

山地流域における出水と土砂流出 (12)

芦田 和男・高橋 保・沢田 豊明

RUNOFF PROCESS, SEDIMENT YIELD AND TRANSPORT IN A MOUNTAIN WATERSHED (12)

By *Kazuo ASHIDA, Tamotsu TAKAHASHI and Toyoaki SAWADA*

Synopsis

Observational research of the runoff process, sediment yield and transport have been carried out in an experimental basin, Ashiaraidani (6.5 km²), which is located in the Northern Japan Alps Range. In this basin all aspects of sediment transportation which appear in the mountain ravines, namely, bed load, suspended load, wash load, and debris flow can be seen under various rainfall and discharge conditions.

Erosion processes of the bare slopes and gully walls and transports of gravels on the steep channel as contact load and accompanying stream channel variations are discussed in view of the observed facts in the Ashiaraidani. The process and mechanism of sediment transport during a flood on the steep channels with sequential falls and pools were considered by means of the petrological and grain-size classification of transported gravels in reference to the geological distribution in the basin, and the relationships between flow rate and sediment discharge in the Hirudani basin (0.85 km²) are explained as a function of sediment storage in the pools.

1. 緒 言

水と土砂れきの運動による現象は、水と土砂れきの相互作用が場の条件によって変化することから、非常に複雑であり、その現象の予測の重要性にもかかわらず、多くの未解決の課題が残されている。水と土砂による災害を防止・軽減するためには、土砂流出の実態の解明がまず必要である。しかしながら、防災研究の対象となる地域は個々に地域特性を有しており、現象が発生する場の特性の評価を考慮した現地観測が必要である。ところで、土砂流出現象が発生する場の条件やそれらの配置によって流砂現象が支配され、偶発的な土砂生産の影響が上流から下流へと伝播することが知られている。したがって、このような流砂現象の実態を解明するためには、土砂流出を生産→輸送→堆積からなるシステムとしてとらえ、時系列的な取り扱いが必要である。

このような土砂流出の実態を解明するために、昭和41年より穂高砂防観測所において、流砂現象の伝播や流れの場と流砂の相互作用などに関する観測・調査が継続して行われてきている^{1)~15)}。本文は、昭和57年(1982年)の観測成果をまとめたものである。

観測および調査の結果は、ヒル谷流域(0.85 km²)と、ヒル谷を含む足洗谷流域(7.2 km²)に分けて検討している。前者は土砂生産量が少なく、流路変動をともなわない場合の流砂現象が対象となっている。後者は土砂生産量が多く、流路変動をともなう流砂現象と土石流の発生が対象となっている。

ヒル谷流域における流砂現象は、シュート・プールが階段状に連続する河道のプールの堆砂量に支配されており、この点について考察している。さらに、土砂生産→輸送→堆積における土砂収支に基づき土砂流出システムに関して検討を行っている。

足洗谷流域に関しては、裸地斜面やガリ壁面における土砂生産の実態を明らかにし、その予測に関して若干の考察を行っている。さらに、本川流路の変動に関連して、流路変動の観測および調査結果に基づき側岸侵食量式の適用性を検討している。なお、土石流の発生および流動状態を明らかにするための観測が行われていたが、57年には、土石流の発生は認められなかった。

2. 観測流域および観測の概要

2.1 足洗谷試験流域について

試験流域としている足洗谷流域 (7.2km²) は、焼岳 (標高2455m) に源を発しており、火山噴出物によ

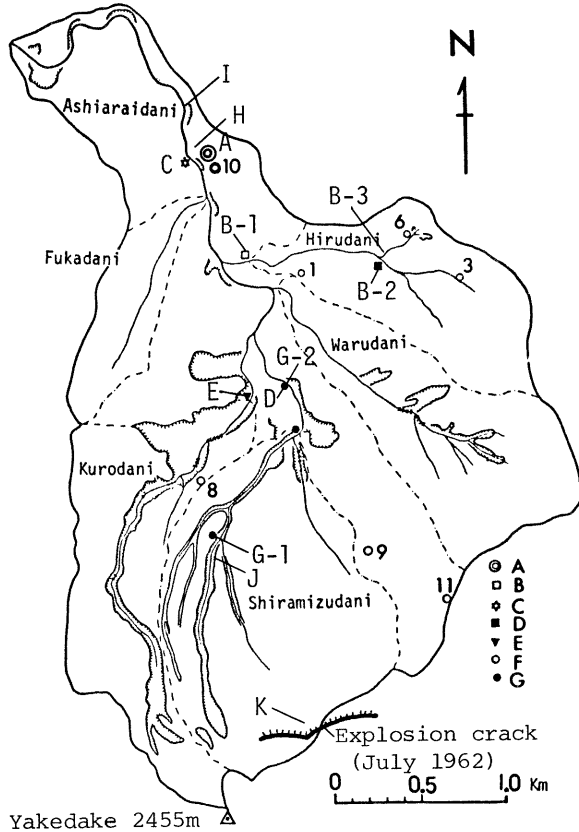


Fig. 1 Plan of the Ashiaraidani experimental basin and the arrangement of equipment for observation. The symbols in the figure are; A: The observatory, B-1: Hirudani station, B-2: Upper Hirudani station, B-3: Hirudani branch station, C: Fukadani station, D: Shiramizudani station, E: Kurodani station, F: Rain gages G: 8 mm cinecameras, H: Observation area of gully erosion, I, J: Survey area of gully erosion, K: Observation area of bare slope erosion.

