

山地流域における出水と土砂流出（8）

芦田 和 男・高 橋 保・沢田 豊 明

RUNOFF PROCESS, SEDIMENT YIELD AND TRANSPORT IN A MOUNTAIN WATERSHED (8)

By Kazuo ASHIDA, Tamotsu TAKAHASHI and Toyooki SAWADA

Synopsis

The authors carried out some observations on the runoff of rain, sediment yield and transport in a mountain watershed, called Ashiaraidani (7.2 km²), which is a tributary of the Jintsu 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 in the Hirudani experimental watershed (0.85 km²).

The process and mechanism of sediment transport during a flood in the Ashiaraidani stream channel were partially revealed through the observation of flows and channel variations on the stream by the TV camera. The mechanism of occurrence and behavior of debris flow were analyzed by the variation of river bed, and the water balance of debris flows in Ashiaraidani experimental watershed (6.5 km²).

1. 緒 言

山地が国土全体の大半を占める我が国において、山地流域からの土砂流出は、その流出の過程において種々の自然環境の変化をもたらし、水と土砂に関する多くの問題を引き起している。著者らは、このような土砂れきの生産・流出・堆積の実態を明らかにし、水と土砂による災害の防止・軽減に関する科学的基礎を確立するために山地流域において観測・研究を続けている。

ここに、1978年の観測成果をまとめ、ヒル谷試験流域については、出水の特性および砂れきの流出機構について若干の考察を行っている。さらに、足洗谷試験流域については、洪水時の砂れきの流出機構と流路変動について、および土石流の発生機構と土石流発生の限界流量について若干の考察を行っている。

なお、本観測・研究は昭和41年に穂高砂防観測所が設置されてより継続して行われており、従来の研究成果^{1)~11)}を基礎としている。

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

観測が行われている足洗谷は、神通川の源となっている蒲田川の支流で、焼岳火山（標高 2,455 m）に源を発する土砂流出の顕著な渓流である。足洗谷流域における土砂流出の特徴は、焼岳火山噴出物の堆積層の著しい侵食とその侵食によって溪床に供給された土砂の流出が多量であり、また多種多様の流出形態を示すことである。とくに、支流の白水谷および黒谷では、土石流の発生が多いことが大きな特徴である。

足洗谷試験流域は足洗谷流域下流部の深谷観測地点より上流に設定されている。この観測地点には、洪水時の流路変動や土石流の流動・堆積の機構を明らかにするために、超高感度のVTR装置が2ヶ所に設置さ

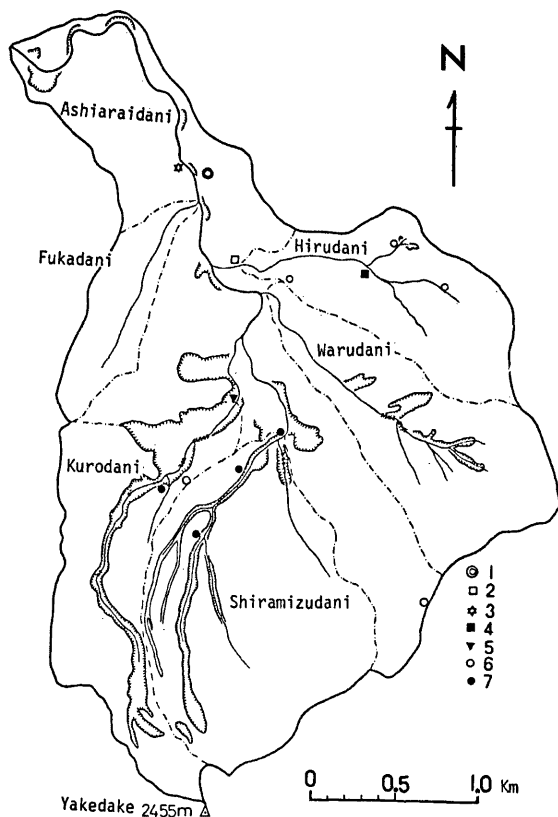


Fig. 1 Plan of the Ashiaraidani experimental watershed and the arrangement of equipment for observation.

- 1: The observatory, 2: Hirudani station,
 3: Fukadani station, 4: Upper Hirudani station,
 5: Kurodani station, 6: Pluviometers,
 7: 8mm cinecameras.

れ、その他に、土石流を含む洪水などの流量や流砂量を観測するために、幅 5 m、長さ 15 m、深さ 1 m、勾配 1/20 のコンクリート製の水路、超音波式水位計、レーダー式流速計、およびバケット式流砂量計などが設置されている。

足洗谷流域を構成する流域のうち、白水谷流域には、土石流発生域の降雨特性を明らかにするために雨量計が設置され、土石流の発生状態を観測するための土石流発生検知センサーおよび 8 mm カメラが設置されている。黒谷流域においても白水谷と同様の観測装置が設置されているが、その他に砂防ダムを利用して、電極式水位計が設置されている。

なお、観測機器の設置場所は Fig. 1 に示すとおりで、これらの機器については前報で述べているので省略

する。

2.2 ヒル谷試験流域について

ヒル谷試験流域（0.85 km²）は、Fig. 1 に示されているように、足洗谷流域内の北東部に位置し、現在は比較的流砂量も少く、また流砂の形態も単純な流域である。ヒル谷における流砂の大半は、支流に発生している崩壊地で生産され、通常は流砂のない本川へ流出し、本川河道の階段状河床特性によって変形し、下流へ伝播流出している。このような砂礫の流出過程を明らかにするために、支流出口において支流からの流量および流砂量の観測、本川上流部において本川の流量観測、流域出口において流砂の採集と流砂量および流量などの観測が行われている。

3. 足洗谷流域における観測結果

3.1 足洗谷流域における出水と土砂流出の実態

足洗谷中流部の深谷観測地点において観測された主な洪水は6月16日、6月25日から27日、7月9日および8月17日に発生している。これらの出水のハイドログラフは Figs 2, 3, 4 および 5 に示すとおりである。

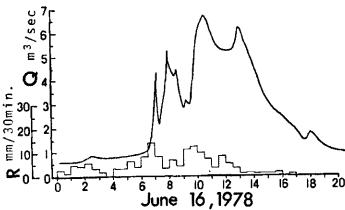


Fig. 2 1978.6 Flood. R: rainfall (mm/30min.), Q: discharge (m³/sec).

