

山地流域における出水と土砂流出 (11)

芦田 和男・高橋 保・沢田 豊明

RUNOFF PROCESS, SEDIMENT YIELD AND TRANSPORT IN A MOUNTAIN WATERSHED (11)

By *Kazuo* ASHIDA, *Tamotsu* TAKAHASHI and *Toyooki* SAWADA

Synopsis

Observational studies on the runoff process, sediment yield and transport have been carried out in an experimental basin, Ashiaraidani (6.5km²), which is a tributary of the Jintsu River in Gifu Prefecture, Japan. 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 stair-like sequences of pools and chutes in the Hirudani basin (0.85 km²) were partially revealed through the observation of flow discharge, sediment discharge and sediment storage variations in the pools.

1. 緒 言

水と土砂による災害は、土砂れきの流出過程の多様さを反映して、複雑な様相を呈しており、現象予測の重要性が早くから指摘されているものの、多くの未解決の課題が残されている。土砂流出現象が発生する場合は、その現象の種類によって異なっている上に、場の配置や土砂流出の特性が流砂現象を支配しており、さらに、偶然的な土砂流出の影響が上流から下流へと伝播されることから、流砂現象を予測するためには、流砂現象を時間的・空間的に連続したものとして把握することが必要である。そのためには、土砂流出を生産→輸送→堆積からなるシステムとして、その実態を解明しなければならない。

このように複雑な流砂現象を継続的に観測することによって、流砂現象の伝播、流れの場と流砂の相互作用などを解明しようとする試みが、昭和41年より穂高砂防観測所において行われてきている^{1)~14)}。

本文は、昭和56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) に分けて検討されている。前者は土砂生産量が少く、流路変動をともしない場合の掃流砂現象を対象としている。後者は土砂生産量が多く、流路変動をともしない流砂現象と土石流の発生が特徴となっている。

ヒル谷流域における流砂現象は、シュートとプールが階段状に連続している河道において、プールにおける堆砂量に支配されており、この点について考察している。

一方、足洗谷流域の流砂現象に関しては、流域上流部における土砂生産が土石流の源となっており、土砂生産の実態とその予測について若干の考察を行っている。とくに、新しい火山（第四紀に形成されたもの）の活動による噴出物は火砕流や泥流堆積層となって焼岳をはじめ多くの火山体を形成しているが、それらの火山体を侵食して新たなガリが形成され、そのガリ壁面の侵食によって生産される土砂れきが再び土石流と

なって流出している。このようなガリ壁面からの土砂生産について考察を行っている。

さらに、土石流の流下によって河道条件が著しく変動することが多い溪流では、通常の洪水においても流路の変動があり、河床のアーマコートの形成や破壊にともなって流砂の形態が変化する。このような点についても若干の考察を行っている。

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

足洗谷試験流域 (6.5 km²) は、足洗谷流域 (7.2 km²) の下流の深谷観測点を出口として設定し、そこで流

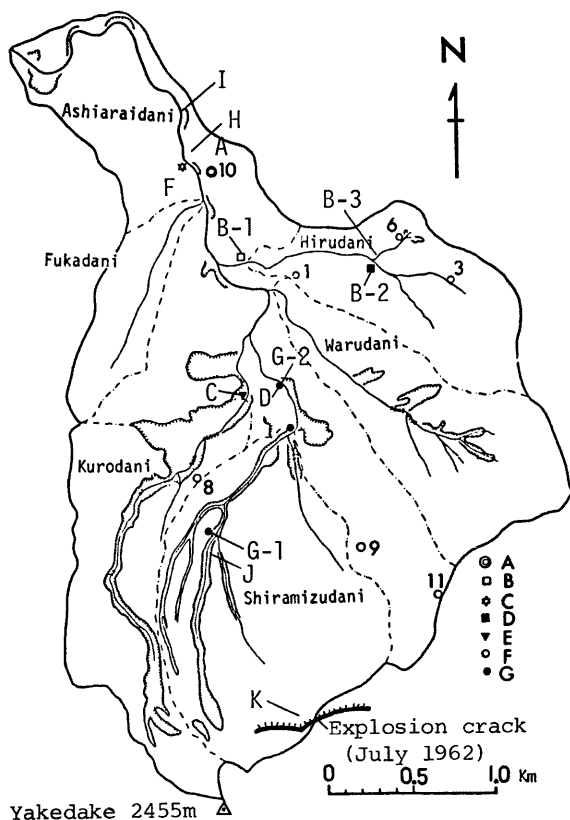


Fig. 1 Plan of the Ashiaraidani experimental basin and the arrangement of equipment for observation. The symbols in the figure are; A: The observatory, B-1: Hirudani station, B-2: Upper Hirudani station, B-3: Hirudani branch station, C: Fukadani station, D: Shiramizudani station, E: Kurodani station,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

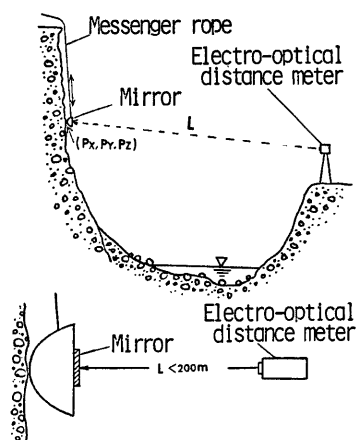


Fig. 2 Conceptual diagram of the measuring system for gully wall erosion.