て形成された山体を侵食し、生産された土砂れきを土石流などの形態で流域外に流出している。このような流域において、土砂生産→輸送→堆積の流出過程とその内部機構を明らかにするために、Fig. 1 に示すように観測機器が配置され、調査地点が選定されている。なお、足洗谷試験流域 (6.5 km²) は Fig. 1 の C 地点より上流に設定されている。

つぎに、観測および調査の内容の説明になるが、前報などで述べているので、Fig. 1 を中心に最小限にとどめる。土砂生産の実態に関して、H 地点で観測、I, J および K 地点で調査が行われている。土石流の発生および流動に関して、E, G-1 および G-2 地点に 8 mm カメラ、C 地点に TV カメラが設置されている。洪水や土石流発生時の流路変動などを観測するために C 地点より 300 m 上流に TV カメラが設置されている。試験流域外に流出する水量と土砂量を測定するために、C 地点にコンクリート製の観測用水路 (幅: 5 m, 長さ: 15 m, 深さ: 0.8 m, 路床勾配 1/20)、超音波式水位計、レーダー流速計、TV カメラが設置されている。その他、雨量計が 1, 3, 6, 8, 10 および 11 に設置してある。

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 に示すように、足洗谷試験流域に含まれる小流域で、観測が開始された昭和41年から現在に至るまで、土砂生産量および土砂流出量がともに少なく、その間の平均年間流出土砂量は約 100 m³ である。この流域における土砂流出現象の特徴は、崩壊によって生じた裸地斜面を流域に含む支川から流出した砂れきが、通常の洪水では破壊されないような礫のかみ合った階段状の本川河道を輸送されることにある。このような河道における砂れきの輸送過程と流域内における土砂流出の実態を明らかにするために、流域出口 (Fig. 1 の B-1)、本川上流 (Fig. 1 の B-2) および支川出口 (Fig. 1 の B-3) において、流量や流砂量が測定されている。なお、観測および調査方法などに関しては前報^{7,12)} で述べているので、ここでは省略する。

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土砂生産

足洗谷上流の土石流発生域における土砂生産によって土石流の発生条件やその規模が支配されている。そこで、土石流発生域で最も顕著な裸地斜面の侵食とガリ壁面の侵食を対象として、観測および調査を行った。なお、それらの方法および場所は前年¹⁵⁾ と同様であるので、説明を省略する。

裸地斜面における侵食深の調査結果は、前年とほぼ同様の傾向を示しており、Fig. 2 に前年の結果とともに示されている。この図からも明らかなように、多少のばらつきは認められるが、年間侵食深 E (cm/年) は斜面勾配 θ によって

$$E = 100 \sin^3 \theta, \quad (\text{cm/year}) \dots \dots \dots (1)$$

のように表わすことができる。

一方、ガリ壁面の年間平均侵食深 D (m/年) とガリ壁面の比高 H (m) の関係は、前年とほぼ同様の傾向を示しており、Fig. 3 に前年の結果とともに示されている。

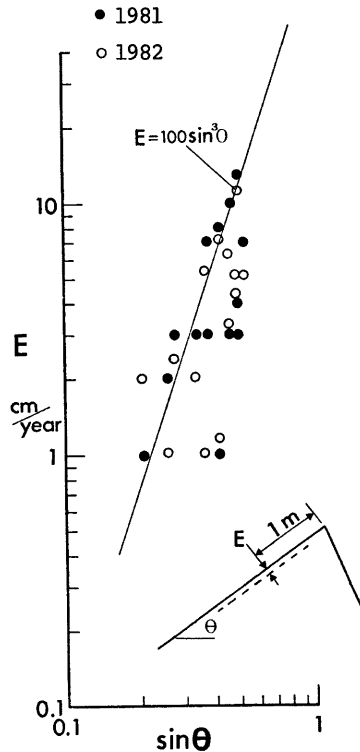


Fig. 2 Relationships between erosion depth and slope gradient on bare slopes.

この図において、ガリ壁面の侵食深 D はガリ壁面の比高にほぼ比例しており

$$D = 0.01 H, \quad (\text{m/year}) \dots\dots\dots (2)$$

のような関係が認められる。

以上のような裸地斜面およびガリ壁面の侵食に関して一般的な予測法を確立するためには、これらの侵食現象を支配する堆積物の物性や降雨などの外力を的確に見積る必要がある。そこで、ガリ壁面の侵食の実態を明らかにするために、上記のガリ壁面と同様の堆積層に試験地を設けて観測を行った。観測内容は、約 2m のガリ壁からの崩壊土砂の採集と計量および粒径分布の測定、気温、湿度、降雨量、風速などで、これらは自記紙に記録されている。その他、インターバル 8mm カメラ (10分毎に1コマ) によってガリ壁面の状態が撮影されている。