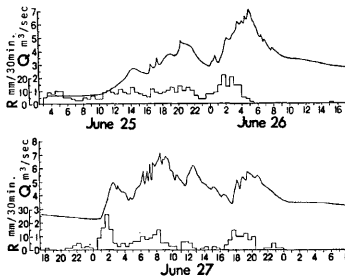


Fig. 3 1978.6 Flood. R: rainfall (mm/30min.), Q: discharge (m³/sec).

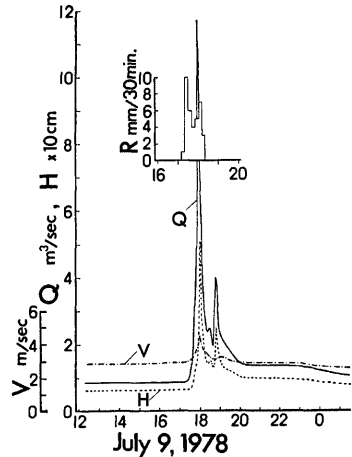


Fig. 4 1978.7. Flood. R: rainfall (mm/10min.), Q: discharge (m³/sec). V: flow velocity (m/sec), H: flow depth (m).

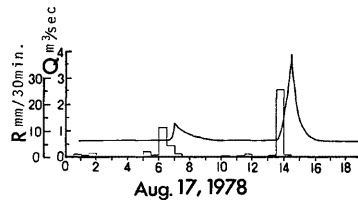


Fig. 5 1978.8 Flood. R: rainfall (mm/min.), Q: discharge (m³/sec).

る。なお、流量は超音波式水位計による水深とレーダー式流速計の流速から計算によつて求められたものである。

今年は、 $4 \text{ m}^3/\text{sec}$ 以上という本流域としてはかなり大規模な流量の継続時間が長い出水が多いことが特徴である。ちなみに、6月16日の出水では、その継続時間が約10時間、25日は約2時間、26日は約6時間、27日は約20時間となっている。このような規模の出水は、土石流発生時の他には従来観測されたことのないものである。そこで、各出水について、短期的流出率をみると、6月16日の出水は約16%、6月25日から27日の出水では約35%、7月9日の出水では約10%、8月17日の出水では約5%となっており、土石流が発生した場合を除けば、流出率が10%を超えることはなかった従来観測値に比較して大きな値を示している。とくに、6月25日から27日の出水は、従来観測された出水では洪水期間が降雨終了後短期間で終るのに対して、かなり長期におよぶことが認められる。

なお、7月9日に発生した出水は、ハイドログラフの立上りが急激であること、流量が $4 \text{ m}^3/\text{sec}$ を超える時間が約20分間程度で非常に短いこと、約10分間に 10 mm (従来の土石流発生雨量) の雷雨性の豪雨が発生していること、および出水後の河床堆積物の状況などから、土石流が白水谷の東部支谷(流域面積 0.325 km^2) において発生したものと考えられる。一方、8月17日の出水は、ハイドログラフの形状や降雨強度などが7月9日のものに似ているが、土石流の発生をともなっていないものであった。

洪水時の砂礫の流出は、深谷観測地点において行われ、6月16日および6月26日から27日の洪水時における観測結果が Figs. 6, 7 および 8 に示されている。流出砂礫の細粒成分 (1 mm 以下) はチューブポンプによって採集・分析されている。流出砂礫が約 5 mm から 10 cm のものは、転倒マス式バケツによって計量されるが、今回は欠測となっている。さらに、粒径が約 20 cm 以上のものは、コンクリート製水路床を流下する個数や移動速度などを、VTRの録画から読み取ることができる。なお、この方法では水深より小さい粒径の礫の読み取りは困難である。

Fig. 6 は6月16日の出水にともなう砂礫の流出を示したものである。図中の流量 Q は超音波式水位計による水深 H とレーダー流速計による流速 V から計算して求められたものである。粒径が 1 mm 以下の流

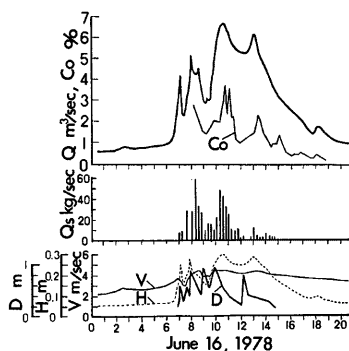


Fig. 6 An example of the measurement of the discharge of water (Q) and sediment (Q_s), concentration of fine sediment (C_o), the flow velocity (V), the flow depth (H) and the maximum transported gravel size (D).

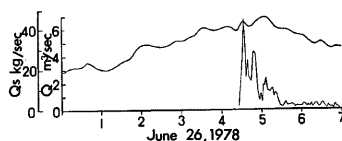


Fig. 7 An example of the measurement of the discharge of water (Q) and sediment (Q_s).

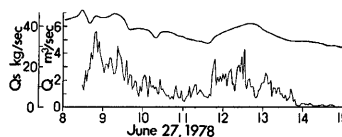


Fig. 8 An example of the measurement of the rainfall (R), and the discharge of water (Q) and sediment (Q_s).

