

## 山地流域における出水と土砂流出 (17)

芦田 和男・沢田 豊明・江頭 進治

### RUNOFF PROCESS, SEDIMENT YIELD AND TRANSPORT IN A MOUNTAIN WATERSHED (17)

By *Kazuo* ASHIDA, *Toyoaki* SAWADA  
and *Shinji* EGASHIRA

#### Synopsis

The study of the sedimentation system such as detachment, transportation and deposition of sediments are necessary to develop a method for evaluating sedimentation processes in a drainage basin. Setting up the experimental basin in the Ashia-raidani creek (7.2 km<sup>2</sup>) of the Jintsu river where various phenomenon of sedimentation are occurring, observational studies have been carried out since 1966 in order to investigate sediment phenomena.

In this study, four problems are discussed;

(1) The relation between sediment yield and rainfall, slope grade and etc. are examined, to clarify actual condition of sediment yield in various slopes. (2) The relation between sediment runoff and sediment storage in the steep channel with pools were investigated in the Hirudani (0.85 km<sup>2</sup>). (3) The occurrence of debris flow were investigated with attention focused on rainfall intensity and infiltration in the Shiramizudani. (4) The numerical simulation of the debris flow control by crib dam was made, and compared with observed data in the Shiramizudani (2.1 km<sup>2</sup>).

#### 1. 緒 言

流域における河川環境を予測し、水資源および災害などに関係する諸問題を解決するためには、土砂流出現象を明らかにすることが重要な課題となっている。このような課題を解明するために、種々の土砂流出現象が発生している神通川水系上流の足洗谷流域にモデル流域を設定して、1966年より継続して観測研究を行なっている。

本研究の特徴は、土砂流出を1つのシステムとして取り扱っていることであり、さらに土砂流出を形態別に分け、各形態ごとに試験流域を設けて観測・調査を行なっていることである。河床変動が少なく比較的安定した河道における掃流砂の観測は、足洗谷流域のヒル谷流域 (0.82 km<sup>2</sup>) において、流路変動を伴う流砂の観測は足洗谷本川 (6.5 km<sup>2</sup>) において、土石流の観測は足洗谷上流の白水谷 (2.1 km<sup>2</sup>) において行なわれている。土砂生産は足洗谷流域を含む高原川流域 (782 km<sup>2</sup>) の浅井田ダム上流の試験流域 (472 km<sup>2</sup>) に試験斜面を設定して調査・観測を行なっている。

ここでは、1987年(昭和62年)に行なわれた観測・調査の成果をまとめ、従来の研究成果<sup>1)~22)</sup>に基づき、土砂生産・流出について若干の考察を行なっている。

## 2. 観測流域および観測・調査の概要

神通川水系の高原川流域に設定されている観測・調査流域は、Fig. 1に示すように、その流域界には3000 m級の山が連なっている。試験流域は浅井田ダムより上流で、双六川流域 (170 km<sup>2</sup>)、蔵柱川流域 (38 km<sup>2</sup>)、平湯川流域 (59 km<sup>2</sup>) および蒲田川流域 (100 km<sup>2</sup>) に大きく分けられる。これらの流域は、地形、地質および気象的にも変化に富んでおり、土砂生産および流出の形態も多種多様である。土砂生産の調査・観測は全流域を対象として行なわれているが、土砂流出については蒲田川流域の支流の足洗谷において観測が行なわれている。

土砂生産の観測・調査は、斜面勾配に応じて測定法を変えて行なわれている。斜面勾配が安息角より緩い場合、クイによる侵食量の測定法を採用した。斜面勾配が安息角より急な場合、採集箱による方法を用いた。さらに、斜面勾配が急なガリ壁面においては、光波距離計による測定を行なった。なお、測定地点は、Fig. 1に番号で示すとおりである。土砂流出に関する総合的な観測が行なわれている足洗谷流域はFig. 2に示すとおりである。土石流の観測は、足洗谷の支流の白水谷において3台のTVカメラからなる観測システムによって行なわれている。土砂流出の観測は、足洗谷本川とヒル谷本川において行なわれている。足洗谷本川では、流量と流砂量がコンクリート製水路で測定され、本川河道の試験区間 (200 m) では洪水後の河床形状が測定されている。ヒル谷本川では、本川出口で流砂の採集と流砂量の測定が行なわれ、流砂のある支川と本川の河道堆砂量の変化の測定が洪水後に行なわれている。今年、白水中心の土石流発生域において降雨の河床堆積層への浸透状態を測定するために、河床に間隙水を感知するセンサーを埋め込んだ。このセンサーは10個の電極から構成されており、地表から10 cm間隔で埋設されている。このセンサーは間隔が約1.2 cmの電極からなっており、この電極の間の土砂の間隙に水が入って電極間の電気抵抗が減少することを利用しており間隙が水で満たされたときの電気抵抗が約13 Kオームであり、この値を敷き値とするOn, Off信号がTVの映像と共に観測所に送られている。なお、土砂生産お

