの粒径分布などである。水位、降雨量、掃流砂量および浮遊砂量は自動観測を行なっている。なお、観測内容および観測装置の詳細については

前報に述べているので、ここでは省略する。**Fig. 1** は主な観測装置の配置を示している。

2.2 ヒル谷試験流域について

ヒル谷流域は **Fig. 1** に示されるように足洗谷流域に含まれる流域面積 0.85 km² の小流域である。この流域は、土砂流出のほとんどない本川に崩壊地を含む支川から土砂が供給され、本川の河道を輸送されるという形態の土砂流出で特徴づけられている。したがって、流砂観測は支川からの土砂流出特性が本川の河道の特性によって、どのように伝播・変形ならびに貯留されるかを明らかにするために、流量はもちろん流砂量、流砂の粒径および岩種分布の測定を行なっている。さらに、河道の形態などの調査もこまかく行なっている。

なお、今年度から新しく支川からの流砂量を測定するために **Photo. 1** のようなステンレス製の網 (60 mesh) の張ってある転倒式バケットを支川の出口に設けた。バケットの転倒は約 200 g の砂れきで行なわれ、その転倒回数が記録されるようになっている。しかし、網目の目づまりの程度や砂れきの入り方で転倒する際の土砂量に若干のむらがあり、今後改良する必要がある。観測装置などについては前報に記載しているので省略する。

3. 足洗谷流域における観測結果

3.1 概 説

足洗谷流域の出水と土砂流出の特徴は、前報でも述べているように、流量が降雨の終了後短時間で減少し、その直接流出率も小さいこと、生産土砂量および流出土砂量が非常に大きいことである。また、河床砂れきの粒径も大きく、河床こう配は **Fig. 2** に示すように、流域の中・下流部においても大きいことである。

以下、昭和50年の出水と土砂流出の概要を述べる。足洗谷の深谷地点において、流量が 1 m³/sec を超える出水は、5月4日の約 3.5 m³/sec、6月23日の約 1.5 m³/sec、6月26日の約 1.8 m³/sec、7月4日の約 1.5 m³/sec、7月7日の約 2 m³/sec、および **Figs. 3, 4** に示す7月10日からのものである。7月10日からの一連の出水を除く他の出水は、いずれも降雨終了後短時間で終り、直接流出率も非常に小さく、掃流砂測定装置による 5 mm 以上のれきの流砂量も、ほとんど観測されていない。7月10日からの出水では、**Fig. 3** のとおり 5 mm 以上のれきの流砂量が観測された。**Fig. 3** において、流量は観測用水路 (巾 5 m, 長さ 20 m, 深さ 1 m) における水深と観測された流速から求められたもので、流砂量は掃流砂測定装置によって求められた 5 mm 以上のれきの量を積算したものである。流砂量が13日になって記載してないのは、流砂の取り

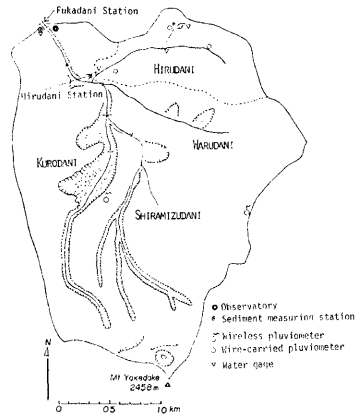


Fig. 1. Plan of watershed and arrangement of equipments for observation in the Ashiraidani experimental watershed.

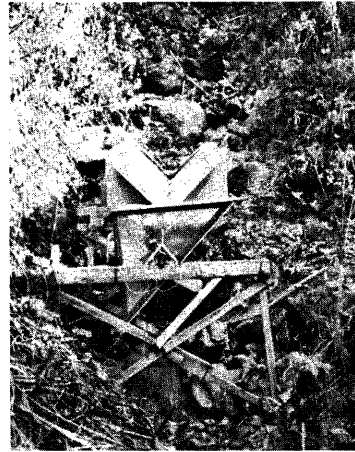


Photo. 1. Measuring system of sediment discharge in the Hirudani.

入れ口がつまり測定が不可能となったことによる。また、流量も13日になって記入してないのは、観測水路内に砂れきが堆積したために、正確な流量を求めることができなかったからである。その後の流量は、現地観測の結果をもとに求め、Fig. 4 に示すような hidrograph を得た。方法の詳細は後述する。

7月13日 5時45分と6時46分に土石流が深谷を通過しているが、前期出水に比較して、多量の土砂を含むものとしてもその流量は非常に大きく、7月13日 1時から10時までのほぼ全降雨量に相当する量が土石流の発生とともに流出している。また、流量が土石流の発生によって、不連続に急激な増加を示している。

このことから、土石流の発生にともなう水の挙動が土石流をとまなわないそれとは非常に異った特性をもつことがわかる。

なお、各出水の詳細については以下に土砂流出と関

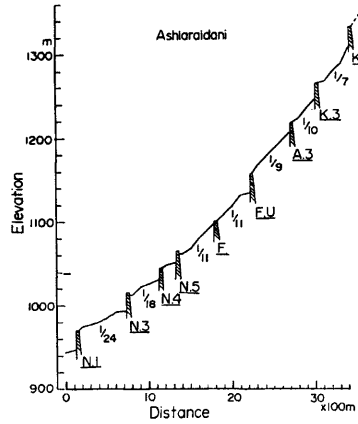


Fig. 2. River bed profile in the Ashiaraidani.

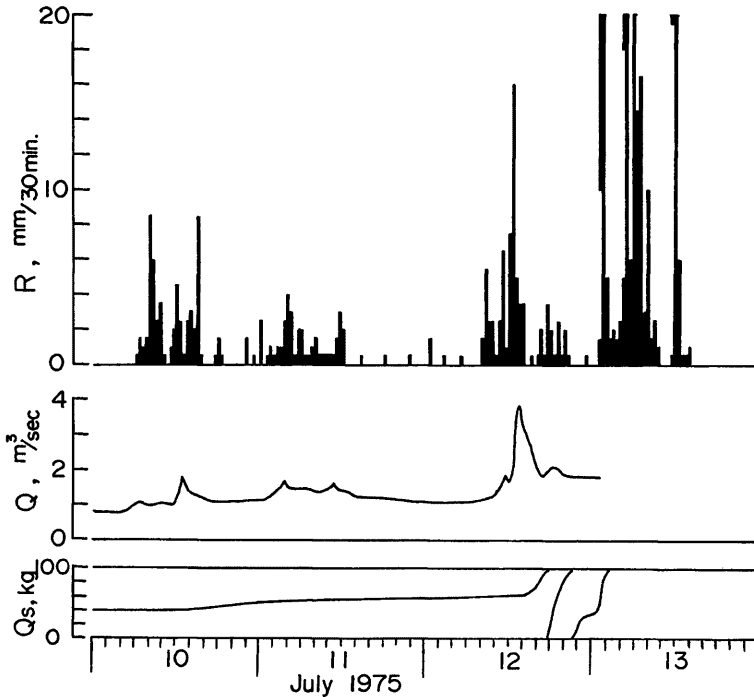


Fig. 3. Variations in discharge (Q), sediment discharge (Q_s) and rainfall (R) during a flood in the Ashiaraidani experimental watershed.