砂は土砂濃度 C_0 (重量百分率) で示されている。また、粒径 20 cm 以上の流砂量 Q_s は砂礫 1 個当りの平均重量を 20 kg として計算している。さらに、各時点における最大礫の粒径 D の変動も示されている。細粒成分の流砂は、Fig. 6 においても明らかなように、時間的な変動がハイドログラフに比較的良好に対応し、流砂濃度は最大約 4% にも達している。一方、粒径が 20 cm 以上の流砂量は、流量が約 $4 \text{ m}^3/\text{sec}$ を超える時点で発生し、流量が約 $3 \text{ m}^3/\text{sec}$ に減少した時点で認められなくなっている。なお、流砂量は出水の初期に多く、その時間的な変動形態はハイドログラフとは異なっており、河床でのアーモアコートの形成が関与しているものと推察される。

Fig. 7 は 6 月 26 日の出水にともなう砂礫の流出状態を示している。流砂量 Q_s は、粒径 20 cm 以上のものについて、6 月 16 日の出水の場合と同様にして計算されたものである。粒径 20 cm 以上の礫の流出が開始されたのは、流量が $6 \text{ m}^3/\text{sec}$ を超える時点で、急激な流量の増加にともなっている。最大流砂量は約 $45 \text{ kg}/\text{sec}$ で、流量の 1 つのピークに対応している。著しい流砂の継続時間は、流量 $6 \text{ m}^3/\text{sec}$ 以上の継続時間とはほぼ対応して、約 1 時間となっている。前回の 6 月 16 日の出水では、流量が約 $4 \text{ m}^3/\text{sec}$ で、粒径 20 cm 以上の礫が流出しているのに対し、今回の出水においては、その流量を超える流量が約 2 時間半も継続して発生しているにもかかわらず、粒径 20 cm 以上の礫の流出が流量 $6 \text{ m}^3/\text{sec}$ を超えるまで発生しないことが認められる。このことは、前期出水において形成されたアーモアコートが影響しているものと考えられる。また、流砂の発生期間が短いのは、アーモアコートの破壊や浸食の程度が小さいためと考えられる。

Fig. 8 は 6 月 27 日の出水にともなう流砂量 Q_s および流量 Q を示したものである。粒径 20 cm 以上の礫の流出は、最大流量 $7.2 \text{ m}^3/\text{sec}$ の発生とほぼ同時に開始されており、6 月 26 日の出水で河床に形成されたアーモアコートの破壊がその時点で行われたものとする。最大流砂量は約 $37 \text{ kg}/\text{sec}$ で、最大流量の発生より約 20 分間遅れて発生している。砂礫の流出は前回に比較して長時間継続していることが注目され、 $6 \text{ m}^3/\text{sec}$ 以上の流量の継続時間が比較長かったためにアーモアコートの破壊あるいは流路変動が比較的大規模に発生したことが推察される。さらに、このような流砂量の時間的な変動の様子が、ハイドログラフに類似することがわかる。

3. 2 砂礫の移動限界および流砂量の検討

足洗谷は河床勾配が 1/20 から 1/5 の急勾配の山岳渓流で、通常の洪水時においても、かなり大きな礫が移動していることが認められる。また、河床の堆積物や浸食の堆積物は、土石流などによって流出して堆積したものが多く、堆積物の粒径範囲は非常に大きい。したがって、洪水時の河床ではアーモアコートの形成あるいは破壊が著しく、これが砂礫の移動に大きく関与しているものと考えられる。

ここでは、前述した観測結果に基づき、洪水時の砂礫の移動限界および流砂量について、若干の考察を行う。

砂礫の各種の移動形態が、主として、河床勾配と相対水深あるいは流量の無次元量によって規定されるとして、砂礫の移動限界掃流力などに関して、従来より多くの研究が行われてきている。芦田・高橋・水山¹²⁾ は急勾配の水路における混合砂礫の移動限界掃流力について実験的・理論的な考察を行っている。その成果を参考に、観測結果を検討してみよう。

足洗谷の深谷観測地点付近での河床地形勾配は、平均 1/10 程度であるが、通常の洪水時には、流路が河幅全体に広がることもなく、蛇行流路が形成されて、階段状の瀬と淀みが存在し、淀みの区間では河床勾配が小さく約 1/20 程度となっている。したがって、このような流路において、淀みは砂礫の移動をコントロールする役割をはたしているものと考えら

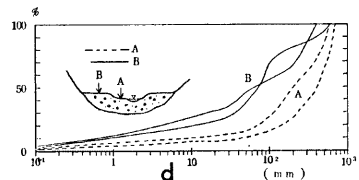


Fig. 9 Grain-size distribution curves. A: Armor-coated river bed sediment, B: Deposition of debris flow.

れる。また、深谷観測地点近傍の河床堆積物の粒径分布は、Fig. 9 に示すとおりで、図中のAはアーマーコートの形成された河床、図中のBは土石流などの堆積物の粒径分布を示している。

観測用水路において移動が認められる礫は、観測用水路より上流の自然流路において、移動を開始して流下してきたものである。したがって、観測用水路へ流下してくる礫の移動限界粒径は、自然流路における水深によって規定される。そこで、観測用水路上流の自然流路における流れの平均水深は、観測用水路で観測された流量とその時点の自然水路の流水幅から、河床勾配を1/20、摩擦抵抗係数を0.2とすれば、流量4.2、5.3 および 6.7 m³/sec に対して、水深は、それぞれ0.59、0.61 および 0.64 m となる。

したがって、6月16日の最大掃流礫数の発生した時点の流量が約 4 m³/sec であることから、その時点の自然流路における水深を約 0.6 m とし、この時点における自然流路床の礫の移動限界粒径を、Fig. 9 のAの粒径分布を用いて求めると、約 0.3 m となる。この粒径が観測される最多粒径に相当していること、さらに、Fig. 9 のAの平均粒径にほぼ等しいことから、この時点において、自然流路床のアーマーコートの破壊が生じていることが推察される。なお、Fig. 6 において、約 1 m の礫も移動していることが示されているが、その個数は非常に少なく、1時間に1～2個程度であって、局所的な河床の変動などによって移動を開始した礫が、停止限界掃流力が移動限界掃流力よりもかなり小さいために、移動を継続して流出してきているものと考えられる。