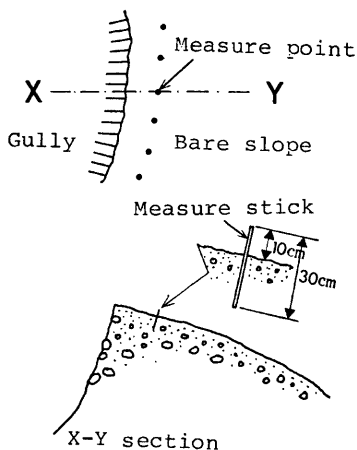


Fig. 3 Conceptual diagram of the equipment for the measurement of bare slope erosion depth.

域内から流出する水と土砂の量が測定されている。足洗谷は、焼岳（標高 2455 m）に源を発しており、火山噴出物を主とした土砂れきが多量に流出することから、建設省直轄の砂防工事が行われている溪流である。足洗谷流域における土砂流出の特徴は、火山性の裸地斜面やガリ壁面からの土砂生産および断層などによって破砕された古生層などの崩壊によって生産された土砂が、浮流、掃流、土石流と広範囲の流出形態で輸送されることにある。

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 に示すように調査地点と観測機器が配置されている。

つぎに、その内容を簡単に説明する。

土砂生産の実態を解明するための観測および調査が Fig. 1 の H, I, J および K の地点で行われている。H 地点ではガリ壁面の変化をインターバル 8 mm カメラで撮影するとともに、気温、地中温度、湿度、日照、風速および雨量の測定が行われ、毎日定時（午後 2 時頃）に生産土砂量の測定も行われている。I および J 地点では、Fig. 2 に示すような方法によって、ガリ壁面の侵食量が測定されている。このガリ壁面は垂直に近く、精度の高い測量が困難であり、この図に示される測量方法は、光波距離計の反射鏡をロープに固定し、ロープによって釣り下げられてガリ壁面に接触している反射鏡の位置を光波距離計とトランシットによって求めることによって、ガリ壁面の位置を測定するものである。反射鏡とガリ壁面の距離は、反射鏡の向きが変化しても一定になるように工夫されている。なお、ガリ壁面がオーバーハングしている所は反射鏡を接地させることができないので測定は困難である。

一方、K 地点では裸地斜面の侵食量の調査が Fig. 3 に示すような方法で行われている。侵食深は、斜面に打ち込まれた鉄棒（直径約 1 cm、長さ約 30 cm）の露出長を測定して求められている。なお、毎回、測定後は露出長が 10 cm に調整されている。また、鉄棒はガリ壁面から 1 m の距離で打ち込まれているので、鉄棒から壁面までの距離を測れば、その後の壁面の後退量が求められる。

土石流の発生域において、河床堆積物の移動形態を明らかにするためにインターバル 8 mm カメラが Fig. 1 の G-1 地点に設置されている。なお、このカメラの設置に際して、降雨時の河床に発生する表面流

の状態を観察することも考慮され、通常は3分間に1コマの撮影が継続されている。

土石流の発生は局地的な降雨に支配されることが多く、土石流発生域に近い F-8 および F-11 地点に雨量計が設置されている。F-8 は有線で、F-11 は無線で信号を送っている。なお、F-9 地点の雨量計(3ヶ月用)は建設省によって設置されている。土石流の流動および堆積状態を観測するためにストロボ付インターバル 8mm カメラおよび土石流センサー付モータードライブ 35mm カメラが G-2 地点、さらに同様の 8mm カメラのみが G-3 地点に設置されている。

流域内から流出する流量および土砂量を測定するために、超音波式水位計、レーダー流速計、TVカメラおよび観測用水路(幅:5m、長さ:15m、深さ:0.8m、路床勾配:1/20)がC地点に設置されている。さらに、洪水および土石流発生時の流路変動を観測するために観測用水路より約100m上流の河床に向けてTVカメラが設置されている。

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、現在、土砂生産および土砂流出が比較的少なく、約10年間の平均年間流出土砂量は約100 m³である。この流域の土砂流出の特徴は、崩壊地のある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プールとシュートからなる階段状の本川の河道を掃流形態で輸送されていることである。