連させて述べる。

3.2 出水と土砂流出の実態

足洗谷流域においては、昭和50年7月10日から13日にかけての出水でかなりの土砂流出を見たが、中には上記の土石流も含まれている。ここでは、土石流も土砂流出の1つの形態として、一連の土砂流出の中で説明しているが、土石流はその土砂輸送において大きな特徴を有しており、次節において、その実態の把握を中心に若干の検討を行なう。

Fig. 3 は降雨量、水位、および流砂量の観測値を示したものである。土砂流出の発生は掃流砂観測装置の記録では、流量が約 $1 \text{ m}^3/\text{sec}$ を超えた時点において認められる。このことは、前報でも述べた傾向とよく一致している。**Fig. 3** の流砂量は粒径 5 mm 以上についての値であるが、流砂量が増加するのは、流量が $3.8 \text{ m}^3/\text{sec}$ のピークに対して約3時間遅れている。このことは、粒径範囲が広く、かつ流路が変動しやすい急流河川においては、流砂量が必ずしも流量のみに対応するものではなく、河床状態にも大きく依存することを示している。なお、流量は12日の17時頃から約 $2 \text{ m}^3/\text{sec}$ にもどるが、流砂は継続している。13日の1時頃から流量が急激に増加し、それに対してほとんど時間の遅れもなく流砂量も増加する。しかし、2時頃に流砂の取り入れ口がつまり、以後、流砂量の計測が不可能となった。以下、流砂については現地での目視観測を主として、時間の経過に従って記述する。

13日4時40分、観測用水路における流れの状態は変化しており、水路の上流端には直径 $20\sim 30 \text{ cm}$ 、長さ $7\sim 8 \text{ m}$ の樹木が右岸より落下して、水路を塞ぐように倒れており、水路床には掃流砂の取り入れ口を中心に直径 50 cm ほどのれきが数個堆積し、水は水路の左岸側半分を流れ、流れの中心では約 20 cm の水深で、流速は $4\sim 5 \text{ m}/\text{sec}$ であった。この時刻には、水路の上に置いてある鉄製の仮橋が存在していたが、6時10分には流失していた。さらに、水路の上流にあった倒木や水路床の堆積物も流出し、水路床には堆積物は認められず、水位は約 50 cm で流速は約 $6 \text{ m}/\text{sec}$ であった。その他、水路の左岸に泥水採集用ポンプを置いていたが、約 1 m 下流へ移動し、泥水をかぶり使用不能となっており、ポンプを河床より数 m 高い左岸の台地に移動させた。また、水路の下流には足洗谷を横断する村道の土橋が設けられていたが、流れの中に設置されていた橋脚の一部が流失していた。

以上のように、4時40分から6時10分の間において、深谷の観測用水路付近の河床状態が著しく変化していること、および超音波式水位計の記録から5時45分に約 150 cm の水位が発生していることから、5時45分にこの地点を土石流が通過したと考えられる。

6時28分、観測所の超音波式水位計および掃流砂量計の記録計の時刻を点検した後、ヒル谷において流砂観測を続行する。

6時45分、流砂観測中に足洗谷本川からの石のおつかり合うような異常音に気づき、すぐに足洗谷の様子を見に行く。そこで、足洗谷3号堰堤を流下する流れの状態から土石流であると確認する。それは土石流の先端部が通過した状態であったが、足洗谷3号堰堤付近を $2\sim 3 \text{ m}$ の巨れきが滑るように移動し、流れの状態はかなり流動性に富み、流れは谷の巾いっぱい、流速は早く感じられた。ちなみに、土石流の先端部

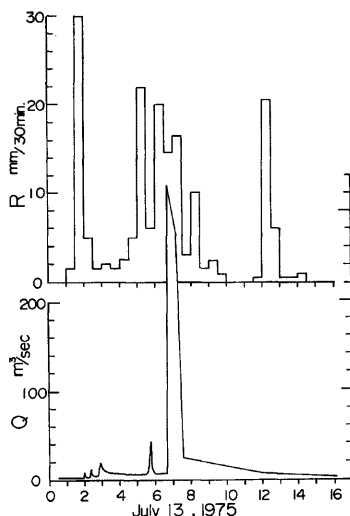


Fig. 4. Variations in discharge (Q) and rainfall (R) during a flood in the Ashiaraidani experimental watershed.

の流速を推定するならば、ヒル谷出口付近から深谷観測水路までの流下時間から、8~10 m/sec と従来より報告されているものに比較してかなり早い流速が得られる。なお、土石流がヒル谷付近を通過した時刻は、腕時計で時刻を確認した6時45分より10~20秒早いものと考え、深谷の観測用水路の通過時刻は記録紙から6時46分と読み取られた値を用い、その流下距離は700 mとして計算した。

土石流の先端部が通過して、約1時間は流れが谷の中全体をしめているが、その後約1時間半には、ところどころ河床が見え始め、約4時間後には流れは谷巾の半分位になり、約10時間後には河道はほぼ一定の場所に固定され、流砂も少なくなる。Fig. 4 は上記の観測から得られた土砂れきを含む流量を示したものである。

なお、8月から10月にかけての出水においても土砂流出があったが、これについては次の項で述べる。

3.3 土石流について

前述したように、土石流は土砂流出の形態としては特異なもので、その実態に関しては不明な点が多く残されており、ここでは、とくに土石流の実態を明らかにすることを試みた。

足洗谷流域は焼岳火山にその源を発しており、土砂流出の盛んな溪流で、とくに土石流の発生についても古い記録が足洗谷の堆積層に残されている。近年においては、昭和37年6月17日の焼岳噴火以来、白水谷からの土石流が多発している。白水谷からは昭和38年2月15日までに6回の土石流が発生したと報告されている。しかし、白水谷の西に流域をもつ黒谷からはその期間における土石流の流出に関する報告がない。このことは、白水谷の源頭部において標高約2,200 mの等高線にそって長さ約400 mの山腹噴火があったこと