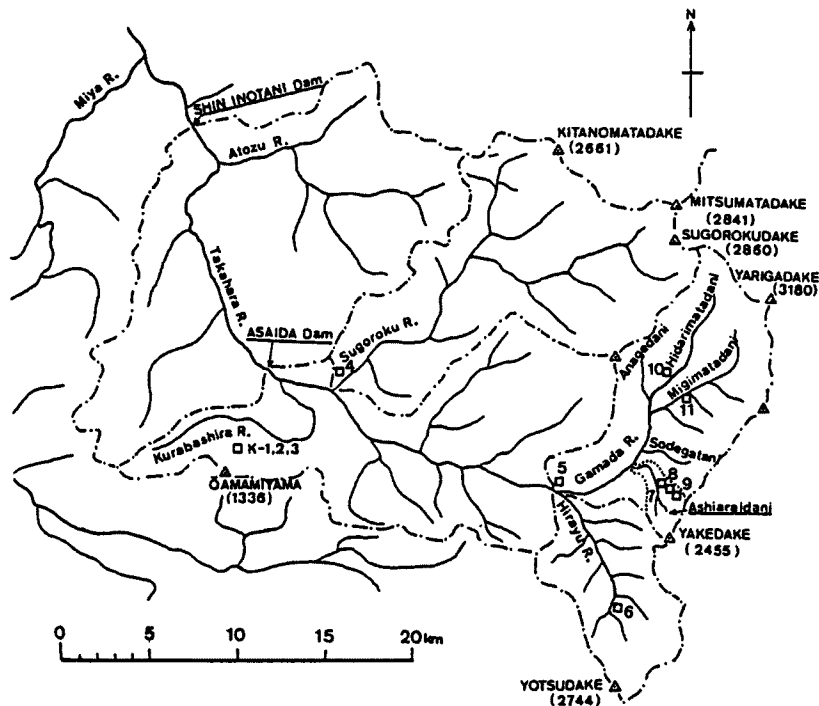


Fig. 1. Plan of the Takaharagawa experimental basin. The number 1,2,3, ..., 11 in the figure represents the observation sites of bare slope erosion.