以上のような観測によれば、ガリ壁面からの土砂生産には、凍上が最も大きな影響を与えているようである。そのことを明らかにするために、気温の変化と土砂生産量の関係を Fig. 4 に示している。この図において明らかなように、土砂生産が認められるのは、3月、4月、11月および12月で、1日あるいは数日間の気温が 0°C を境に大きく上下する時期である。これはガリ壁面の凍上・融解が砂れきの崩落を支配することを示している。なお、土砂れきの崩落が発生した当日、凍上・融解が発生していない場合も認められるが、これは凍上・融解によってすでに不安定となっていた砂れきが何らかの原因で崩落したものと考える。したがって、勾配が 45° 以上の斜面においては、このような凍上・融解が大きな役割を演じていることが明らかとなった。なお、このような凍上・融解の発生機構と土

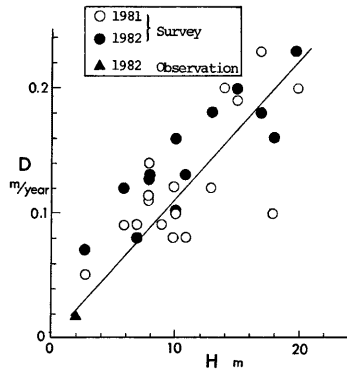


Fig. 3 Relation between height (H) of gully wall and erosion depth (D).

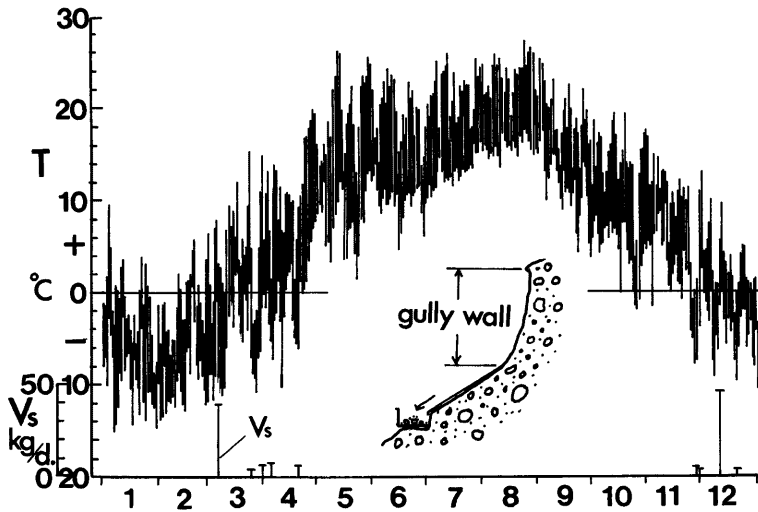


Fig. 4 Relation between temperature ($^{\circ}\text{C}$) and the rate of sediment yield (kg/day).

砂生産量の関係を力学的に解明することは非常に困難であり、実用的な手法として、対象地域において2～3年の観測・調査を実施することによって年間生産土砂量の大体の傾向を見積ることができると考える。Fig. 3 に参考として、この観測試験地の結果（三角印）を示しているが、他のガリ壁面の年間侵食深とほぼ同様の傾向をもっている。

3.2 足洗谷本川の流路変動

足洗谷本川の流路変動は、土石流の流動・堆積域であるために非常に顕著である上に、非常に複雑である。したがって、従来の流路変動に関する成果によって、ここでの流路変動を議論することは困難である。ところが、足洗谷本川の深谷観測点より 300m 上流において人工的に幅 2.5m の低水路を有する幅約 18m、長さ約 100m の直線河道が作られ、これを機会にこの河道における流路変動の観測を行った。この河道は本川右岸の護岸工事にともない1981年11月に作られ、その後の変動は Fig. 5 に示すとおりである。この図に示されている流路は、1982年5月18日と8月26日のもので、図中の横線は水面幅を示している。また、図中の点線は洪水時に流路が発生する場所を示している。なお、流量は5月18日が $0.78 \text{ m}^3/\text{s}$ 、8月26日が $0.72 \text{ m}^3/\text{s}$ であった。この河道が作られた後の洪水は、5月4日に最大流量 $2.3 \text{ m}^3/\text{s}$ 、6月3日に最大流量 $2.06 \text{ m}^3/\text{s}$ 、8月1日に最大流量 $2.04 \text{ m}^3/\text{s}$ のものがあつた。したがって、5月18日の流路は5月4日の洪水、8月26日の流路は6月3日と8月1日の洪水によって形成されたものと考えられる。

流路変動の過程は Fig. 5 に示されるように、下流部から始まっている。5月18日の時点における流路変動は、70～85mの間の河床に堆積が生じて発生している。これに対して、上流部の変動は溪岸（側岸）の侵食によって発生している。このような上流部と下流部の変動機構の違いは、8月26日の時点では更に拡大され、下流部の流路は分岐して複雑となっている。この区間における流路変動の特徴は、上流部では側岸侵食によって蛇行が発達し、下流部では流路床における砂れきの堆積によって流路の変化や分岐が発生していることである。