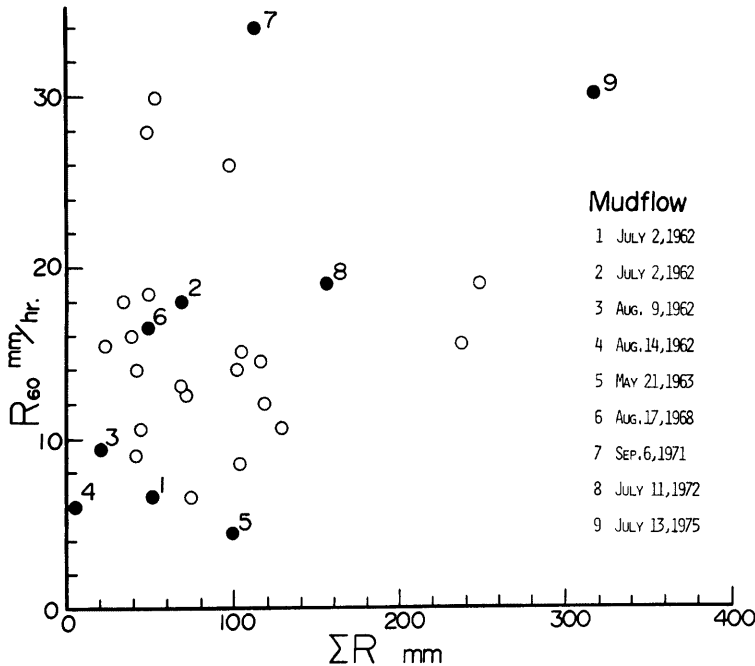


Fig. 5. The relation between the maximum hourly rainfall (R_{60}) and the total rainfall (ΣR) at Ashiaraidani. The flat circles show the rainfalls at which mud-flow occurred.

に関連しているものと考えられる。

降雨が非常に少ない場合、あるいは下流では降雨がない場合でも土石流が発生していることは、火山活動によって説明できよう。Fig. 5 は昭和37年7月2日以後で降雨資料のある土石流の発生と降雨量の関係を示したものである。降雨資料は、土石流の発生していない場合は1時間雨量強度が6mm以上で、連続雨量(無降雨時間が数時間を超えない一連の降雨)20mm以上のものを基準とし、土石流が発生している場合は発生するまでの連続雨量とその中に含まれる最高時間雨量を示している。Fig. 5 中の数字は土石流が発生したことを示している。Fig. 5 から明らかなように、焼岳の噴火直後ほど、少ない降雨量で土石流が発生している傾向がみられる。とくに、噴火のあった翌年までは連続雨量100mm以下、最大時間雨量10mm以下での発生が非常に多い。最近の3回の土石流はいずれも最大時間雨量18mm以上、連続雨量100mm以上で発生している。したがって、火山地域の土石流の発生機構については、新潟県焼山火山の活動にともなう土石流ならびに鹿児島県桜島火山の活動に由来する土石流があることから、火山活動による影響も考慮する必要がある。しかし、いずれにしても、土石流の発生は降雨による出水ならびに他の何らかの原因によって堆積層に土石の集合運搬を可能にする十分な水が供給されることによると考えられるので、この観点から、土石流にともなう水収支を考えてみよう。すなわち、土石流の発生をモデル的に考えると、Fig. 6 に示すように、すでに水で飽和した河床堆積物、{土砂濃度 C_0 、単位体積水量 $(1-C_0)$ } に表流水流量 Q_p が供給され混合が生じ一体化し、主としてこの配によって決まる集合運搬を可能にする濃度 C を持つ段波状で流動するものと見なせる。したがって、土石流の先端部の水と土砂を含めた流量は、上流から供給された水の流量 Q_p に、これと混合し一体化した河床堆積物の量 Q_r (土砂量 $C_0 \cdot Q_r$ と水量 $(1-C_0) \cdot Q_r$ の和) とが加わったものと考えられる。

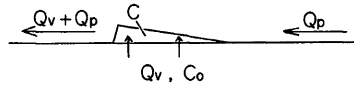


Fig. 6. Mass conservation of mud-debris flow.
 Q_p : Peak discharge of flood runoff.
 Q_r : Additional discharge from river bed.
 C_0 : Concentration of river bed sediment.
 C : Sediment concentration of mud-debris flow.

したがって、土石流の土砂濃度 C は (1) 式のように表わすことができる。

$$C = \frac{Q_r \cdot C_0}{Q_p + Q_r} \dots\dots\dots(1)$$

そこで、 Q_r を (1) 式より求めると (2) 式のようになる。

$$Q_r = \frac{C}{C_0 - C} \cdot Q_p \dots\dots\dots(2)$$

したがって、土石流の流量 $Q_p + Q_r$ は (2) 式より (3) 式のように求められる。

$$Q_p + Q_r = \frac{C_0}{C_0 - C} \cdot Q_p \dots\dots\dots(3)$$

ここに、 C は土石流先端部における流動の条件から力学的に算定することが可能であって河床こう配に依存することが知られている。一般に、 C は C_0 に比較的近く、したがって土石流の流量は供給される水の流量に比較し非常に大きく混る。従来の災害調査などにおいて、土石流の流量は流出計算より求めた流量の5~10倍もの非常に大きな値が報告されているが、これは (3) 式によって説明することができよう。ここでも、2, 3の仮定において (3) 式より求めた流量と他の方法によって求めたものとを比較し、その妥当性を検討してみよう。

まず、(3) 式によって土石流のピーク流量を求めるには、 Q_p を求める必要がある。 Q_p の値は、本来土石流の発生地点において求めるべきであるが、発生地点が不明なこと、および他の方法での流量は下流の深谷付近で求められていることから、深谷における流量として求めた。 Q_p はラショナル式で求めることとし、従来の観測結果をもとに到達時間を1時間とし、その時間内の雨量強度を30mm/hr、および流域面積を6.5 km²とした。なお、流出係数は前期降雨量が非常に大きいことなども考慮して1と考えた。以上の諸量をも

とに Q_p を求めると、その値は約 $54 \text{ m}^3/\text{sec}$ となる。そこで、一般的な C_0 および C の値として、 C_0 を 0.7 とし、 C を 0.55 とすれば、(3) 式によって土石流のピーク流量は約 $254 \text{ m}^3/\text{sec}$ という値が得られる。

土石流の先端が到達した時点においては、土石流の流動は元河床より上の層に限られていると考えられる。このことから、土石流の通過断面を土石流の痕跡と元河床の横断面より推定し、得られた値 40 m^2 と観測された速度 $8 \text{ m}/\text{sec}$ から、土石流のピーク流量を求めると $320 \text{ m}^3/\text{sec}$ となる。

さらに、深谷堰堤における現地観測によって得られた土石流通過後30分の水位 2.3 m をもとに、流速を求めると約 $7 \text{ m}/\text{sec}$ となり、堰堤の水通し断面から流水断面を求めると 46 m^2 となった。上記の流速と断面から、土石流通過の30分後における流量は約 $322 \text{ m}^3/\text{sec}$ となる。