このような河道における砂れきの流出過程を明らかにするために、プール内の堆砂量の調査を本川の約700mの区間で行っている。一方、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)において水位計によって流量が測定され、とくに、流域出口では流砂自動測定・採集装置によって流砂量の測定と流砂の採集が行われている。

なお、観測装置に関しては前報で述べているので、ここでは説明を省略する。

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

足洗谷は、現在、多量の土砂れきを流出させているが、このような多量の土砂流出の原因として、焼岳火山噴出物の堆積層を侵食して発達するガリ壁面からの土砂生産が多いこと、火山性裸地斜面の侵食による土砂生産量が多いことが考えられる。

ここでは、火山性裸地斜面およびガリ壁面からの土砂生産の実態について若干の検討を行っている。

足洗谷の上流部には焼岳火山の降灰による裸地斜面が広く分布している。とくに、昭和37年6月の爆裂口が、Fig. 1 に示すように、白水谷上流部に形成されたために、爆裂口より北の白水谷上流の斜面は降灰などによって裸地となっている。

このような裸地の侵食に関する実態を明らかにするために、Fig. 1 に示す地点(K)において、侵食深の調査を行った。

測定用の鉄棒は1980年10月に設置され、1981年6月および9月に侵食量の測定が行われた。測定結果はTable 1 に示すとおりで、侵食量は秋から翌春にかけて多いことが分かる。このことは、霜柱の発生や凍上による砂粒子の移動などが大きな役割を演じていることを示すものであろう。なお、6月から9月の間における侵食作用は、測定地点より上部の斜面長が約1mであり、非常に短いことから、斜面上部からの表流水の発生は少ないものと考えられ、雨滴の衝撃力なども考慮する必要がある。

調査地点の土砂れきは火山灰や火山噴出による砂れきからなっており、粒径10cm以下の粒径分布はFig. 4 に示すとおりである。粒径が1mm以下のものが約30%も含まれていることが大きな特徴である。平均粒径は約2mmであるが直径30cm以上の礫も非常に多い。

侵食によって移動する粒子は、粒径が約1cm以下のものが多く、それ以上のものは斜面上に露出して残されているが、斜面の地表には細粒径のものが多く、地表面の粒子の粗粒化が認められないことから粒径の大きなものがどのような形態で移動するかという点に関しては不明なことが多い。

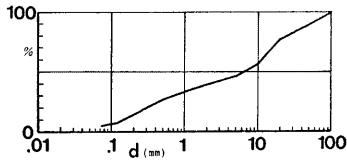


Fig. 4 Grain-size distribution of bare slope sediment.

Fig. 5 は上記の裸地斜面における年間侵食深 E と斜面勾配の関係を示したものである。この図において明らかに、侵食深 E は斜面勾配 θ によって、ほぼ

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

のように表わすことができる。

以上のように、年間の侵食深が斜面勾配によって支配されることが明らかとなったが、(1) 式は一般的な形として、

$$E = a \sin^n \theta \quad (2)$$

のように表わすことができるものとする。

ここに、 a および n は、土砂れきの粒径分布、降雨強度、霜柱の発生回数やその高さなどを考慮して決定すべきものである。

なお、(2) 式は斜面長が短い場合を対象としており、斜面長が長い場合は表流水の集中形態や流量を考慮する必要があるものとする。さらに、(2) 式で表わすことができる土砂の移動が発生する場の確に評価することが必要である。

Fig. 6 はガリ壁面の年間平均侵食深 D (m) とガリ壁面の比高 H (m) の関係を示したもので、この図から、ガリ壁面の侵食深 D はガリ壁面の比高に比例して大きくなっており

$$D = 0.01 H, \text{ (m/year)} \quad (3)$$

の関係が、ほぼ認められる。

これはガリ壁面の比高が大きいほど、壁面の上部から落下する砂礫が途中の壁面に衝突する機会が多くなり、その際の衝撃によって新たに侵食されることを示しているものとする。

なお、(3) 式の関係は、焼岳周辺に分布する火山堆積層の堆積年代¹⁵⁾とその堆積層を侵食して形成されたガリの規模などから、約1000年間の平均侵食深が年間約 10 cm となり、ガリ壁面の平均的な比高

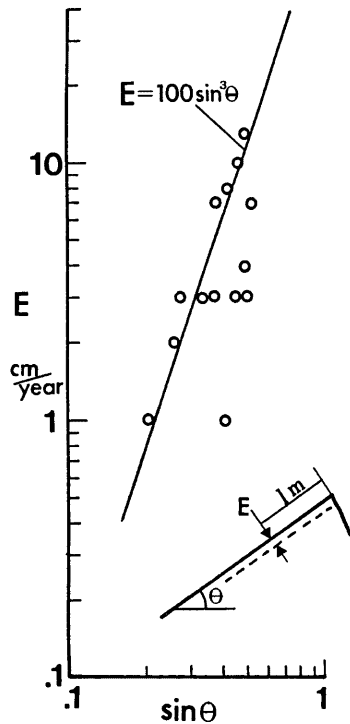


Fig. 5 Relationships between erosion depth and slope gradient on bare slopes.