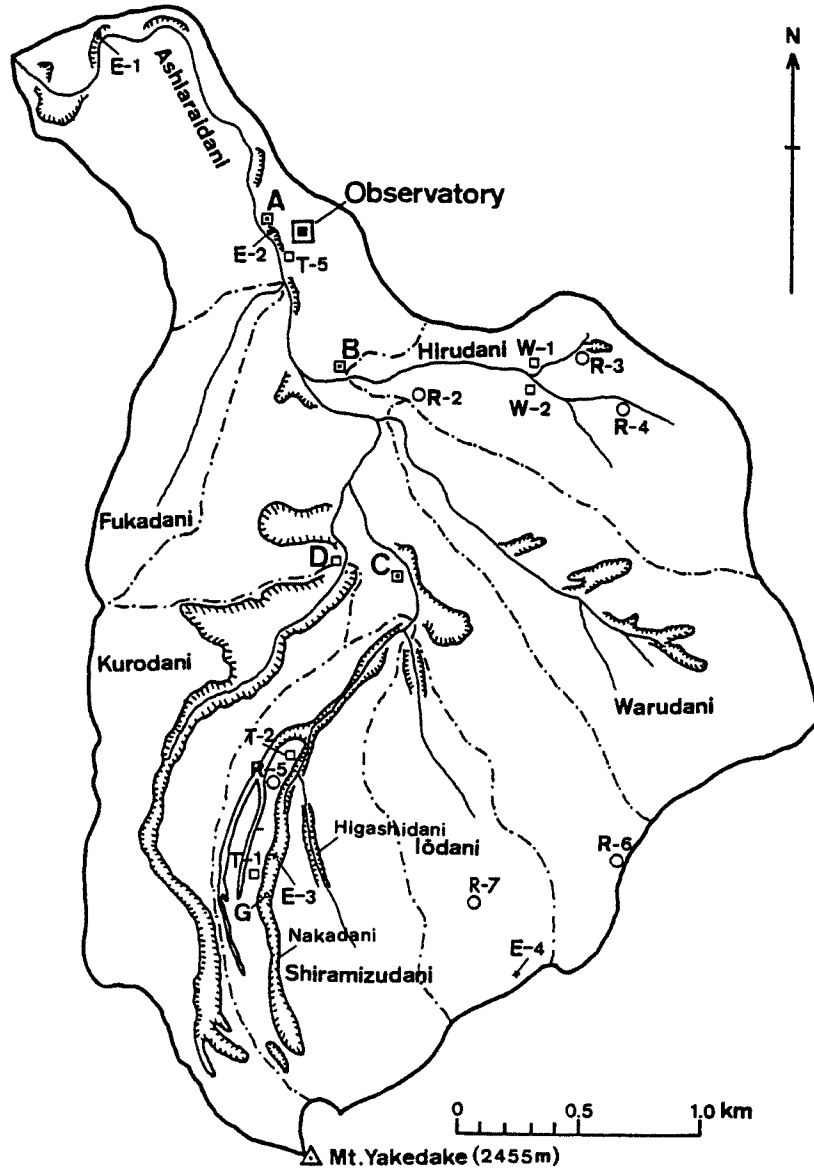


Fig. 2. Plan of the Ashiaraidani experimental basin and the arrangement of equipment for observation. The symbols in the figure are; A: Fukadani station, B: Hirudani station, C: Shiramizudani station, D: Kurodanistation, E: Observation area of erosion, G: Ground water sensor, R: Raingages, T: TVcameras, W: Water level gages.

よび流砂量の測定法については、前報に述べているので省略したい。

### 3. 裸地斜面からの土砂生産

裸地斜面は降雨などの外力が直接作用するため、侵食されやすい。このような斜面からの土砂流出量の予測法を明らかにすることを目的として、このような斜面における土砂生産の実態の観測・調査を行なっ

た。それらの成果に基づいて、若干の考察を行なう。

3.1 斜面勾配が安息角より緩い場合

斜面勾配が安息角より緩い場合は、斜面における砂れきの移動を引き起こすものとしては表面流、雨滴、霜柱、風などが考えられる。ところで、観測・調査を行なった斜面は、その表面に水みちなどの発達も認められず、斜面長が1 mに設定されているため降雨があっても表面流が発生しないものと考えられる。このような斜面の表面を構成する土砂れきの粒径分布は非常に広く火山灰から直径30-50 cmの礫も点在するが、その大半は直径1 cm以下の細粒成分が占めている。クイによる測定は、細粒径の部分において春(5-6月)と秋(10-11月)に行なわれている。その結果はFig. 3に示すとおりである。この図において、縦軸は斜面の侵食深E (cm/年)、横軸は斜面勾配θをsinθで示している。この図には1982年からのデータが示されているが、斜面勾配が急になるほど侵食深Eは大きくなる傾向が認められる。これらの関係は、一般的な形として、

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

のように表すことができる。ここに、aの値は観測年によって異なるが、地域性や外力に支配されるものと考えられる。このように、表面流の発生がほとんどないと考えられる斜面において侵食深が勾配に支配されていることは、次のように考えられる。冬期間、凍上・融解が卓越するこの地域において、長さが約5 cmの霜柱が発生している。

この霜柱によって直径1 cm程度の礫も持ち上げられ、その土砂礫はこの霜柱の融解や倒壊によって斜面の下流方向に移動する。その土砂礫の融解による1回の移動距離は、斜面勾配をθ、霜柱の高さをhとすれば、tanθ・hで表すことができ、霜柱が倒れた場合は霜柱の高さhそのものになる。このようなことから、表面流の発生によらない場合でも侵食深が斜面勾配に支配されていることがわかる。さらに、雨滴による斜面上の土砂の飛散距離も斜面勾配に支配されることから、このような斜面における侵食速度が斜面勾配に関係していることがわかる。なお、侵食深を冬期と夏期と比較すると、冬期の方が大きな値を示しており、ここでは凍上・融解が卓越しているものとする。なお、式(1)の関係が3乗になる理由、さらに、hや霜柱で持ち上げられる土砂の厚さは何に依存するのか、その他、風による微細粒子の移動などについて考慮する必要があるものと考えられる。

3.2 斜面勾配が安息角より急な場合

斜面勾配が安息角より急である場合は、外力が加わらなくても斜面上の粒子の結合力がなくなることによって、粒子が斜面を落下する。ここで対象とした裸地斜面は、地形、地質などを考慮してTable 1に示すような斜面勾配、圧縮強度の斜面とし、斜面長は3 mから8 mである。なお、測定斜面の分布は広い範囲にあるので、降雨条件や凍上・融解などの条件が異なることも考慮する必要がある。

まず、Table 1について各斜面の特性について述べる。No. 1, 2, 3は比較的距離も近く、同一の流紋岩に属しているが、岩質と風化の程度が異なっている。No. 3地点は石英斑岩質で花こう岩のマサ状の