このように流路の変動形態が場所によって異なる理由として、下流部の右岸からの崩壊砂れきが流路内に堆積し、その砂れきの大半は直径 1m 以上のものであるため、その後の洪水で移動せず、上流からの砂れきが堆積しやすくなったことが考えられる。

一方、この区間の約 300m 下流において、流量および流砂量が観測されているので、これらの資料に基づいて、側岸侵食に関する検討を行ってみよう。

まず、土砂流出量が最も多かった6月3日の洪水について、土砂流出の特徴をみてみよう。6月3日の土砂流出は Fig. 6 に示すとおりで、砂れきの移動が顕著に現われるのは、従来の傾向とほぼ同様に流量が $1 \text{ m}^3/\text{s}$ を少し越えた時点である。さらに、流量と流砂量の関係を

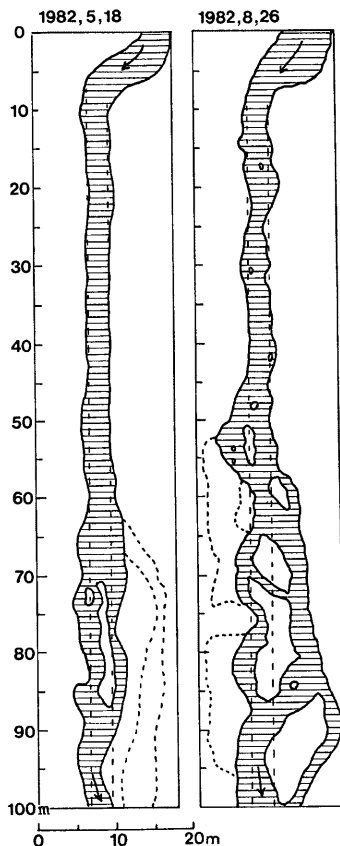


Fig. 5 Channel variations after floods on the Ashiaraidani.

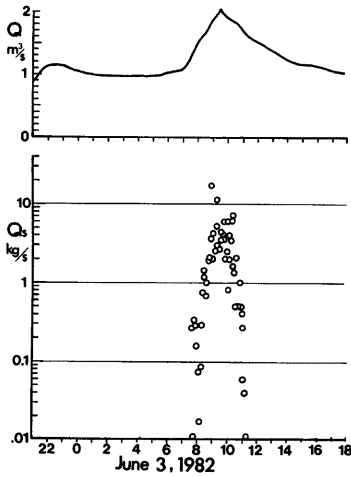


Fig. 6 An example of the discharge of water (Q) and the sediment discharge (Q_s) in the Ashiaraidani river.

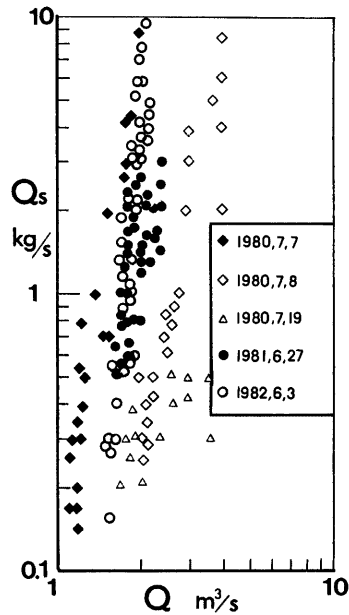


Fig. 7 Relation between flow rates (Q) and sediment discharge (Q_s) on the Ashiaraidani river.

従来のもとの Fig. 7 において比較しているが、その関係もほぼ直線で示される。この図において注目されることは、今回の洪水において流量と流砂量の関係を示す直線は、従来のものに比較して急な勾配を示していることである。この理由として、前述した流路が人工的に作られたために、側岸や河床に露出する砂れきが水流に対して不安定な状態にあって、この区間の砂れきが流出したことが考えられる。さらに、今回の洪水の規模は前回の1981年6月27日のものに比較して小さく、この区間以外の流路において河床の破壊や側岸侵食による土砂れきの流出がなかったものとする。

以上のことから、6月3日の流砂の大半は人工流路区間の侵食によるものと判断し、観測された流砂量から総流出土砂量を推定すると約 31×10^3 kg となる。この土砂量が溪岸堆積物の侵食によるものとして、堆積物の空隙率を0.3として侵食体積量に換算すると約 17 m^3 となる。この値は Fig. 5 の0から50までの流路変動量にほぼ等しくなっている。

そこで、芦田・江頭・加本による山地河道の侵食機構に関する理論的・実験的研究¹⁵⁾ によって提案された粘性材料を対象とする側岸侵食量式

$$q_{P*} = q_P / u_* d = F_0 \tau_*^{1/2} \left(1 - \frac{1}{\varepsilon^2} \frac{\tau_{*cs}}{\tau_*} \right)^3 \left[\left(\frac{h}{d} \right) \left\{ \frac{1}{\sin \theta_1} + \frac{D \cos(\theta_2 - \theta_1)}{h \sin \theta_2} \right\} \right] \dots \dots \dots (3)$$

を用いて、観測結果の検討を行ってみよう。ここに、 q_P : 単位河道長当たりの側岸侵食量、 τ_* : 無次元掃流力、 τ_{*cs} : 側岸砂粒子の無次元限界掃流力、 d : 砂粒子径、 u_* : 摩擦速度である。なお、 D, h, θ_1 および θ_2 は流路の横断形状を示すもので Fig. 8 のとおりである。

側岸侵食量の計算に際して、流量は深谷観測点で測定されたものを用い、河床砂れきの平均粒径 d_m (深谷

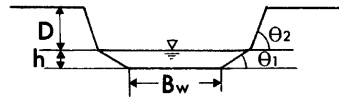


Fig. 8 Schematic section of stream channel.