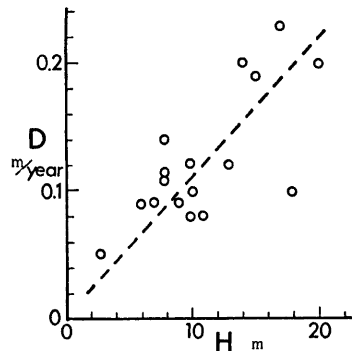

 Fig. 6 Relation between height (H) of gully wall and erosion depth (D).

Table 1 Erosion rates on the bare slope in the Shiramizudani basin.

Location No.	Average gradient	Erosion depth (cm)	
		Oct. 1980~June 1981	June 1981~Sep. 1981
1	22°	6.2	0.8
2	25°	0.8	0.3
3	15°	2.1	0.2
4	12°	1.1	0
5	22°	2.9	0.2
6	25°	7.4	0.6
7	28°	2.8	0.2
8	30°	1.7	0.3
9	28°	9.6	0.7
10	32°	6.7	0.2
11	30°	12.3	0.6
12	16°	2.7	0
13	20°	2.9	0
14	30°	0	0
15	30°	4.1	0
16	25°	0	0

が約 10 m であることから、ほぼ妥当な値を示している。

しかし、このような関係は焼岳火山噴出物のガリ壁面において認められるものであって、一般的な関係を明らかにするためには、堆積層の固結度、粒径分布などの物性と外力を明らかにしなければならない。

焼岳火山噴出物の中で比較的新しい(1500~3000年前)火砕流や泥流の堆積物は固結度が小さく、乾燥したガリ壁面の微細粒子は風によって壁面から容易に離脱する。このような微細粒子の離脱によって、大きな礫が壁面に露出し、露出部分が大きくなると、壁面に残された部分の周囲の堆積物で礫の荷重を支えることができなくなり、礫の周囲の堆積層の破壊と礫の落下が発生することが現地における観察によって明らかとなった。

したがって、このようなガリ壁面の侵食機構を解明するためには、ガリ壁面を構成する堆積物の粒径、固結度および乾燥状態とガリ壁面に作用する風の特性を明らかにすることが必要であって、現在、予備観測と調査が行われている。

3.2 流路形態と砂れきの流出

土砂生産が顕著な山地河川において、河道の変動は通常の洪水においても発生しており、それにとまって土砂れきの流出状態も変動している。このような山地河川において、従来の流砂量式を用いて河道を輸送される土砂量を求める場合、河道の形態や流れの特性を明らかにすることが必要である。

ここでは、山地河川が、その変動過程において、土砂輸送に対してどのように関与しているかを VTR に

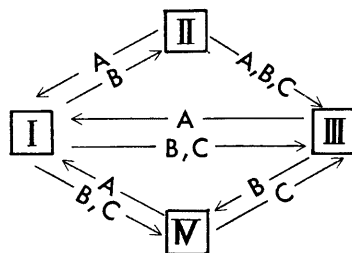


Fig. 7 The interrelationships among the categories.

A: Decrease in discharge,
B: Increase in discharge,
C: Change of stream course.