以上のように、(3) 式によって求められる土石流のピーク流量の値は他の方法によって得られるものと比較してやや小さな値を与えるが、オーダー的には一致している。

土石流の実態については、最近 8 mm カメラあるいはテレビカメラなどによる映像としてとらえられたものや、目撃者の観察による情報、ならびに土石流発生後の調査によって、しだいに明らかになってきている。しかし、実際の問題として、研究者の間での土石流に関する討議においても、土石流の定義に関する問題のみではなく、土石流の発生機構や流動状態に関して、現在必ずしも統一的な見解がみい出されてはいない。また、土石流を高濃度の集合運搬流動と定義しても、現実の問題として、それに続いて多量の掃流砂および浮遊砂を含んだ洪水流をともなう場合が多い。この場合、流出土砂量や河床変動量は一連の洪水流の総合的な結果として現われるもので、このような問題に対しては、土石流と洪水流を区分することはむずかしく、また適切でもない。もちろん、土石流の破壊力としては、土石流の先端部の挙動が重要な意味を持っていることはいうまでもない。

このような意味で、土石流先端部の運動とともに、それを含む一連の洪水流の挙動を明らかにすることがきわめて重要である。

ここでは、土石流の通過後の河床形態、堆積砂れきの粒径分布などの調査結果 (Fig. 7) から、土石流がどのような場所で発生し、どのような形であるいは場所で侵食・堆積し、どのような流量で流れたか。また、どのような場所で、あるいは条件で停止するかについて若干検討する。なお、これらの結果には土石流にひき続いておこっている洪水流の影響も含まれていることはいうまでもない。

土石流の発生は足洗谷の支流である黒谷、白水谷および割谷の各流域で認められる。各流域からの流出砂れきの岩種には特徴があり、黒谷は安山岩および蛇紋岩、白水谷は安山岩のみ、割谷は堆積岩類からなっているため、岩種によって流出経路の判別が可能である。13日 5時45分に足洗谷の深谷付近を通過した土石流は安山岩の砂れきのみであることから白水谷において発生したものと考えられる。6時46分に深谷を通過したものは蛇紋岩のれきを多く含んでおり黒谷において発生したものと考えられる。割谷において発生したものは、本川に合流してからの堆積層の分布が不明で、発生の順序は明らかではない。なお、各支川における土石流の発生地点は、黒谷では左岸大崩壊より上流、白水谷では支流の合流点より上流であることは明らかであるが、正確な発生地点は不明である。割谷では滝の下流の右岸大崩壊からの河床堆積層の一部が移動・流出し、土石流はほぼこの堆積層から発生したと思われる。

土石流はその流動に際して直進性が著しいと一般にいわれているが、本流域でもそのような特性が認められる。流路の彎曲部などでは溪岸を侵食したり、土石流の一部が溪岸にのり上げたりしている。土石流は白水谷の出口の彎曲部では現河床より約 10 m の比高のところに痕跡を残している。さらに、土石流は足洗谷3号堰堤右岸では堰堤の袖をのりこえ、直径 1.3 m の巨れきを袖の上に残している。この巨れきは、上流河床より約 3 m の比高にあり、単純に運動エネルギーが位置エネルギーに変換したものととして、流速を概算すれば約 $8 \text{ m}/\text{sec}$ となり、この値は観測結果とは矛盾しないものである。また、この付近の河床こう配は $\frac{1}{6}$ であり、次式 $v = \sqrt{\frac{8}{f} \cdot g \cdot I \cdot R}$ において、 $f = 0.3$ 、 $I = 0.1$ および $v = 800 \text{ cm}/\text{sec}$ とすれば、水深 R はほぼ 2.5 m となり、痕跡および土石流発生前の河床断面から推定される値をほぼ満足させるものである。さら

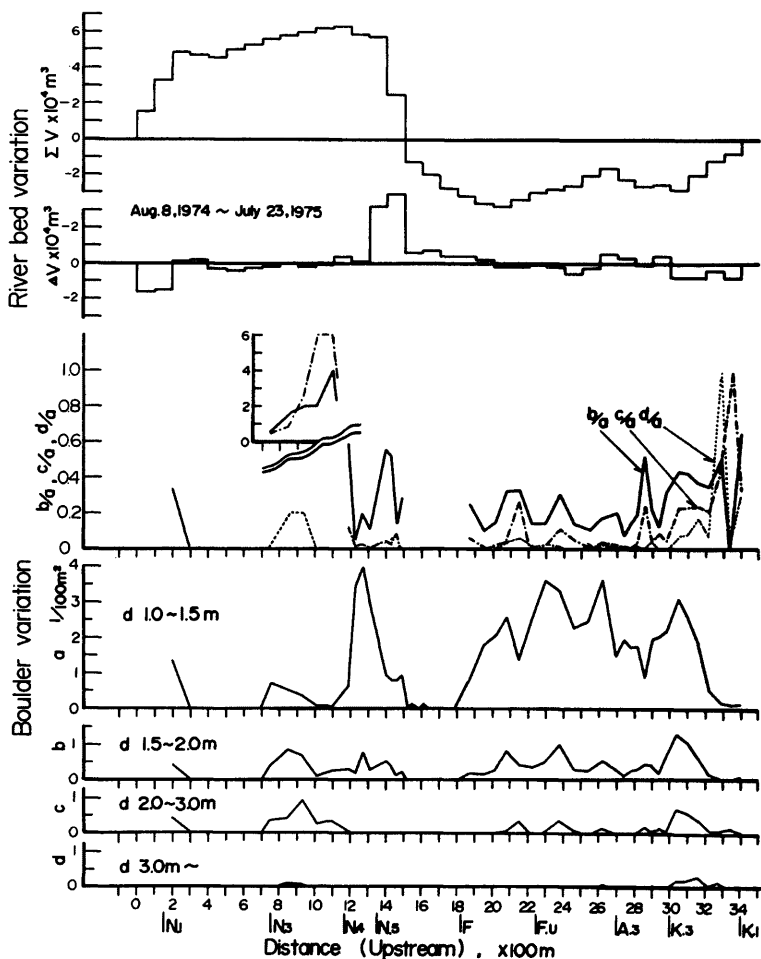


Fig. 7. Distribution of river bed variation and boulder size variation in the Ashiaraidani.
 N_1 : Nakao dam No. 1, N_3 : Nakao dam No. 3, N_4 : Nakao dam No. 4, N_5 : Nakao dam No. 5, F : Fukadani dam, F_u : Fukadanijōryu dam, A_3 : Ashiaraidani dam No. 3, K_3 : Kurodani dam No. 3, K_1 : Kurodani dam No. 1.