観測点のコンクリート水路上を輸送されている礫について測定されたもの) は約 13 cm, 河床勾配 I は 0.05, 摩擦抵抗係数 $f(\doteq 8\mu_*^2/u_*^2)$ は 0.2 であるものとした。さらに, $F_{0*} = 0.02$, $e^2 \doteq 0.5$, $\tau_{*cs} = 0.023$, $\theta_1 = 30^\circ$, $\theta_2 = 90^\circ$ とし, 計算時間の間隔は 1 時間とした。

以上の条件のもとに計算を行った結果, 側岸侵食の限界流量 $1 \text{ m}^3/\text{s}$ を超える 6 月 2 日の 21 時から 6 月 3 日の 23 時までの側岸侵食量は $1.27 \text{ m}^3/\text{m}$ となる。しかし, ここで対象としている流路の側岸は混合粒径の砂れきで構成され, かつその分布パターンも場所によって大きく異なっている。とくに, 巨礫の分布などを考慮して, 巨礫の部分で側岸侵食区間から除く必要がある。したがって, 上記の計算結果を満足する側岸は限定され, ここではその延長が約 13 m となっている。このような不均一な場に対して上記の側岸侵食量式を適用するためには, ある特定区間の流路において, どの部分で側岸侵食が発生するかを評価すること, あるいは側岸侵食区間の長さがどのような条件に支配されているかを明らかにすることが必要である。そして, 側岸侵食区間長を正しく見積る方法を確立することが流路変動の予測に関しても重要な課題であると考えられる。

4. ヒル谷流域における観測結果

4.1 土砂流出の実態

ヒル谷流域における土砂流出の特徴は, 通常の洪水では破壊されない安定した階段状の河道を, 支川および溪岸から供給された細粒砂れきが輸送されることである。とくに, 階段状の河道を構成するシュート・プールにおいて, プールの規模やプール内の堆砂量に流砂量が支配されていることが明らかにされている。このような流域において, 今年も従来と同様の観測が行われたので, その結果について述べる。

1982年の雨量, 流量 (ヒル谷出口) および流砂量 (ヒル谷出口) は Fig. 9 に示すとおりで, 流量は日平

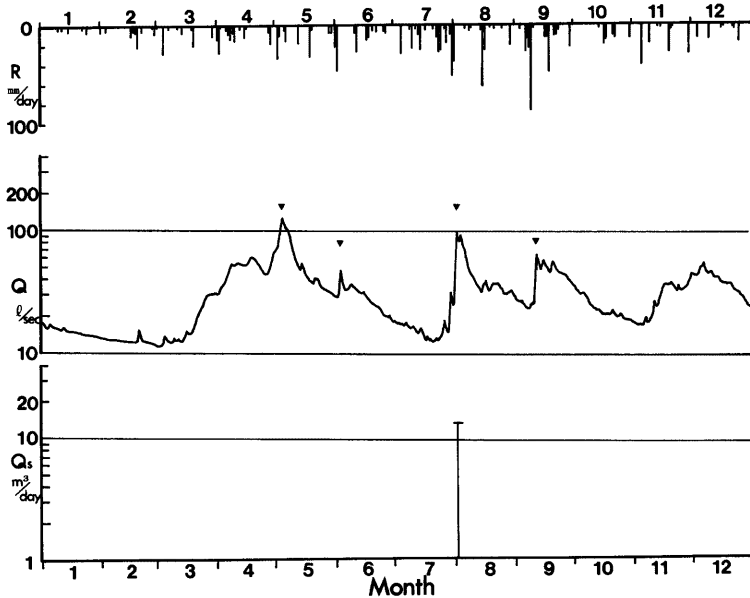


Fig. 9 1982 Flood in Hirudani station. R: Rainfall, Q: Discharge Q_s : Sediment discharge.