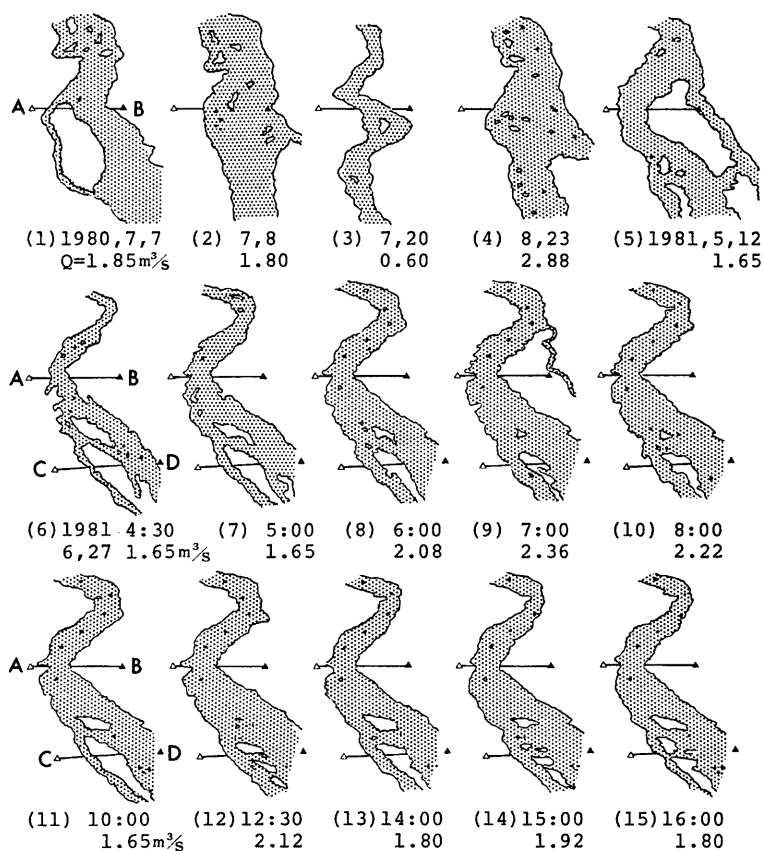


Fig. 8 A view of flowing state and channel variations during a flood on the Ashiaraidani from the recorded T V video tape. A-B, C-D: 10 m, A-C, B-D: 20 m.

よる洪水の動態観測によって明らかにすることを目的としている。

山地河道において、掃流による砂れきの移動形態は、

- I 河床のアーマコートの破壊がなく、上流から供給された砂れきのみが、河道の輸送能力に応じて移動する。
- II 河床のアーマコートが破壊され、河床を構成する砂れきが移動する。
- III 溪岸侵食によって溪岸を構成する砂れきが移動する（Iに近い形態）。
- IV 流路変動によって新たな河床の砂れきが移動する（主流路の変動によるアーマコートの破壊によって砂れきが移動する場合はIIに近い形態）。

に大別することができる。

以上のような流路形態と流砂機構は流量の変動や上流からの流砂によって変化し、その変化の過程は

Fig. 7 に示すとおりである。

Fig. 8 は VTR によって録画された映像から流路の状態を写し取ったものである。図中の流路は固定されたカメラによって撮影されたもので、流路の形態は異っているが同一地点であり、標式 A-B および C-D の距離は約 10m, A-C および B-D の距離は約 20m である。

Fig. 8 に示される流路形態の観測結果は次のように要約される。

- (1) 砂れきの流出量が多い場合に流路の変動が大きく[(1)→(2)], 流砂量が少ないと流路の変動は小さい[(2)→(4), (6)→(15), Fig. 11 参照]。
- (2) 流量の減少によって流路の形態が大きく変化するが[(2)→(3)], 流量の増加によって再び同じ形状の流路が現われる[(4)→(2), (9)→(5)]。
- (3) 流量が等しい場合でも、河床が低下すると流路形状が変化する[(5)→(6)]。
- (4) レジーム論で説明される流量 Q と河幅 B の関係, $B=aQ^{\frac{1}{3}}$ において、河幅を水面幅としたとき $a=3.5$ となる。

流路変動が大きい山地河道において、砂礫の移動現象を議論するためには、河道の局所的形状を考慮した河床勾配、河床砂礫の粒径、流量、流路幅、水深、上流からの流砂に関する資料が必要である。

ところで、従来の流砂量式を用いて実河川における流砂量を予測しようとする場合、自然流路において、上記の資料を得ることは困難である。また、流砂量式によって実河川の流砂現象を説明しようとしても、流砂量などの観測資料が少ないことから、その適用範囲などに関して不明な点が多い。

ここでは、前述したような流路形態の観測と同時に流砂量の観測が行われており、これらの観測成果に基づいて従来の流砂量式の実河川への適用に関して若干の考察を行う。観測された流量および流砂量の時間分布は Fig. 9 に示すとおりである。なお、観測された流砂量 q_b は、粒径が 10 cm 以上のもので、それらの粒径分布 $f_b(d)$ は Fig. 10 のように表わすことができる。

Fig. 10 において、平水時の河床のアーマコートの粒径分布 $f_a(d)$ 、土石流堆積物の粒径分布 $f_d(d)$ が示されている。

ところで、流出礫の最大径が求められると、流出砂礫の粒径分布 $f_b(d)$ は

$$F_b(d) = \frac{100}{F_d(d_{b\max})} \cdot F_d(d) \quad \dots\dots\dots (4)$$

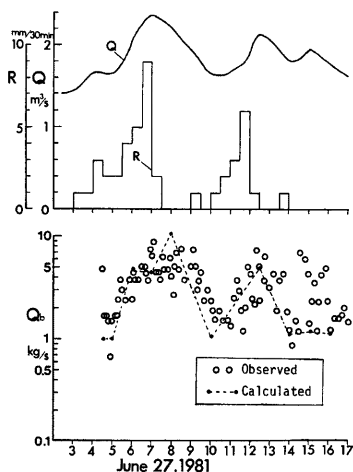


Fig. 9 An example of the measurement of the rainfall (R), the discharge of water (Q) and the observational results and the calculation results of sediment discharge (Q_b) at Ashiaraidani river.