に、この地点における河巾は約 20 m であり、その値と上記の流速および水深から、土石流の流量を求めると、約 $400 \text{ m}^3/\text{sec}$ となり他の方法で求められた値に近いものが得られる。

土石流の流動状態を再現する 1 つの手段として、巨れきの分布を調査した。Fig. 7 は河床表面に露出しているすべての巨れきについて、黒谷 1 号堰堤 (K_1) から蒲田川本川の合流点までの調査結果である。調査対象は最大径 1 m 以上のもので、10 cm 単位で直径を測定して、その位置を平面図に記入し、河川の縦断

方向に約 50~100 m 区間内の巨れきの分布を 100 m² 当りの個数で表現している。巨れきの粒径は、1~1.5 m, 1.5~2 m, 2~3 m および 3 m 以上の 4 階級に分けている。最大級の 3 m 以上の巨れきの分布は黒谷 3 号堰堤 (K_3) でなくなるが、再び下流の中尾 3 号堰堤 (N_3) と中尾 4 号堰堤 (N_4) の間で現われる。直径 3 m 以下の巨れきは調査区間のほとんどの河床に存在するが、全般的傾向として、深谷堰堤 (F) と中尾 5 号堰堤 (N_5) の間および中尾 1 号堰堤 (N_1) と中尾 3 号堰堤 (N_3) の間ではほとんど認められない。

黒谷 3 号堰堤で 3 m 以上のものが停止している原因としては、川幅がその断面において現河床より比高 5 m のところで約 10 m 程度であったものが、急に 50 m 程度に広がっていることが考えられる。この付近には直径 5 m 以上のものが 5 個も流出してきている。その中で最大のものは 5.5 m × 6 m で、河幅が急に広がる地点に残っており、それより下流へ約 30 m の地点には 3 m × 5 m のもの、それより下流へ 30~40 m の間に 3 m × 6.5 m と 3 m × 7.5 m のもの、さらに下流へ 50 m のところに 4.5 m × 6 m のものが、ほぼ河床の中央部に残っている。したがって、これらの巨れきを結ぶ直線上を土石流が流れたものと考えられる。また、それらの線は最高河床を結んだ線にほぼ一致し、土石流の運動形状を示すものと考えられ、その堆積形状から判断して、土石流の幅は約 20 m 程度と推察される。

土石流は黒谷 3 号堰堤において 3 m 以上の巨れきを残してはいるが、1~3 m のものが多量に流下していること、ならびに Fig. 7 には直接示されていないが、3~5 m の巨れきが黒谷 3 号堰堤と深谷堰堤の間に数個流出していること、さらに巨れきの分布にふり分けが認められないことから、深谷堰堤付近では、土石流としての形態を保って流下していることが推察される。また、深谷上流堰堤 (F_u) 下流からは大きなれきから順になくなり、巨れきの輸送能力がしだいに減少したことが知られる。しかし、中尾 4 号堰堤付近から中尾 5 号堰堤付近にかけて再び巨れきが、上流部と同様の粒径分布で増加しており、土石流の形態としての土砂流出がこの付近まで存在していたものと考えられる。そこで、測線 No. 15 から No. 18 の間で巨れきが分布していないこと、および測線 No. 13 から No. 15 にかけて上流へゆくにしたがって巨れきが少なくなることは、土石流通過後の洪水で細粒径の砂れきが上流から輸送されて、堆積している巨れきを上流から埋めていった結果であると考えられる。

中尾 4 号堰堤下流では、粒径分布が上流のものより異なり、粒径の大きなものが多い傾向が認められること、ならびに河床の侵食が大きいことから、土石流後の洪水による細粒径のれきの流出によって巨れきが地表に露出したことが考えられる。測線 No. 3 から No. 7 の間では河床侵食が著しく、河床が 2~5 m も低下し流路幅も約 5 m と狭くなっている。そして、巨れきがほとんど分布していないことが特徴である。中尾 1 号堰堤より上流へ約 150 m の区間では、巨れきが多く堆積しているが、これらは上流の河床侵食により流出した巨れきが堆積したものと考えられる。中尾 1 号堰堤下流では再び河床洗掘が著しく、河床は約 5 m も低下しており、巨れきはほとんど分布していない。

Fig. 7 にはまた、黒谷 1 号堰堤から蒲田川本川の合流点までの間の河床変動量の累積を上流端を基準にして示している。上流から No. 20 付近までは洗掘され、それより下流で堆積しはじめ、中尾 5 号堰堤上流で急激な堆積を生じている。この付近で土石流が消滅し、その下流では掃流形式に移行したことがこの面からも知られる。中尾 4 号堰堤上流区間における差しの堆積量は約 6 万 m³ であるが、これは上流から土石流形式で輸送されてきたものであり、この他細粒分はかなり下流へ流出していると考えられるから、上流からの土砂流出分には、この量を加えなければならない。したがって、6 万 m³ は流出土砂量の下限値と考えられ、これは単位流域面積当りにすると約 1 万 m³/km² となる。

以上の結果を総合すれば、7 月 13 日 6 時 46 分深谷を通過した土石流は黒谷において発生し、足洗谷 3 号堰堤から深谷堰堤の間を通過した際の流量は約 300~400 m³/sec で、流速は約 8~10 m/sec であり、その土石流としての特性は中尾 4 号堰堤付近でなくなり、それより下流では掃流形式の土砂れきの輸送形態に移行したものと考えられる。河床変動量から黒谷より流出した土石流の総量の下限が約 6 万 m³ と推定される。その 6 万 m³ が土石流形式で流下して堆積したものとすれば、土石流としての流砂形態の継続時間は、土石

流の平均流量を $200 \text{ m}^3/\text{sec}$ 、その平均土砂濃度を50%とすれば、約10分間となり、観測された値にほぼ近いものになる。土石流の通過後1時間程度は Fig. 4 から知られるようかなりの流量を持った洪水が続き土砂を移動させる。したがって、土砂流出全体において土石流形式が現われるのは、流域内でもその流下区間に限られ、さらに時間的にも短い間の現象であり、土砂流出の実態をより正確に把握するためには、土石流を含む一連の洪水流出全体を問題にしなければならない。

3.4 土石流発生後の河床変動

土石流の通過によって元の河床状態が著しく変化する例は非常に多いが、元の河床の位置が不明な場合が

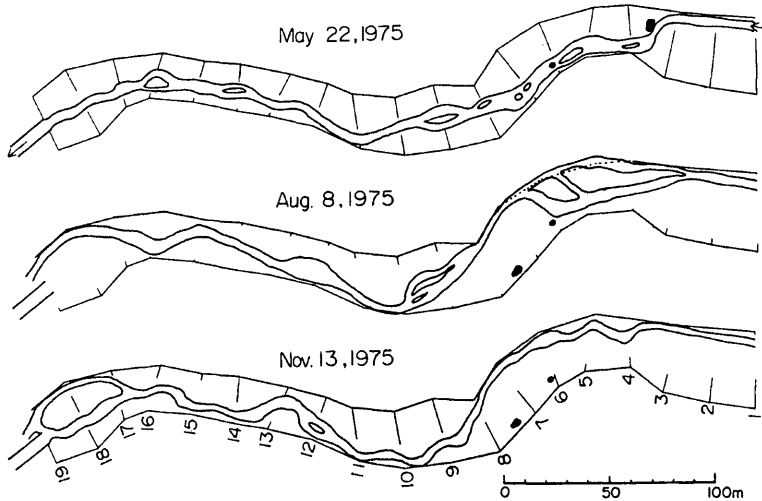


Fig. 8. Variation of stream channel pattern during one flood season (Upstream of the measuring flume).