つぎに、Fig. 6 に示される流出礫数から、礫1個の平均重量を 20 kg として計算すると、観測された最大掃流砂量は、流量 4.3 m³/sec の時点で、約 30 kg/sec・m となる。一方、Fig. 9 のAの粒径分布から河床構成砂礫の平均粒径を約 0.3 m、前述の流量と流れの幅から平均水深を約 0.6 m として、自然流路床における平均粒径に対する掃流力を求めると $\tau_{*m} = 0.07$ となり、流砂量は非常に少なくなってしまう。また、平均粒径を Fig. 9 のBの粒径分布から 0.1 m として、掃流力を求めれば、 $\tau_{*m} = 0.2$ となり、十分に流砂が発生し、 $q_{si} (i \geq 20 \text{ cm}) = \text{約 } 14 \text{ kg/sec} \cdot \text{m}$ という値が得られる。この値は観測値に近く計算結果は、ほぼ妥当なものと考えられる。

したがって、このような山地渓流においては、流量が最大流砂量を与えるような時点において、砂礫の流出が河床に形成されたアーマーコートの破壊や渓岸の侵食によって開始され、その結果、流出した砂礫が河床面を覆うような状態で流下するものと考えられる。

6月16日、6月26日および27日の洪水時における流量と粒径 20 cm 以上の流砂量の関係は、Fig. 10 に示すとおりで、6月16日の流砂については、粒径が 1 mm 以下のものについても示してある。なお、流砂量は、粒径 20 cm 以上の礫の1個平均重量を 20 kg として計算されている。この図においても明らかに、流量と流砂量の関係は、全体的な傾

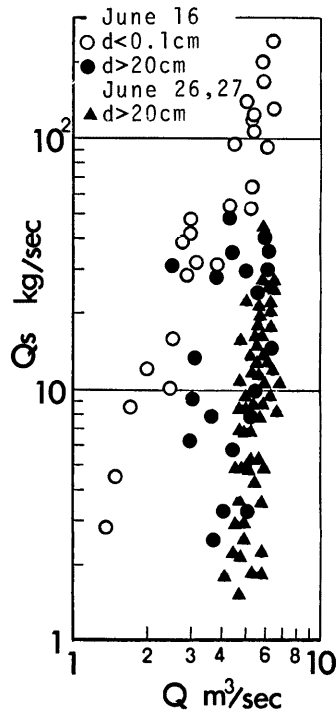


Fig. 10 Relation between flow rates and sediment discharges on the Ashiaraidani.

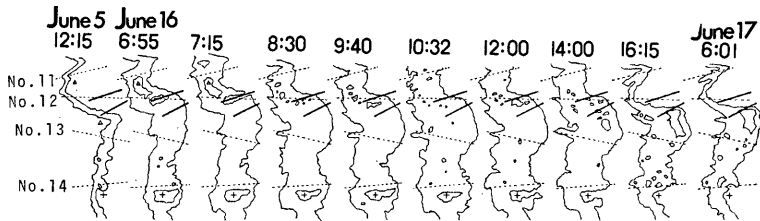


Fig. 11 A view of flowing state and channel variations during a flood on the Ashiaraidani from the recorded TV video tape.

向として、流量の変化に対して流砂量の変化が非常に大きく現われていることである。また、各出水ごとに流量と流砂量の関係が異っていることは、出水の規模に応じた河床が形成されることの影響によるものと考えられる。一方粒径が1 mm 以下の流砂量と流量の関係は、流砂量が流量のほぼ二乗に比例することから、この程度の粒径のものは浮流形態で輸送されているものと考ええる。

以上、Fig. 10 に示される流量に対する流砂量の急激な変動は、後述するように、流量、流砂量の小規模なヒル谷流域においても認められるが、その理由の1つとして、このような河床勾配の急な河川の河床形態の1つの特性として、瀬と流みが交互に現われる階段状の河床形態が発達しており、このような河床では流量の増加にともなってエネルギー勾配が増加することが考えられる。したがって、このような階段状流路における砂礫の移動量を取りあつかう場合、エネルギー勾配を相対水深に応じて変化させる必要があると考えられる。

砂礫の移動と流路変動の関係を明らかにするために、観測用水路の上流約120 m の地点において、TVカメラにより流路変動が観測されている。Fig. 11 は、6月16日の出水にともなう流路変動をVTRの録画から直接写し取られた状態で示している。したがって、映像のゆがみは修正されていないので、図の上部に示されている上流部ほど縮少率が大きくなっている。また、図中の2本の太い実線は、倒木を示しており、上流側のものは約14.5 m、下流側のものは約11.5 m の長さを有しており、両者の距離は右岸側先端で約13.5 m である。なお、この2本の倒木は出水によって移動することはなかった。さらに、図中の破線は河床横断測線の位置を示し、各測線間の距離は中央部で約20 m となっている。その他、図中の河幅は水面の幅であって、流れの主流はそのうちの一部分のみに現われており、その幅も小さく、最大流量の発生時においても2~3 m 程度であった。

水面幅の変化は、流量の増加時と減少時ではやや異なり、流量が等しくとも増加時の水面幅が広い傾向を示している。また、流れの主流は7時5分の時点までは元の流路の位置にあるが、その後、測線番号12および13の間で著しく変動している。なお、観測用水路に粒径20 cm 以上の礫が流下してきた時点と上流での流路変動開始時点がほぼ一致することは、前述したように、河床のアーマールコートの破壊や堤岸侵食によって砂礫が移動を開始するという事実を十分説明しうるものであろう。さらに、観測区間における流路の変動は、河床のアーマールコートの破壊や堤岸侵食の他に、上流から流出してきた砂礫の堆積によっても発生している。このような上流流路の変動がなくなる時点と観測用水路において粒径約20 cm 以上の礫の流出が認められなくなる時点がほぼ一致している。

3. 3 土石流発生時の水収支および流出・堆積形態

前報において提案した土石流の発生機構モデルに基づいて、7月9日に発生した土石流の水収支に関する若干の考察を行う。

土石流の最大総流量（水と土砂の総量） Q_T は、(1)式のように表わすことができる。

$$Q_T = \frac{2R_{30}}{3.6} f \left(A_2 + \frac{1-\lambda_0}{\lambda-\lambda_0} A_1 \right) \quad \dots\dots\dots (1)$$