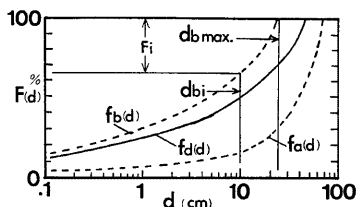


Fig. 10 The particle size distribution on the armoured bed materials $f_a(d)$ and the transported sediments $f_b(d)$.

のように表わすことができる。ここに、 $F_b(d)$ は粒径分布 $f_b(d)$ において粒径 d の累加百分率、 $F_d(d_{bmax})$ および $F_d(d)$ は粒径分布 f_d における累加百分率を示している。

したがって、粒径 i 以上の礫 d_i の流出量が全流砂量 Q_b に占める割合 F_i は、

$$F_i = 100 - F_b(d_i) \quad (\%) \quad \dots\dots\dots (5)$$

のように表わすことができる。

そこで、全流砂量 Q_b は、

$$Q_b = (q_b / F_i) \times 100 \quad \dots\dots\dots (6)$$

のように表わすことができる。ここに、 q_b は粒径 d_i 以上の礫の流出量の実測値である。

一方、山地河川を対象とした流砂量式に関して、芦田・高橋・水山の研究¹⁹⁾があり、その成果に基づいて流砂量の計算を行うことができる。

平滑な観測用水路を移動する礫は、その直径が水深より大きいものも非常に多く、水面に露出したものは容易に識別できる。5分ごとに1分間の総流出数と最大粒径が求められている。流砂量は、平均粒径を最大粒径の1/2とし、その礫の重量を密度2.6の球体として求められる。さらに、Fig. 9 に示す総流砂量は最大粒径、土石流堆積物の粒径分布から、(4)、(5)および(6)式を用いて求められている。

一方、流砂量式による計算に際して、平均水面勾配はプール内の勾配 $I=0.05$ 、流れの幅は主流の幅（水面幅の約1/3）、流出砂礫の平均粒径は実測された最大粒径 d_{bmax} から推定されるものとしている。流砂量の計算は、Fig. 8 の(6)から(15)の流路形態の発生時について行われた。

以上のようにして得られた観測値と計算値を Fig. 9 において比較すると、それらの値はオーダー的には等しく、流砂量式の適合性が良いことが分かる。

一方、流砂量を流量のみの関数として、実用的で簡単な流砂量式が検討されているが、Fig. 11 は足洗谷本川における流量と流砂量の関係を示したものである。この図から明らかなように、流量と流砂量の関係は出水ごとに異っており、Fig. 8 に示されるように、流路形態などの場の条件および土砂生産の特性に支配されるものと考えられ、流砂量 $Q_s(\text{kg/s})$ は流量 $Q(\text{m}^3/\text{s})$ によって、

$$Q_s = aQ^b \quad \dots\dots\dots (7)$$

のように表わすことができる。ここに、 a および b は流域における土砂生産の特性や流路形態によって決定されるもので、この流域では $0.1 < a < 0.01$ 、 $4 < b < 6$ の範囲となっている。

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現象は、シュート・プールからなる河道の特性、とくにプール内での土砂輸送能力に支配されている。このような河道における砂れきの流出過程については、前報¹³⁾ において検討し

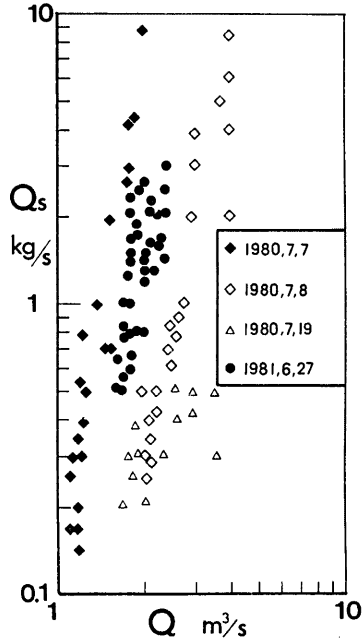


Fig. 11 Relation between flow rates and sediment discharge on the Ashiaraidani river.

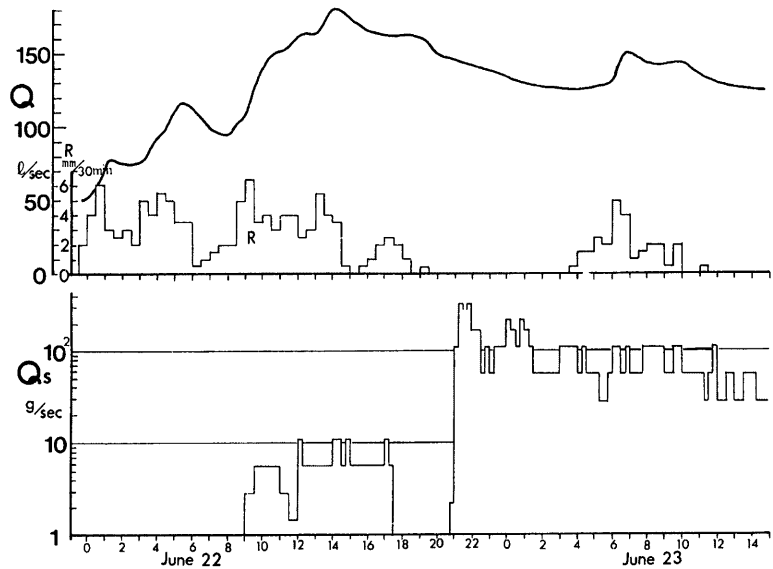


Fig. 12 An example of the measurement of the rainfall(R), the discharge of water (Q) and sediment (Q_s) on Hirudani river.