多く、変動量に関する定量的なとりあつかいは困難なのが現状である。著者らは、足洗谷の深谷堰堤と深谷上流堰堤の間において、出水の前後の河床横断測量を行なっている。Figs. 8, 9 は調査区間の流路変動および河床変動量を示す。土石流の流下によって、この区間では河床侵食が著しく、その総量は $3,312 \text{ m}^3$ であった。堆積は測線7から10の間で約 $1,000 \text{ m}^3$ である。とくに、Fig. 10 に示すように、測線6付近では右岸から供給された土砂れきが全部流出している。また、Fig. 8 に示すように流路が彎曲している部分の測線10, 11, 17, 18の攻撃斜面では、溪岸からの供給砂れきの流出が顕著であり、このような土砂れきの河床への供給と流出の形態は、この流域におけるもっとも一般的な土砂流出の形態であろう。このような山地河川においては、冬から春にかけて溪岸から土砂れき

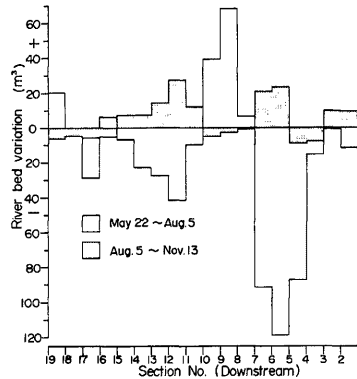


Fig. 9. Variation of river bed from May to November 1975 (Upstream of the measuring flume).

が供給されるが、冬期間の流量が少ないため流路は土砂れきの堆積部をさけて形成される。それが梅雨期あるいは集中豪雨による出水によって流出し、流路は元の状態にもどるといって1年間を周期とした土砂生産と土砂流出のパターンが認められる。

土石流によって著しく変動した河床も次に発生する出水によって上流から土砂れきが供給され、河床が侵食された区間では堆積が行なわれ、逆に河床に堆積があった区間では侵食が進んで元の河床にもどるような傾向が認められる。このことは、この区間の下流が深谷堰堤で河床が固定されているため、小さな流量で形成されていた元の河床にもどることを示しており、出水の規模に対応した河床が形成されることを示すものであろう。

とくに、7月13日の土石流に関して河床変動を検討すれば、**Fig. 7**において明らかなように、ほとんどの河床が侵食されており、堆積が著しいのは建設中の中尾5号堰堤から深谷堰堤の間である。したがって、堰堤下流の洗掘が認められないものは深谷堰堤と中尾5号堰堤だけで、他のすべての堰堤はその下部で洗掘が著しい。このことは、土石流によって多量の土砂が流出したが、巨れきの大半は中尾5号堰堤より上流で停止し、土石流につづく洪水によって土砂れきが流出し、下流でも堆積せずむしろ土砂輸送能力の方が大きく河床の侵食が進んだものと考えられる。とくに、河床の侵食が大きなところでは、洪水期間中に早く河道が固定され、そこで河道の幅が非常に狭い状態で元河床よりも深く侵食が進んでいる傾向があり、そのような河床にはほとんど巨れきが存在しないことも大きな特徴である。

4. ヒル谷流域における観測結果

4.1 出水の特性

ヒル谷流域では、積雪地域に特有な融雪出水と降雨出水とがあり、それぞれ土砂流出に対する影響が異なる。また、降雨の直接流出率についてみても、流域の中・下流部に厚さ10~20mの砂れき層が広く分布しているため、直接流出成分は2~10%と非常に小さい。また、降雨ピークに対する流量ピークの遅れも1時間程度である。

Fig. 11は4月初めの融雪出水から7月までの降雨量と流量を示したもので、融雪出水はその継続時間が長期にわたり、100 l/sec を超える流量が約20日間も連続することが認められる。融雪による出水への影響は6月中旬にはなくなり、その後は梅雨期に特徴的な降雨による出水の形態が現われる。降雨による出水では、流量が100 l/sec を超える期間は5~6日間程度と短い、最大流量は約600 l/sec と融雪出水の数倍に達している。

4.2 土砂流出の特性

ヒル谷流域における土砂流出の実態については前報にも述べているとおり、春先の融雪による出水によるもの、梅雨出水にともなうもの、および集中豪雨の出水によって発生するものとに分けられる。さらに、その土砂流出の形態は出水の形式と河床砂れきの堆積状態によっても特徴づけられている。したがって、今年の流砂観測は融雪の開始とともに行なわれ、その結果は**Fig. 12**に示している。**Fig. 12**において明らかなように、融雪による出水の増加は4月14日から19日にかけて大きく、その後は降雨による急激な流量の増加が認められる。以上のような出水にともなう流砂の実態について、まず、流砂量の検討から行なった。ヒル谷流域において観測の可能な程度の流砂量が現われたのは4月14日からで、そのときの流量は約50 l/secであった。この程度の流量によって流砂が発生することについても前報で述べている。しかし、流砂量はその後の流量の増加には対応せず、全体的な傾向としては、むしろ減少している。つまり、出水の初期に流砂量

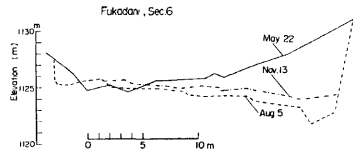


Fig. 10. Variation of a river bed cross section from May to November 1975 (Upstream of the measuring flume).

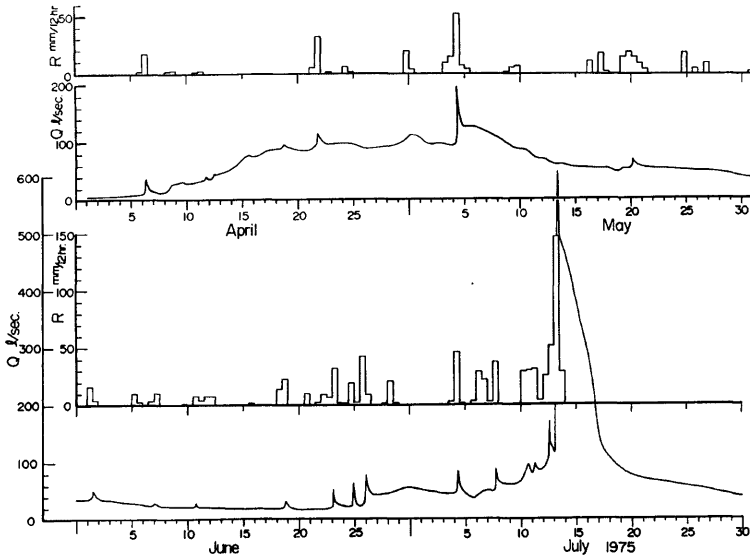


Fig. 11. Variation in discharge (Q) and rainfall (R) during floods in the Hirudani experimental watershed.