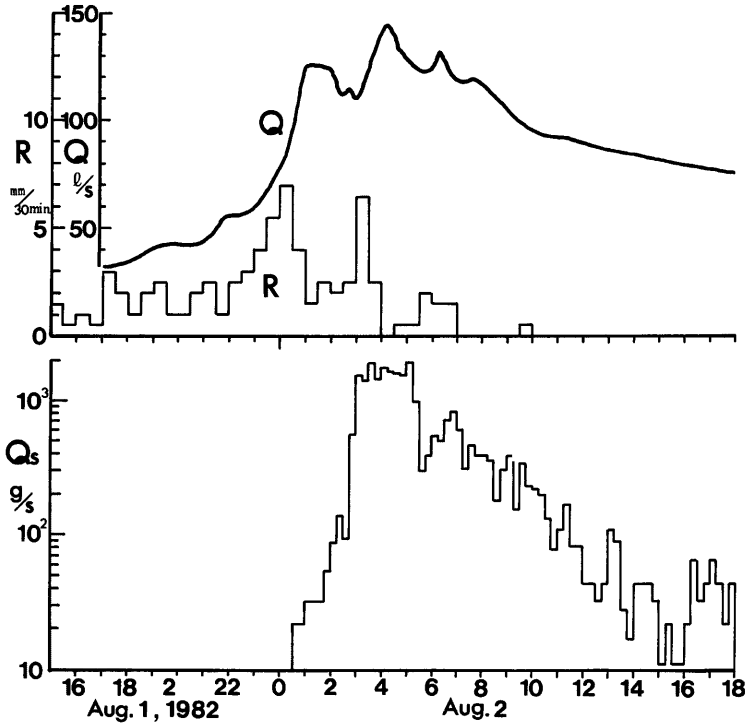


Fig. 10 An example of the measurement of the rainfall (R), the discharge of water (Q) and sediment (Q_s) on Hirudani river.

均の値を示している。1日の流出土砂量が 1 m^3 を越えたのは、8月2日の洪水のみで、4月から5月にかけての融雪出水が 100 l/s を越えているにもかかわらず土砂れきの流出は認められなかった。この理由として、1981年9月8日の河床堆砂量が本川全体で約 1 m^3 と非常に少なく、この時点で本川河道のプール内に流出すべき砂れきがなかったものと考えられる。

Fig. 10 は8月2日の降雨量、流量および流砂量を示したものである。流砂が発生するのは、流量が 50 l/s を越えた時点より約3時間遅れで、流量が約 100 l/s に近い値となってからで、従来、最下流のプールまで堆砂が進んでいるときには流量が 50 l/s を超えると流砂が発生しているのにくらべて、流砂の発生が若干遅れており、上流からの河床堆砂が観測地点付近に達していなかったものと考えられる。

Fig. 11 は4月19日および8月20日の本川河道のプール内の堆砂量の分布を示したものである。この図において明らかなように、堆砂量は4月19日から8月20日の間で約 4 m^3 の増加があり、崩壊裸地斜面をもっている支川から 4 m^3 を越える土砂流出があったものと考えられる。なお、8月2日の出水におけるヒル谷出口の総流出土砂量は約 12 m^3 であり、支川からの総流出土砂量は約 16 m^3 と見積ることができる。しかし、ヒル谷出口の流出砂れきの岩種分類の結果、本川溪岸に分布する安山岩の砂れきが約25%含まれており、その分として約 3 m^3 を差し引いた約 13 m^3 が実際に支川から流出してきたものと考えられる。

一方、ヒル谷出口における流量と流砂量の関係は、本川河道のプール内の堆砂量をパラメータとすること

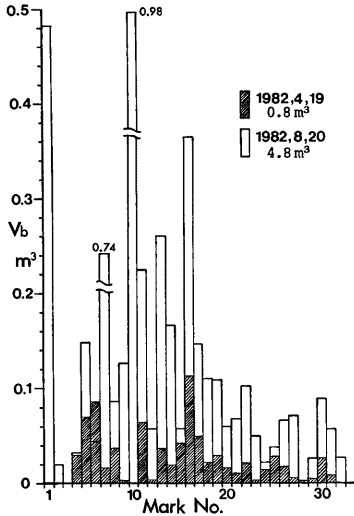


Fig. 11 Sediment storage variation in every 20 m on the course of the Hirudani stream channel.

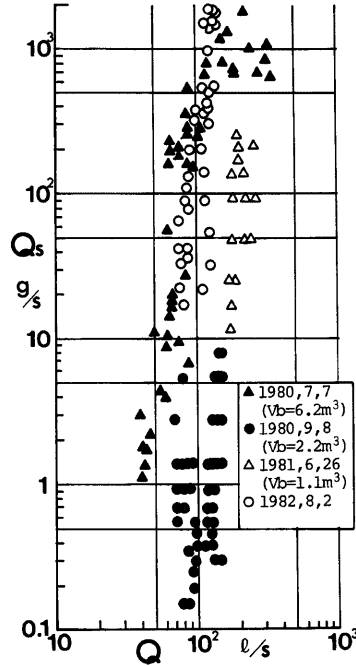


Fig. 12 Relation between flow rates and sediment discharges on the Hirudani river.