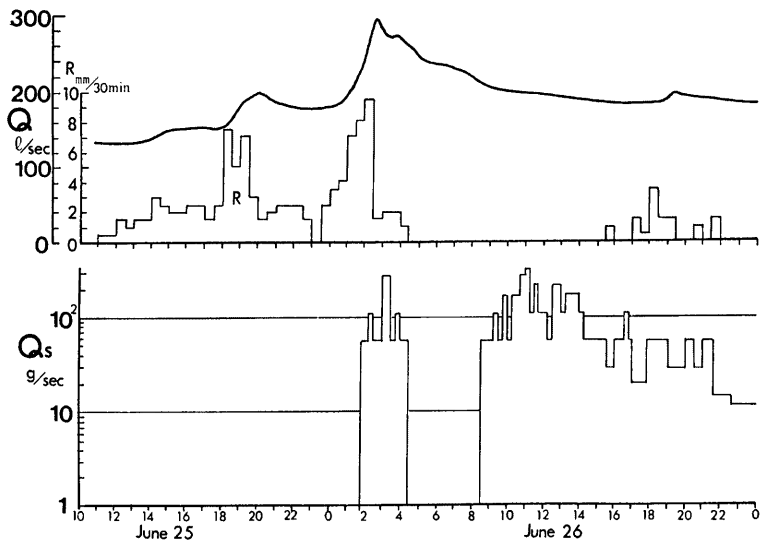


Fig. 13 An example of the measurement of the rainfall (R), the discharge of water (Q) and sediment (Q_s) on Hirudani river.

ているが、さらに土砂流出に関する実態を明らかにするために、同様の観測が行われた。

今年度の観測結果は、**Figs. 12** および **13** に示すとおりで、ヒル谷本川の河床堆砂量の分布は **Fig. 14** に示すとおりである。

まず、**Fig. 12** について土砂流出現象を検討してみよう。6月22日に発生した洪水によって、ヒル谷出口で今年最初の土砂流出が発生している。この時点における本川河床の堆砂状態は、**Fig. 14** に示すように、下流部の出口付近において堆砂量が非常に少なく、プールの大半は空になっていた。

従来の観測によれば、プールの堆砂量が多い場合、流量が約 50 l/s を超えると流砂が発生している。今回、流砂の発生は流量が 100 l/s を超える時点で約 5 時遅れており、この理由として、上流のプールに堆積した土砂が途中の空のプールを埋めながら、下流へと輸送されたことが考えられる。

ついで、流量が 100 l/s を超えているにもかかわらず、流砂がなくなる現象が認められる。これは、**Fig. 14** に示されるように河床堆砂量の分布やプールの容積の分布が均一ではないことから場所によって流砂量が異なり、そのために出口付近のプールに砂れきの堆積が一時的になくなったものと考えられる。

ヒル谷出口に多量の土砂流出が発生するのは、流砂が一時的になくなってから約 3 時間後で、急激に流砂量が増加していることが特徴である。このような流砂現象は空のプールを埋めながら砂れきが観測点に到達する際に現われる特徴である。

その後、流量がほぼ一定で継続するが、流砂量は徐々に減少し、24日の時点では流量が 100 l/s を超えているにもかかわらず、流砂がなくなる。これはプール内に堆積した砂礫が流出し、プールが深くなり砂れきの輸送能力が減少したことによるものと考えられる。

Fig. 13 は前述した洪水に引き続いて発生した洪水によって発生した土砂流出量の時間的変化を示したものである。この図において明らかなように、土砂流出は流量が前期洪水の最大流量を超えた時点で発生している。これは前の洪水で流出せずにプール内に貯留されていたものが、前期洪水の最大流量を超える流量が発生したことによるものと考ええる。また、ここでも流砂が一時的になくなるが、この時点の輸送能力で輸送される砂礫が観測点上流の河道のプールになくなったものと考ええる。その後、再び急激な土砂流出が発生するが、この時点において流量は徐々に減少しており、ヒル谷出口で観測された砂礫はプールを埋めながら流出してきたものと考えられる。なお、前回の洪水による土砂流出量は約 1 m³ となっており、**Fig. 14** に示されている河床堆積土砂量の大半が流出したものと考えられ、これらの砂礫は今回の洪水によって支川から本川に新たに供給されたものが流出していると考えられる。