が多く、その後流量が徐々に増加しても、流砂量が逆に減少してゆくことは、従来の観測においても見いだされたことである。このことは、発生した流量によって流出すべき砂れきが河床表面に少なくなったことを示すものであろう。

4月21日の降雨によって流量が急激に増加しているが、その流量ピークから約12時間も遅れて流砂量の卓越したピークが現われている。このことは、前期出水に対してかなり大きな流量が発生していることから、新たに溪岸あるいは河床などから砂れきが流出し、それが掃流形式で輸送されてきたことによると思われる。また、このような降雨による短期の出水では流砂の発生も短期間で終り、流砂の傾向は再び元の傾向にもどる。4月29日の降雨によって再び流量のピークが現われるが、この際のピークはその立上りがゆるやかであって、そのためか、流砂量も若干の増加を示すのみである。なお、29日の降雨発生前から流量の増加が認められるが、これは26日から気温が上昇していることから融雪の影響が現われたものと考えられる。

以上のように、出水の形態によって流砂現象も非常に異なった現われ方を示す。このことについて、さらに検討を加えるために、流砂の粒径分布の特性についてみる。粒径分布の一般的な特性としての50%粒

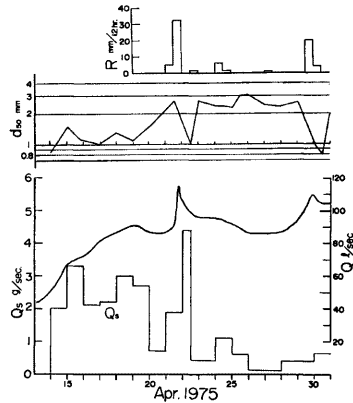


Fig. 12. Variation in discharge (Q), sediment discharge (Q_s), Grain-size (d_{50}) and rainfall (R) during floods in the Hirudani experimental watershed.

径と前述の流量および流砂量との関係を検討する。まず、粒径変動の全体的な傾向は、流量の増加とともに増大していることである。しかし、部分的に急激な粒径の減少が認められるのは、流量が急激に増加すること、および流砂量の増加によく対応している。このことは、先にもふれたように、降雨による急激な流量の増加によって新らしく土砂が溪岸あるいは河床から供給され、それに含まれていた粒径の小さな成分が流出したことを暗示させる。以上のような融雪による出水によって流出した土砂量は、ヒル谷試験堰堤上流の堆積土砂量および流砂観測の結果から、約 12 m^3 と推定される。

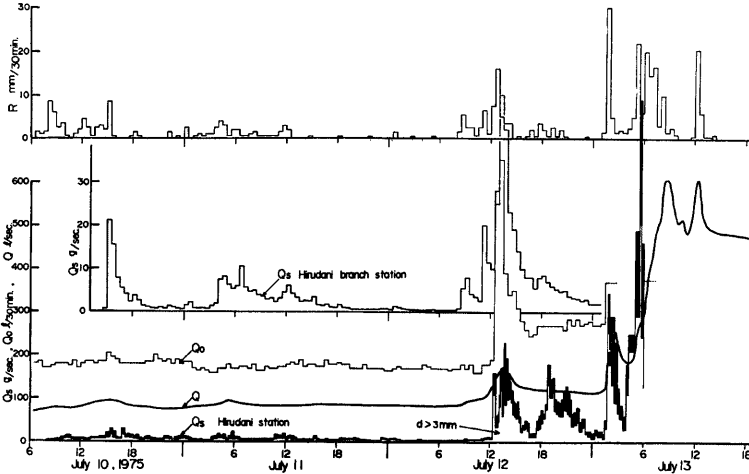


Fig. 13. Variation in discharge (Q), sediment discharge (Q_s), ground water discharge (Q_0) and rainfall (R) during floods in the Hirudani experimental watershed.

梅雨期の豪雨出水ともなう多量の土砂流出は7月12日から13日にかけて発生した。その観測結果はFig. 13に示している。このような多量の流砂をもたらした出水は、7月10日には約 80 l/sec の流量に達し、観測可能な流砂量が発生したのは7月10日午前8時頃からである。また、5月4日に 194 l/sec の最大流量があってから、流量が 50 l/sec を超えたのは7月4日の 81 l/sec が最初であったが、その時点ではまだ流砂は観測できなかった。8日から始まった流砂は、その流砂量が非常に少ないので、土砂の長時間の連続採集を行なった。その結果、8日21時35分より9日の8時35分までの総流砂量は約 12.5 kg で単位時間当たり 0.3 g/sec 、9日の17時10分から10日8時までの総流砂量は約 22 kg で単位時間当たり 0.4 g/sec の流砂が認められた。流砂量がやや多くなったのは10日9時45分頃からで、この時点から流砂の採集は30分間から15分間連続して行なわれた。この時点ではまだ流量と流砂量についての明瞭な関連性は認められないが、全体的な傾向としては、流量の増加とともに流砂量の増加も認められる。流砂量が急激な増加を示すのは12日12時25分で、これは流量が 100 l/sec を超える時点に対応している。これより流砂量は増加し、流砂量には変動がみられ、いくつかのピークが現われる。

まず、流砂量と流量の関係についてみれば、従来より著者が指摘しているように、直接的なそれらの相関は認められない。しかし、前期出水によって形成された河道条件と流量との関係によって、発生する流砂量が決定されるとすれば、前述した 100 l/sec という流量は、融雪出水のピークを超える流量であることに意味をもつものである。したがって、観測された流砂は、この流量によって河床に形成されたアーマースコートが破壊されたか、あるいは溪岸の侵食によって河道に土砂が供給されて流出したものと考えられる。

12日13時40分の流量ピーク 160 l/sec に対応する 230 g/sec の流砂量ピークを有する一連の土砂流出は17時には 20 g/sec と一時減少する。しかし、その後の流量が約 100 l/sec で一定値を示しているにもかかわらず、前と同様の規模で土砂流出が発生している。その後の流砂量の変動は、流量の変動とよく対応している。13日6時以後の流砂量は流砂の取り入れ口がつまり観測不能となり、6時以後の総流砂量は試験堰堤の堆砂量から求めると約 130 m³ となる。その間の流砂継続時間を12時間、土砂の堆積密度を 0.7 とすれば、その間の平均流砂量は約 5,500 g/sec となる。なお、この値は過去の大きな出水で 1972年7月11日の流量 240 l/sec に対する流砂量 3,000 g/sec、および流量 360 l/sec に対する流砂量 3,200 g/sec に比較して妥当なものと思われる。

さらに、上記の流砂の実態について、12日18時から24時にかけての流砂量がほぼ一定の流量にもかかわらず急激に増加していることについて検討してみる。このような流砂量の変動は前報でも述べているように、河道の特性によって流砂の遅れが生じる場合、河床侵食あるいは溪岸侵食などによる流量変動に関連しない土砂流出が発生した場合、その他流出経路の特性による場合が考えられる。これらの3点について検討した結果、流出土砂の初期のものに細粒径のものが多く、岩種分布などにも変化が認められないことから、河床の侵食などによる土砂流出と考えられる。