ここに、 A_1 ：土石流発生地点の流域面積 (km^2)、 A_2 ：土石流下流域の流域面積 (km^2)、 λ_0 ：土石流発生河床の堆積層の飽和含水率、 λ ：土石流中の水の割合、 R_{30} ：30分間最大雨量 (mm)、 f ：流域の表面流出発生起場率としている。

そこで、7月9日の土石流について、 $A_1=0.325 \text{ km}^2$ 、 $A_2=6.175 \text{ km}^2$ 、 $\lambda_0=0.35$ 、 $\lambda=0.60$ 、 $R_{30}=20 \text{ mm}$ として、観測された最大流量 $11.7 \text{ m}^3/\text{sec}$ を用いて、(1)式から f の値を求めると約0.15となる。しかし、この値は流域全体の f の値が等しいものとして、得られた値であって、 A_1 の面積が A_2 の流域面積に比較して非常に小さい今回のような場合は、合流する各支川の f の値を考慮する必要がある。

一方、深谷観測地点より上流のヒル谷および黒谷において流量観測が行われており、これらの観測値を用いて、黒谷流域およびヒル谷流域の f の値を求めると、黒谷は0.21、ヒル谷は0.01となる。このように流域によって f の値に差が生じる原因として、ここでは、黒谷とヒル谷の裸地面積率の差が考えられる。ちなみに、それぞれの裸地面積率は、黒谷が約18%、ヒル谷が約1%である。

ここに、注目すべきことは、今回の出水において、 f の値が流域の裸地面積率にほぼ等しいという点である。そこで各支川の裸地面積率を f の値として、各支川の流量を求めると、割谷が約 $0.2 \text{ m}^3/\text{sec}$ 、硫黄谷が $0.56 \text{ m}^3/\text{sec}$ 、白水谷の土石流発生域を除く地域からの流量が $1.17 \text{ m}^3/\text{sec}$ 、さらに、足洗谷本川の残流域が $0.2 \text{ m}^3/\text{sec}$ となる。これらの流量の総和に、黒谷の $2.8 \text{ m}^3/\text{sec}$ とヒル谷の $0.1 \text{ m}^3/\text{sec}$ の流量を合計すると、土石流発生域以外からの総流量は $5.03 \text{ m}^3/\text{sec}$ となる。したがって、白水谷東部支谷に発生した土石流の流量は、深谷観測地点における流量 $11.7 \text{ m}^3/\text{sec}$ から上記の流量 $5.03 \text{ m}^3/\text{sec}$ を引くことによって、 $6.67 \text{ m}^3/\text{sec}$ を得る。

また、白水谷東部支谷に発生する土石流の流量は、この流域の裸地面積率約69%を f の値とし、(1)式において、 $A_1=0.325 \text{ km}^2$ 、 $A_2=0$ 、 $\lambda_0=0.35$ 、 $\lambda=0.6$ 、 $R_{30}=20 \text{ mm}$ とすれば、約 $6.5 \text{ m}^3/\text{sec}$ という値を得る。この値が上記の方法によって求められたものにほぼ等しいことから、前述の f に関する仮定や土石流に関する水収支モデルが妥当なものと考えられる。

さらに、前述した7月9日発生した土石流の水収支に関する特性を用いて、白水谷東部支谷における土石流の発生限界流量 Q_c 、発生域の河幅 B および河床堆積物の平均粒径 d_m などに関して、若干の考察を行ってみよう。土石流の発生を支配する限界流量は、河床の特性、すなわち、河床勾配、河床堆積物の粒径および河幅などによって決定されるものとする。このような限界流量 Q_c については、河床勾配が土石流発生限界勾配 (15° 程度とみられる) 以上の条件を満足する場合

$$Q_c = \left(\frac{8 \sin \theta}{f_c \kappa^3} g d^3 B^2 \right)^{1/2} \quad \dots\dots\dots (2)$$

の関係式が得られている¹⁹⁾。

一方、土石流発生域の最大流量 Q_p は

$$Q_p = \frac{1}{3.6} f \cdot 2R_{30}A \quad \dots\dots\dots (3)$$

となり、前述の土石流に関して得られた、 $f=0.7$ 、 $R_{30}=20 \text{ mm}$ および $A=0.325 \text{ km}^2$ を用いて、7月9日の白水谷東部支谷の表面流の最大流量を求めると $2.53 \text{ m}^3/\text{sec}$ となる。この場合、現実には土石流が発生しており、この流量は白水谷東部支谷における土石流の発生限界流量を超えているものと考えられる。したがって、(2)式において、 $Q_c=2.53 \text{ m}^3/\text{sec}$ 、 $f_c=1.12 \sin \theta$ 、 $\kappa=0.7$ として、土石流発生域の河幅 B および河床堆積物の平均粒径 d を求めると、河幅が1.0、2.0、3.0 および4.0 m に対して、それぞれ平均粒径が0.32、0.20、0.15 および0.13 m となる。

なお、この議論で用いた $\lambda=0.6$ ($C_d=0.4$) は、土石流濃度を与える

$$C_d = \frac{\rho \tan \theta}{(\sigma - \rho)(\tan \phi - \tan \theta)} \quad \dots\dots\dots (4)$$

において¹³⁾、 $\sigma=2.65$ 、 $\rho=1.3$ 、 $\tan \phi=0.9$ 、 $\theta=15^\circ$ とすれば、 $C_d=0.408$ となることから、ほぼ妥当であると考えられる。また、河幅および平均粒径に関する値は、いずれも白水谷東部支谷の河床特性を満足するものと考えられる。しかし、現実の問題として、土石流発生域の調査から河床堆積物の平均粒径について、その粒径範囲が非常に大きいためと、現場における的確な調査方法が確立されていないため、定量的な値を得ることが困難である。また、土石流発生域の河幅の調査についても同様で、河幅が河床縦断方向に変化している場合も多く、どの地点での河幅を測定するかといった問題などが残されており、これらの諸問題の解決は、土石流の発生危険地帯の設定や土石流発生限界雨量などの設定に関しても今後の大きな課題である。