によって比較的単純に説明されてきたが、Fig. 12 に示すように8月2日の土砂流出に関しても同様の関係が認められる。ただし、8月2日の土砂流出の直前の河床堆砂量が明らかにされていないために、ここでは参考までに、土砂流出後の8月20日の堆砂量 ($V_b=4.8 \text{ m}^3$) を示している。

以上のように、河道変動がない階段状河道を輸送される土砂量 Q_s と流量 Q の関係は、河道を構成するプールの特性、とくに、プール内の堆砂量を1つのパラメーターとして、実用的で簡単な流量量式で

$$Q_s = aQ^b$$

のように表わすことができる。ここに、 a はプール内の堆砂量や上流からの流砂量によって決定されるもので、 b は河道条件など流域の特性によって決定されているようであって、ヒル谷本川出口において b の値はほぼ一定である。これらの値を的確に見積る方法の解明が今後の大きな課題である。

4.2 長期の土砂収支と土砂流出システム

ヒル谷流域における流砂観測は、昭和41年に開始され、現在まで継続されている。そこで、流砂の観測方法がほぼ現在と同様になってからの約10年間の土砂流出量の変化を年間単位で整理すると、その値は1~400 m^3 の間で大きく変動していることが認められる。このような土砂流出量の経年変動を支配する外力として、降雨量が考えられるが、降雨量と直接関係のある流量に着目し、年間最大流量 (l/s) と年間流出土砂量 ($\text{m}^3/\text{年}$) の関係について検討する。Fig. 13 はヒル谷出口における年間最大流量と年間流出土砂量の関係を示したものである。この図において、流量と流砂量の間をみると、かなりのばらつきが認められるが、出水の

原因を融雪と降雨に分けて、降雨による出水のみについてみれば比較的良好な相関関係がある。融雪出水には相関関係が認められない理由としては、融雪出水が本川においてピークを示す時点では支川の流量は少なく、支川からの流砂がないために本川の河床のプールに堆砂があるかどうかで本川における流砂の発生が支配されていると考えられる。

以上のように、降雨出水および特定の地域に限定すれば流量と流砂量の関係は経験的に求めることができる。さらに、年間流出土砂量が年最大流量に支配されることは、実用的に簡単な土砂流出量の予測に関して注目すべきことである。

しかし、このような土砂流出量の予測に関する手法を他の流域に対して適用するためには、これらの関係を支配する内部機構について、力学的・確率論的な検討が必要であり、そのような研究の一環として、前述したようなプール内の堆砂量などを考慮した流砂機構の検討が行われている。

ところで、土砂流出は、Fig. 14 に示されるように、外力として作用する降雨と場の条件によって支配される流砂機構によって貯留・流出するシステムで表わすことができる。このようなシステムでは、生産された土砂量は河道貯留量の変化を経て流出土砂量となるために、多くの場合、降雨と流出土砂量は1対1に対応しない。したがって、総降雨量が同様であっても、降雨の発生順序が異なることによって、流出土砂量に変化することから、土砂流出量の予測に際して、降雨時系列に対する流出土砂量の時系列の対応を明らかにすることが必要である。

ここでは、長期の現地観測結果に基づいて、降雨時系列を出水時系列に置き換えて土砂流出システムの時系列的な解析を行った。

まず、ヒル谷流域における土砂収支の概略を述べる。ヒル谷流域における最大の土砂生産源は、1960～1965年の間にヒル谷支川上流の花崗斑岩に発生した崩壊で、その面積約1270m²、深さ0.8m、崩壊土砂量約1000m³である。その崩壊土砂の大半が支川河道の約400m区間に、約2mの厚さで堆積し、その一部はすでに侵食され流出している。さらに、崩壊による裸地からは、毎年、冬期から春期にかけて約16m³、豪雨期に約4m³の土砂れきが生産されていることが調査によって明らかになっている。一方、ヒル谷本川は焼岳火山の火砕流および土石流堆積層を侵食して形成されており、側岸侵食や河床のアーモークートの破壊によって安山岩の砂れきが流出している。

ヒル谷流域の出口で観測される流砂量、流出砂れきの岩種、河道堆砂状態などの調査結果に基づいて、流域内における年単位の土砂収支を、Table 1 のように明らかにすることができた。このような土砂収支を、著者らが提案した流砂量式^{13),16)}を適用して検討した結果、ヒル谷支川における土砂流出は、河道の侵食と崩壊裸地からの砂れき流出が主となっており、平均粒径が2～3mmであることから河床にアーモークートの形成はなく、流量が2l/sを越えると流砂が発生することが明らかとなった。一方、本川の河道を形成する安山岩の砂れきの流出は、階段状の河道を形成する礫の移動はほとんど認められないことから前期洪水のピーク流量を越える流量の発生によって側岸部のアーモークートが破壊されることによるものと考えられる。観測および調査によって得られた流量や河床条件に基づいて支川および本川の側岸侵食量を計算する場合、単位河道長当りの侵食量は容易に求めることができるが、側岸侵食が発生する区間長を正しく見積ることは困難である。Table 1 に示すような流砂量を得るためには、支川の河道長約400mに対して15～70%の側岸侵食区間長が必要で、本川の河道長約700mに対して30～60%の側岸侵食区間長が必要となっている。なお、このような側岸侵食区間長は河道調査などの結果をほぼ満足するものであるが、これがどのような条件によって決定されるかを明らかにすることが必要である。

以上のように、ヒル谷流域における観測結果に基づいて長期の土砂収支を検討した結果、流出土砂量は流域の河道条件を正しく見積ることができることができれば従来の流砂量式を用いて計算できることが明らかになった。また、土砂流出量の予測に関しては、外力としての降雨の特性が支配的であることから、降雨の流出特性を明らかにすることができれば、貯留機構を有する単純な土砂流出システムによって、任意のインプット（降雨時系列）に対するアウトプット（流出土砂量の時系列）が求められるものとする。