従来よりヒル谷上流の支川からの流砂量を求めることが、この流域における土砂流出の機構を明らかにするために非常に重要なこととされていた。今年の観測において初めて、若干の流砂量の資料が得られ、その成果の一部は Fig. 13 に示すとおりである。Fig. 13 において、流砂量の降雨量、湧水量および本川の流量との関係をみれば、流砂量の変動と降雨量との対応が他のものに比較して非常によいことが認められる。このことは、このような無降雨時には河床に地表水が現われない小流域においては、降雨の直接河道流出成分の影響が流砂に強く現われるものと考えられる。したがって、本川の流砂量で降雨のパターンに比較的よく類似した流出パターンを示すものは、このような支川からの土砂流出の影響が現われているものと考えられる。以上のような支川からの流砂の傾向は、Fig. 14 においても認められ、さらに土砂流出は降雨がなくなると急激に減少することから、このような小さな支川では、降雨による直接流出成分は降雨がなくなるとともに、非常に短い間で減少していることが推察される。

Fig. 15 は8月23日の出水とそれともなう土砂流出の状況を示したものである。この一連の土砂流出において特徴とされることは、7月10日から13日にかけての多量の土砂流出による影響が河道に残されており、その状態を初期条件として土砂流出が発生していることであろう。この点に関して、流量と流砂量の関係を検討する。

観測地点での流砂の発生は、流量の立上がりから約 5.5時間、流量が 50 l/sec に達してから約 3.5時間、さらに流量がピーク流量 68 l/sec に達してから約 3時間遅れて始まっている。流砂量のピークは、2度目の流量の立上がりから約 3.5時間、流量が 50 l/sec に達してから約 3.5時間、流量ピークが 153 l/sec に達してから約 2時間の遅れをもって発生している。粒径は時間の経過とともに大きくなる傾向を示す。しかし、流量

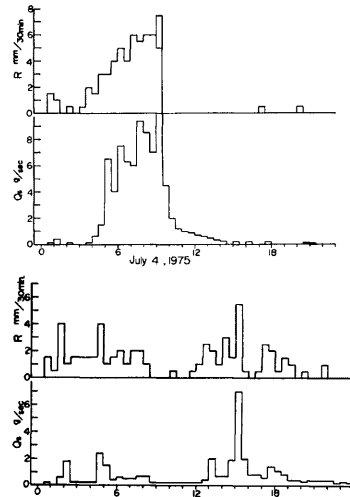


Fig. 14. Variation in sediment discharge (Q_s) and rainfall (R) during a flood at the Hirudani branch station.

の上がりあるいは流砂量の急増によって一時的に小さくなっている。岩種はほとんどの砂れきが安山岩で、岩種からその砂れきの供給源は観測地点より約150 m 上流左岸の崩壊であることが判明した。また、流出砂れきの供給源が降雨の影響を受けやすい崩壊地であることから、降雨パターンと流砂量の変動との関係を検討する。流砂の発生が、一連の降雨の中で30分間雨量 9 mm のピークが発生から約3.5時間遅れていること、さらに次の30分間雨量 6.5 mm のピークから約3時間遅れていることに注目し、Fig. 15 において降雨量が流砂量のどちらかを約3時間ほどずらして、重ね合わせてみれば、それらの対応がよいことに気づく。つまり、以上の結果を総合すれば、降雨によって発生した地表水が崩壊地から本川へ土砂れきを供給し、その土砂れきが約3時間の遅れをもって約150 m 下流の観測地点に到達したものと考えられる。また、流砂の50%粒径は3~5 mm と大きく、掃流形式で輸送されたものとするれば、その区間内での流砂の平均速度が約1.4 cm/sec という値も十分意味をもつものであろう。

さらに、この出水において花崗斑岩などの砂れきがほとんど流出していないことに関して、次のようなことが考えられる。

前報において述べているように、ヒル谷本川の河床は pool と shoot のくり返しによって形成されており、とくに上記の出水に先だって7月の大きな出水があり、河床はアーマーコートが形成された状態となっている。そのため、支川からの流砂は pool と shoot で形成された固定床の河道を流下したことになり、流砂が掃流形式で運ばれた場合は、流下時間の遅れが大きく、小規模な8月23日の出水では一度に下流まで到達しえないであろう。さらに、出水後の河床調査の結果、本川河道の pool や shoot には10 mm 以下の砂れきがほとんど認められず、流砂源を有する支川からの花崗斑岩の砂れきは、支川の合流点より約50 m 下流まで到達しているが、それより下流へは流出していないことが確認された。

以上がヒル谷流域において発生する土砂れきの流出形態で、このような土砂流出の傾向が年々くり返されていることが、ほぼ明らかとなった。

5. 結 語

本文において述べているように、著者らは穂高砂防観測所の観測・調査において従来の研究成果に加えて、流砂の実態に関する新しい知見を得た。以下、その内容をまとめて結語としたい。

(1) ヒル谷流域における流砂機構について、前報で述べている河道特性による流砂の伝播の遅れの機構、あるいは前期出水によって形成された河床特性が土砂流出へ与える影響を具体的に明らかにした。

(2) 足洗谷に発生した土石流について、観測および調査結果からその発生機構および実態を具体的に把握することができた。

(3) 土石流のピーク流量 (Q) を推定する一つの方法として、出水のピーク流量 (Q_p)、土石流の土砂濃度 (C)、および河床土砂濃度 (C_0) について、ほぼ次のような関係、 $Q = (C_0/C_0 - C) \cdot Q_p$ を見出した。

今後、従来の観測・調査の成果に新しい観測・調査の成果を加え、まだ十分解明されていない山地流域での土砂生産および土砂流出機構に関する研究を進展させたい。

最後に、足洗谷流砂観測装置の災害復旧に関して、ご協力をいただいた多くの関係者の方々に深く感謝する。また、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

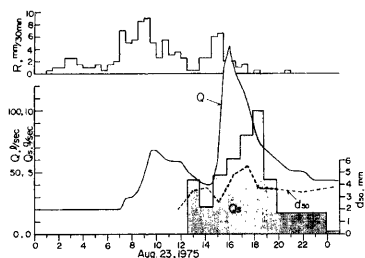


Fig. 15. Variation in discharge (Q), sediment discharge (Q_s), grain-size (d_{50}) and rainfall (R) during a flood in the Hirudani experimental watershed.

大の労苦をおかけしたことを記し、その労苦に対して深謝する。

なお、本研究の一部は、昭和50年度文部省科学研究費補助金自然災害特別研究「土石流の発生機構に関する研究」(研究代表者、西畑勇夫教授)の援助を受けた。ここに、関係各位に深謝する。

参 考 文 献

- 1) 矢野勝正, 土屋義人, 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. 3, 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. 3, 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. 4, 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. 4, pp. 401-409.
- 5) 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. 10, pp. 547-553.
- 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(4)—穂高砂防観測所の観測結果—, 京都大学防災研究所年報第18号 B, 1975. 4, pp. 529-540.