以上のように、シュート・プールが連続する河道における土砂流出現象において、プールの大きさがその地点の輸送能力を決定するとともに、プールの堆砂量の変化によって輸送能力が変化している。したがって、プールはその規模に応じて流砂量を調節しており、規模の異なるプールが連続する河道における土砂流出現象は流出の過程で変形されて伝播され、流砂量をその地点の水理量のみで説明できない理由の 1 つとなっている。

4.2 河床堆砂量と土砂流出

シュート・プールからなる山地河道における土砂流出現象は、**Fig. 15** に示す流量と流砂量の関係のように、流量のみで説明することが困難である。

一方、前報において述べているように、河道に分布する各プールの規模や堆砂量を調査し、上流からの流

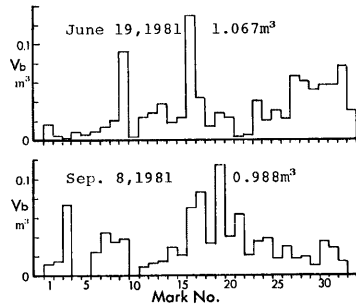


Fig. 14 Sediment storage variation in every 20 m on the course of the Hirudani stream channel.

砂量と流量が分かれば、土砂流出過程を計算によって明らかにすることが可能である。しかし、このような方法をすべての山地河川における土砂流出の予測に適用することは困難である。

したがって、このようなプールの特性、とくに、プールの堆砂量を1つのパラメーターとして、Fig. 15に示される流量と流砂量の関係を整理することによって、よりの確に流量と流砂量の関係が説明されるものとする。

ここでは、河道区間のプールの総堆砂量をパラメーターとして、流量と流砂量の関係をみると、堆砂量が多いほど流砂量が多くなる傾向が認められる。

なお、Fig. 15 に示している堆砂量は、土砂流出の発生する前のもので、その後、新たに支川から供給される土砂量は含まれていないので初期の条件のみを表わしたものである。したがって、土砂流出現象の後半になると、堆砂量が変化するので、流量と流砂量の関係も変化することになる。

以上のように、堆砂量をパラメーターとする方法に関しても、堆砂量および支川からの流砂量を的確に評価することが、今後の課題となっている。

5. 結 語

山地流域における土砂流出は複雑多岐な現象を示しているが、本文においては、土砂生産として、裸地およびガリ壁面の侵食、土砂輸送に関して、シュート・プールの河道の堆砂および流路変動のある河道における流砂現象を対象として、観測・調査結果について若干の考察を行った。ここに、その成果をまとめて結語とする。

(1) 足洗谷に発達する裸地やガリにおける侵食の実態を明らかにするとともに、侵食機構に関して、裸地斜面の侵食量と勾配、およびガリ壁面の侵食量とガリ壁面の高さの関係について、若干の知見が得られた。

(2) 足洗谷本川において、急勾配の山地河川における土砂流出の実態および流路形態を明らかにするとともに、流路や砂れきの状態および流れの状態を的確に評価することによって、従来の流砂量式の適用性を明らかにした。

(3) ヒル谷本川において、シュート・プールが連続する河道における流砂の実態を明らかにするとともに、流量から流砂量を予測する際、河道プールの堆砂量をパラメーターとすることが1つの有効な手段となる可能性を明らかにした。

最後に、本観測研究に関して、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、ガリ壁面の侵食の測量に際して、地形土壤災害部門の横山康二技官による協力があった。ここに記して、深く感謝する。

なお、本研究の一部は、昭和56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。

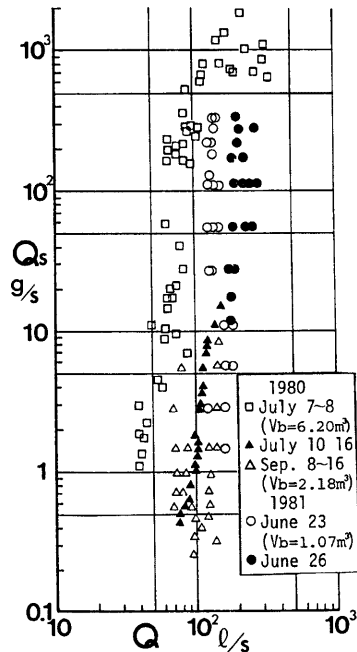


Fig. 15. Relation between flow rates and sediment discharges on the Hirudani river.

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—, 京都大学防災研究所年報第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), 京都大学防災研究所年報第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), 京都大学防災研究所年報第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), 京都大学防災研究所年報第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), 京都大学防災研究所年報第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) 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.
- 16) 芦田和男・高橋 保・水山高久：山地河川の掃流砂量に関する研究, 新砂防, 107号, 1977, pp. 9-17.