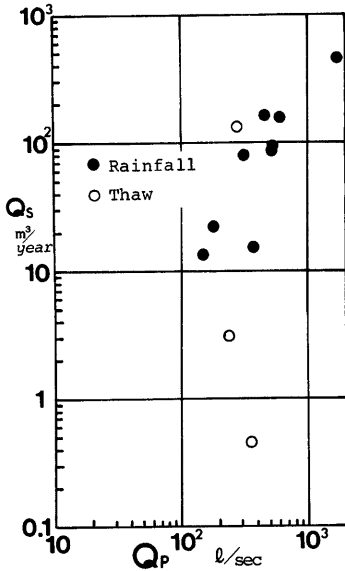


Fig. 13 Relation between annual maximum flow rates (Q_p) and annual sediment discharges (Q_s) on the Hirudani river.

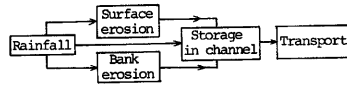


Fig. 14 The system of sediment yield and transport.

Table 1 Annual sediment yield, storage and transport variation on the Hirudani basin.

	Sediment yield (m^3)			Storage in channel (m^3)	Transport (m^3)
	Surface erosion	Channel side erosion			
		Branch	Main		
1971	20	89	58	—	147
1972	20	66	42	—	106
1973	20	0	1	23→21	3
1974	20	78	26	21→10→3	123
1975	20	73	75	3→19→0	151
1976	20	18	4	—	22
1977	20	4	1	0→4	1
1978	20	42	45	4→3→0	91
1979	20	111	339	0→2→0	450
1980	20	19	55	0→6→2	74
1981	20	10	5	2→1→1	16
1982	20	13	3	1→5	12

5. 結 語

山地流域における土砂流出現象は非常に複雑であるが、本文では、土砂生産に関して裸地侵食とガリ壁面の侵食、土砂輸送に関して階段状河道における流砂、流域の土砂収支、側岸侵食による流路変動などについて、観測・調査結果を主として若干の考察を行った。ここに、その結果をまとめて結語とする。

(1) 火山噴出物の堆積域に発達する裸地やガリ壁面における侵食の実態を明らかにするとともに、その侵

食機構に関して、裸地斜面の勾配と侵食量、およびガリ壁面の高さや侵食量の関係について、若干の見解が得られた。

(2) 足洗谷本川において、急勾配の河川における土砂流出の実態を明らかにするとともに、流路変動の実態と流砂量の観測結果に基づいて、側岸侵食量式の適用性を明らかにした。

(3) ヒル谷本川において、流砂の実態を明らかにするとともに、流量と流砂量の関係が河道プールの堆砂量をパラメーターとすることによって合理的に説明できることを明らかにした。その他、従来の土砂流出に関する資料をもとに、土砂収支を検討した結果、土砂流出の予測に関して土砂流出システムの時系列的な取り扱いが必要であることを明らかにした。

最後に、本観測研究に際して、穂高砂防観測所の志田正雄技官および滝沢梅雄氏の協力があった。さらに、ガリ壁面の侵食量の測量に際して、地形土壌災害部門の横山康二技官の協力があった。ここに記して、深く感謝する。

なお、本研究の一部は、昭和57年度文部省科学研究費補助金・一般研究(B)「山地河道の変動と流砂機構に関する研究」および一般研究(C)「ガリ壁面からの土砂生産に関する研究」の研究成果である。

参 考 文 献

- 1) 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——，京大防災研究所年報第15号 B, 1972, pp. 349-361.
- 2) 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⁾，京大防災研究所年報第16号 B, 1973, pp. 401-409.
- 3)～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⁾～⁽⁵⁾，京大防災研究所年報第17号 B, 1974, pp. 547-553, 18号 B, 1975, pp. 529-540, 19号 B-2, 1976, pp. 345-360.
- 6) 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.
- 7)～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⁾～⁽⁸⁾，京大防災研究所年報第20号 B-2, 1977, pp. 387-403, 21号 B-2, 1978, pp. 467-483, 22号 B-2, 1979, pp. 301-314.
- 10) 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.
- 11), 12) 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⁽⁹⁾，⁽¹⁰⁾，京大防災研究所年報第23号 B-2, 1980, pp. 301-314, 24号 B-2, 1981, pp. 223-237.
- 13) 沢田豊明・芦田和男・高橋 保：山地河道における掃流砂の流送過程，第25回水理講演会論文集，1981, pp. 507-514.
- 14) 沢田豊明・芦田和男・高橋 保：山地河道の変動と砂礫の流出に関する研究，第26回水理講演会論文集，1982, pp. 105-110.
- 15) 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⁽¹¹⁾，京大防災研究所年報第25号 B-2, 1982, pp. 361-373.
- 16) 芦田和男・江頭進治・加本 実：山地河道の侵食機構に関する研究，第27回水理講演会論文集，1983, pp. 727-732.