4. ヒル谷流域における観測結果

4. 1 出水の特性

ヒル谷流域における出水の形態は、流域内に積雪があるために春先の融雪による出水と降雨による出水の2つに大きく分けられる。**Fig. 12** は融雪期の4および5月のハイドログラフを示している、**Fig. 13** は降雨による出水で、6および7月のハイドログラフを示している。4月から5月の一連の出水における流出率は約55%、6月から7月の一連の出水における流出率は約59%となっている。なお、ここで求められた流出率はヒル谷出口における総流量を総降雨に対する百分率表で表わしたものである。このように、ヒル谷流域における長期の流出において、他の流域に比較して流出率は小さくない。しかし、短期間の各出水ごとの直接流出成分の流出率は非常に小さく、降雨ピークに対する流量ピークの遅れが30分程度と非常に短いことが特徴である。

また、出水の流出成分を示す1つの指標として、流水の水質に着目し、水質の簡易測定の一つである電気伝導度の測定が行なわれている。**Fig. 12** および **13** には電気伝導度の値が水温20℃の場合に補正して示されている。これらの図からも明らかなように、流量が増加すると電気伝導度が減少する傾向が認められ、電気伝導度の時間的変化の様子はハイドログラフに良く似ている。

4. 2 土砂流出の実態

ヒル谷流域における土砂流出の主な特徴は、支流および溪岸崩壊から本川の河床へ供給された砂礫が、そ

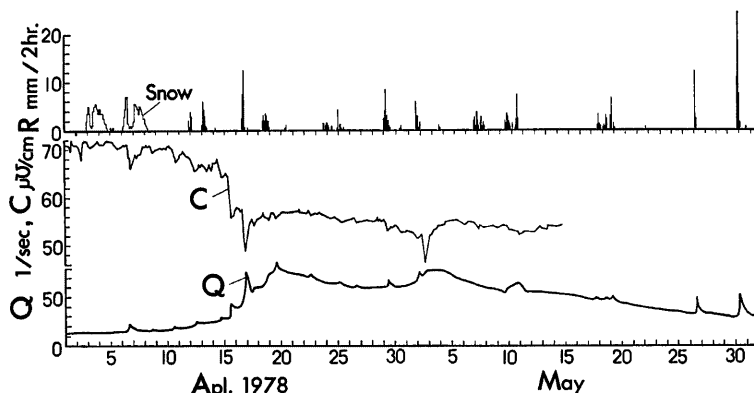


Fig. 12 1997.4,5. Flood in Hirudani.

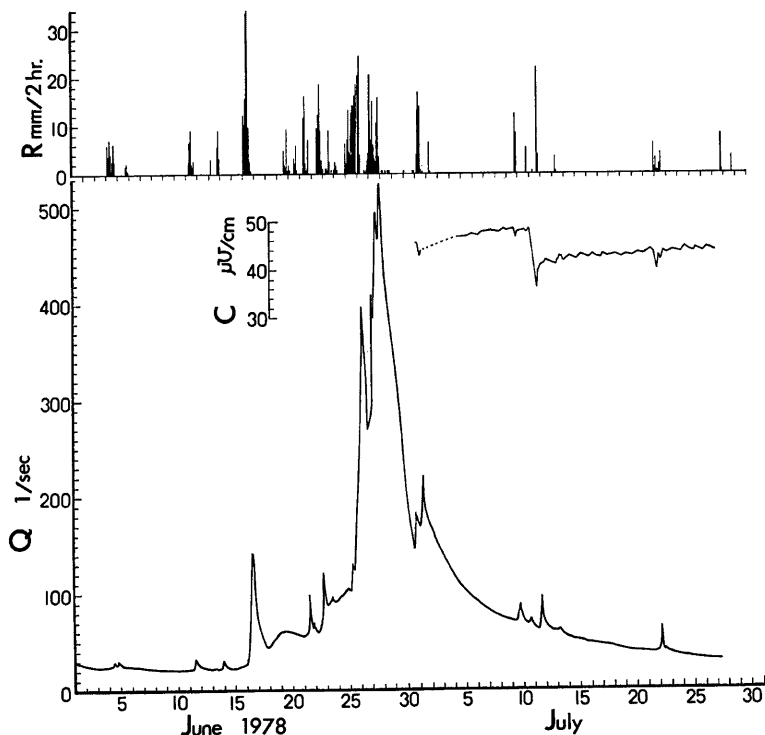


Fig. 13 1978.6,7. Flood in Hirudani.

の砂礫に比較して大きな粒径の礫によって構成されている階段状のプールとシュートからなる河床上を輸送されることにある。このような砂礫の流出の実態を明らかにするため、支川出口において流量と流砂量、本川上流において流量の観測を行い、さらに、ヒル谷出口においては、流量、流砂量などの観測が行われている。その他、本川河床のプールなどに堆積している砂礫の量なども出水の前後に調査されている。

今年は、融雪時の最大流量（約 70 l/sec）が例年に比較して小規模で、前年の流砂が発生した最後の出水の最大流量（約 90 l/sec）より小さいために、4月および5月の融雪出水による流砂は認められなかった。ヒル谷出口の観測地点で流砂が観測されたのは、6月16日と6月25日および26日の出水においてである。

Fig. 14 は6月16日のヒル谷出口における流量 Q 、流砂量 Q_s 、および流出砂礫の中央粒径 d_{50} を示したものである。流砂は流量約 125 l/sec のピークが発生した時点から、約 1.5時間の遅れをもって発生している。しかし、流砂量が 1 kg/sec を超えるのは、流量が約 150 l/sec の最大ピークに達してからである。さらに、流出砂礫の粒径（中央粒径 d_{50} ）の時間的変動をみると、流砂の発生初期および最大流砂量の発生直後に中央粒径 d_{50} が 10 mm を超えているだけで、その他は中央粒径 d_{50} が 2~4 mm の間で変動しながら流量の減少とともに小さくなっているのが認められる。なお、初期の約 1時間における砂礫の粒径と流砂量を対比してみると、時間の経過とともに粒径が増大し、それとは逆に流砂量が減少している。このことは、ヒル谷本川の河床にはプールとシュートが階段状に形成されており、それぞれのプールには、その規模に応じて砂礫が

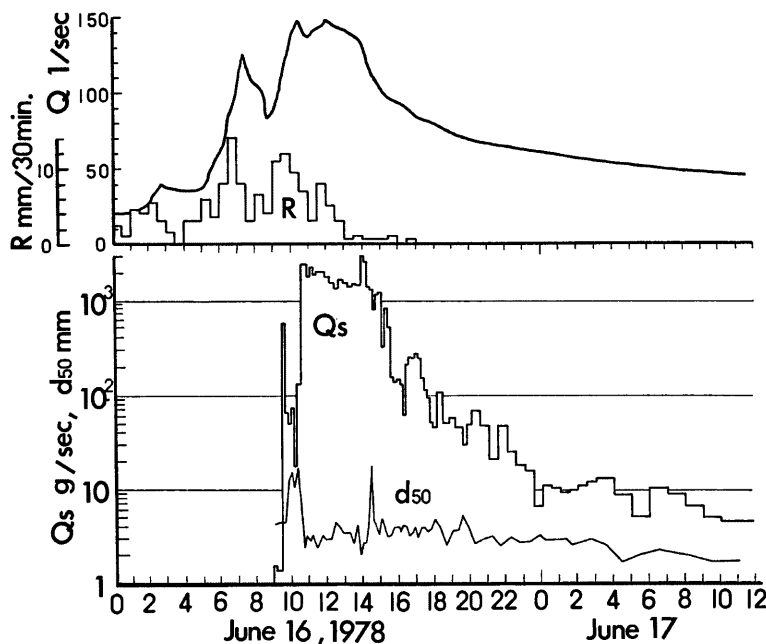


Fig. 14 An example of the measurement of the rainfall, the discharge of water and sediment, and grain-size of sediment.

堆積し、砂礫はこのような階段状流路の各プールへ順送りに輸送されるので、途中で空のプールがある場合には、一定流量下においても流砂が途切れることを示すものである。Fig. 15 は 6 月 2 日、6 月 22 日および 11 月 10 日の各時点におけるプール内の堆砂量で流路にそって約 20 m 区間ごとの総堆砂量を示したものであるが、これから、6 月 16 日の出水での初期の砂礫の流出は Fig. 15 の No. 7 の区間のプールに堆積していたものが流出したものであり、その後流出は No. 10 よりも上流のものであると考えられる。

Fig. 16 は 6 月 25 日および 26 日の出水による砂礫の流出を示したものである。流砂の発生は、流量が約 120 l/sec を超えた時点から開始されており、その時点におけるヒル谷木川の河床堆積物の状態は、Fig. 15 の 6 月 22 日の状態に近いものであったと考えられる。流砂量は流量の増加とともに多くなっているが、流量が約 350 l/sec を超える時点で約 10 倍に急激に増加している。この時点までの流砂は、Fig. 15 の 6 月 22 日

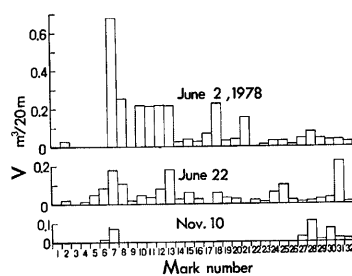


Fig. 15 Sediment storage variation in every 20m on the course of the Hirudani stream channel.

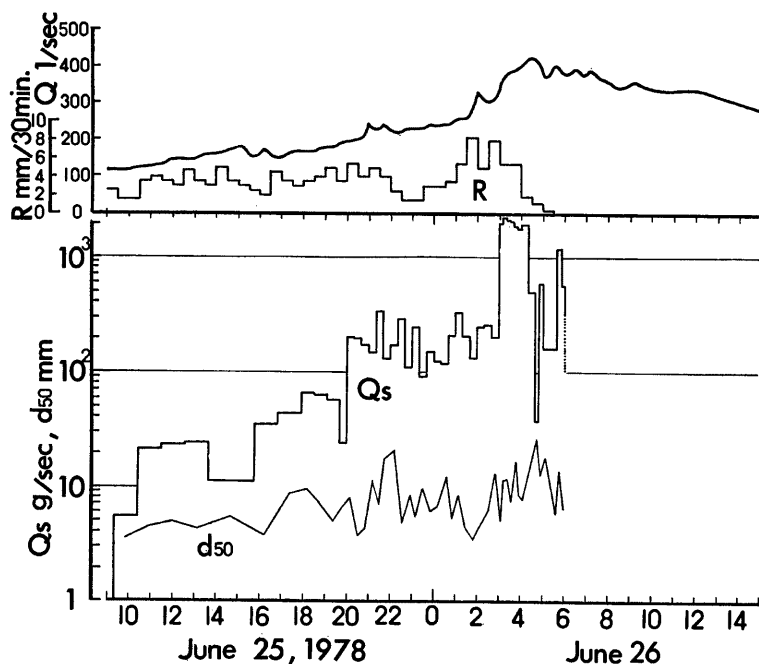


Fig. 16 An example of the measurement of the rainfall, the discharge of water and sediment, and grain-size of sediment.

時点に河床にあった砂礫が流出したものと考えられるが、その後の流砂は支川あるいは溪岸から供給された別の砂礫の集団の流出によるものと考えられる。このことは、流出砂礫の粒径および流出量が、約 300 l/sec の流量を超えるあたりで、ひとたび小さくなることなどからも堆察される。なお、6月26日6時以後は流砂測定用の流砂取り入れ口が目づまりを生じたために、正確な流砂量の観測が不能となり、9時以後は完全に取り入れ口がつまり、流砂観測はこの時点で中止された。この時点までの総流砂量は約 20 m³ 程度となっているが、この出水の後にヒル谷出口の試験ダムの堆砂量を測定した結果、総堆砂量が約 90 m³ となっており、観測中止後の流砂量は約 70 m³ と推定される。

一方、出水後の調査で明らかとなったのであるが、ヒル谷出口より約 200 m 上流右岸に幅約 10 m、長さ約 20 m、深さ約 1 m の崩壊が発生しているのが認められた。なお、この崩壊の発生時刻は不明であるが、ヒル谷出口での流砂の状態から、3時の急激な流砂量の変動が、この崩壊によって河床に供給された土砂によるものとすれば、この時刻より少し前ではないかと考えられる。

以上、ヒル谷流域における土砂流出の実態について述べているが、ヒル谷本川河道における流砂機構について若干の検討を行ってみよう。Fig. 17 は前述した流量と流砂量の関係を示したものである。この図からもあきらかなように、一連の出水にともなう土砂流出において、流量のわずかな変化に対して流砂量の変化は非常に大きいものの、流量と流砂量はほぼ一定の関係を示している。しかし、出水ごとにこの関係は大きく変化している。この2点がヒル谷流域における土砂流出の大きな特徴である。

そこで、まず前者の関係について若干の考察を行ってみよう。Fig. 17 の破線は流量と流水幅の間にレーズム論で示される関係が成り立つものと仮定し、河床勾配を $1/300$, $1/500$ として、Meyer-Peter・Müller の流砂量公式を適用して求められたものである。この図においても明らかなように、観測された流量と流砂量の関係は、一定の勾配のみでは説明できないが、流量の増加とともにエネルギー勾配が増大するものと考えれば、合理的に説明されるものとする。また、ヒル谷本川の河道の地形勾配は約 $1/5$ となっているが、実際の河道は、プールとシュートが交互にくりかえしている階段状になっており、通常の洪水では、プールの部分の勾配が $1/100$ 以下の緩勾配となっているため、この部分での流砂機構が全体の流砂機構を支配しているものと考えられる。

さらに、出水ごとに流砂量と流量の関係が異なるが、これはプール内の砂礫の堆積量の変化によって、プールの容量あるいはプール内の堆砂形状が変化し、その結果、同じ流量に対してプールの部分での水理条件が変化することによるものであろう。

以上のような流砂量と流量の関係が、従来の観測においても認められ、河道内の砂礫貯留量とプール部分の水理条件を組み込んだ河道輸送モデルの確立によって、このような土砂流出現象が定量的にも予測できるものと考えられる。

5. 結 語

以上、本文において、山地流域における土砂流出の実態を明らかにし、山地流域における土砂流出の機構について考察を行っている。その結果、従来の観測・研究成果に加えて、出水および土砂流出に関して得られた若干の新しい知見をまとめて結語とする。

- (1) ヒル谷流域における土砂流出の機構に関して、本川河道にみられる階段状の河床特性が重要な役割をなしていることが明らかとなった。
- (2) 足洗谷本川における洪水時の砂礫の移動および流砂量に関して従来の流砂量公式の適用性を、アーマールコートが破壊された場合について、明らかにした。
- (3) 足洗谷上流域に発生する土石流の観測成果に基づいて、土石流発生モデルによる水収支の検討を行い、土石流発生限界流量および発生域の河床特性に関して若干の知見を得た。

最後に、本観測・研究に際し、観測の準備から観測資料の整理まで、多大の労苦をいとわず協力していただいた穂高砂防観測所の志田正雄技官、および滝沢梅雄氏に深く感謝する。

なお、本研究の一部は、昭和53年度文部省科学研究費補助金自然災害特別研究「土石流災害の防止・軽減法に関する研究」（研究代表者、京都大学、芦田和男）の援助を受けた。さらに、本研究には建設省北陸地方建設局神通川水系砂防工事事務所の委託研究の成果の一部も含まれている。ここに関係各位に対し深謝する。

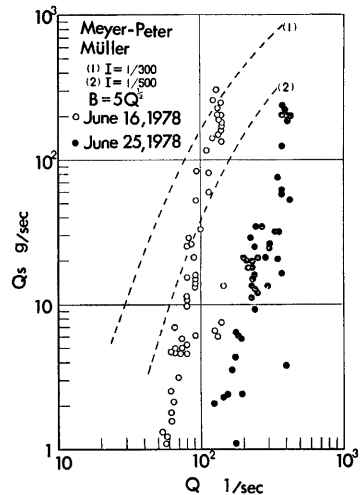


Fig. 17 Relation between flow rates and Sediment discharges on the Hirudani.

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, 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流出(2), 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：山地流域における出水と土砂流出(3), 京都大学防災研究所年報第17号B, 1974, 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), 京都大学防災研究所年報第18号B, 1975, pp. 529-540.
- 7) 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(5), 京都大学防災研究所年報第19号B-2, 1976, pp. 345-360.
- 8) Ashida, K.・Takahashi, T. and Sawada, T.: Sediment Yield and Transport on a Mountainous Small Watershed, Bulletin of the Disaster Prevention Research Institute, Kyoto Univ., Vol. 26, Part 3, No. 240, 1976, pp. 119-144.
- 9) 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(6), 京都大学防災研究所年報第20号B-2, 1977, pp. 387-403.
- 10) 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(7), 京都大学防災研究所年報第21号B-2, 1978, pp. 467-483.
- 11) 芦田和男・高橋 保・沢田豊明：山地流域における土砂流出の観測研究, 第23回水理講演会論文集, 1979, pp. 61-69.
- 12) 芦田和男・高橋 保・水山高久：急勾配水路における混合砂礫の移動限界掃流力に関する研究, 新砂防, 103, 1977, pp. 6-13.
- 13) 高橋 保：土石流の発生と流動機構, 土と基礎, Vol. 26, No. 6, 1978, pp. 45-50.