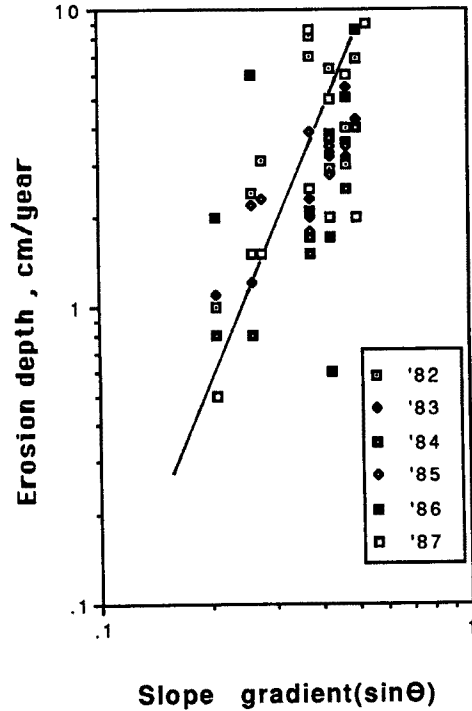


Fig. 3. Relationship between erosion depth (E) and slope gradient (θ) on bare slopes.

Table 1. Characteristics in the experimental plots and their average sediment yields

Station No.	Geology	Compressive strength (Kg / cm <sup>2</sup> )	Slope (degree)	Particle mean size in the slope materials (mm)	Sediment yield Apr. 8 - Dec. 2 Kg / 34 week * m <sup>2</sup>
1	Rhyolite	5.0	52	2.4	12.48
2	Rhyolite	10.5	54	4.1	16.69
3	Rhyolite	3.3	50	1.2	11.73
4	Granite	1.2	43	1.3	35.56
5	Paleozoic	4.3	50	1.5	7.04
6	Paleozoic	3.8	60	2.5	32.61
7	Volcanic	0.9	55	10.0	16.49
8	Rhyolite	0.6	42	0.9	13.43
9	Rhyolite	0.5	35	1.7	6.90
10	Rhyolite	2.0	50	2.1	—
11	Granite	2.8	48	2.6	—

風化を示しており、この3地点の中で最も脆い状態にある。No. 1地点は凝灰岩質で風化はNo. 3地点と同様に進んでいるが、基岩の性質により若干粘土質のものも多く、No. 3地点のものより脆くはない。No. 2地点のものはNo. 3地点と同様の岩質であるが、風化の程度は小さい。一方、同じ流紋岩であってもNo. 8, 9および10のものは前者とはその起源や岩体が異なり、とくにNo. 8, 9では破碎構造が発達し、温泉作用によって風化が著しく進んでおり、圧縮強度は測定斜面の中でもっとも小さいことが特徴である。しかし、この斜面を構成する土砂の中には粘土成分が含まれており、粘着力も考慮する必要がある。

花こう岩はこの地域では旧期のものと新期のものに分けられる。旧期のものはNo. 4地点に分布しており、双六川流域の大半を占めている。風化はマサ状に発達しているが、その厚さは1 m程度である。圧縮強度は非常に小さく、その上粘土分が少なく粘着力は小さいことが特徴である。新期の花こう岩はNo. 11に分布し、穂高連峰の基盤を形成し、急勾配の山腹を形成している。その風化層は浅く、基岩の露出する部分も多い。古生層はNo. 5および6地点に分布している。岩質は粘板岩、砂岩、石灰岩、輝緑凝灰岩、チャートからなっている。なお、粘板岩・砂岩の互層からなる部分は細かく節理が入り破碎されている部分が多く、破碎面から剥離しやすくなっている。調査地点No. 5および6はこのような状態になっている。なお、石灰岩、輝緑凝灰岩の部分は比較的大きなブロックで節理が入っており、比較的堅牢である。火砕流堆積物はNo. 7地点に分布するが、焼岳を中心に谷に沿って段丘状に分布している。この堆積物は焼岳の火山活動に由来するもので、比較的新しく未固結であるため水流などの侵食に対して非常に弱く、ガリ侵食が著しい。

裸地斜面の侵食に対する抵抗力の目安として圧縮強度の測定を行なった。圧縮強度の測定は簡易型の土壌強度計を用いて行なわれた。測定は風化岩盤では割れ目、土砂礫の部分では土砂の部分において、約1 m<sup>2</sup>の範囲で50点以上の測定を行なった。Table 1の値はそれらの平均値を示したものである。斜面勾配は斜面長が3-8 mの斜面の平均値である。斜面を構成する土砂の平均粒径は、斜面の表層(約10 cm)から採集したものによって求められた。

以上のような特性を有する裸地斜面からの土砂生産量は、1週間ごとに採集された土砂について求められ、その重量と粒径分布が測定されている。調査期間は1987年4月8日から12月2日までの34週間である。

まず、観測・調査資料に基づいて、土砂生産量と圧縮強度および斜面勾配の関係について検討してみよう。Fig. 4は圧縮強度をパラメータとして、土砂生産量と斜面勾配の関係を示したものである。土砂生産量の値は、1週間単位で平均されている。この図において、土砂生産量と斜面勾配の関係は、全体とし

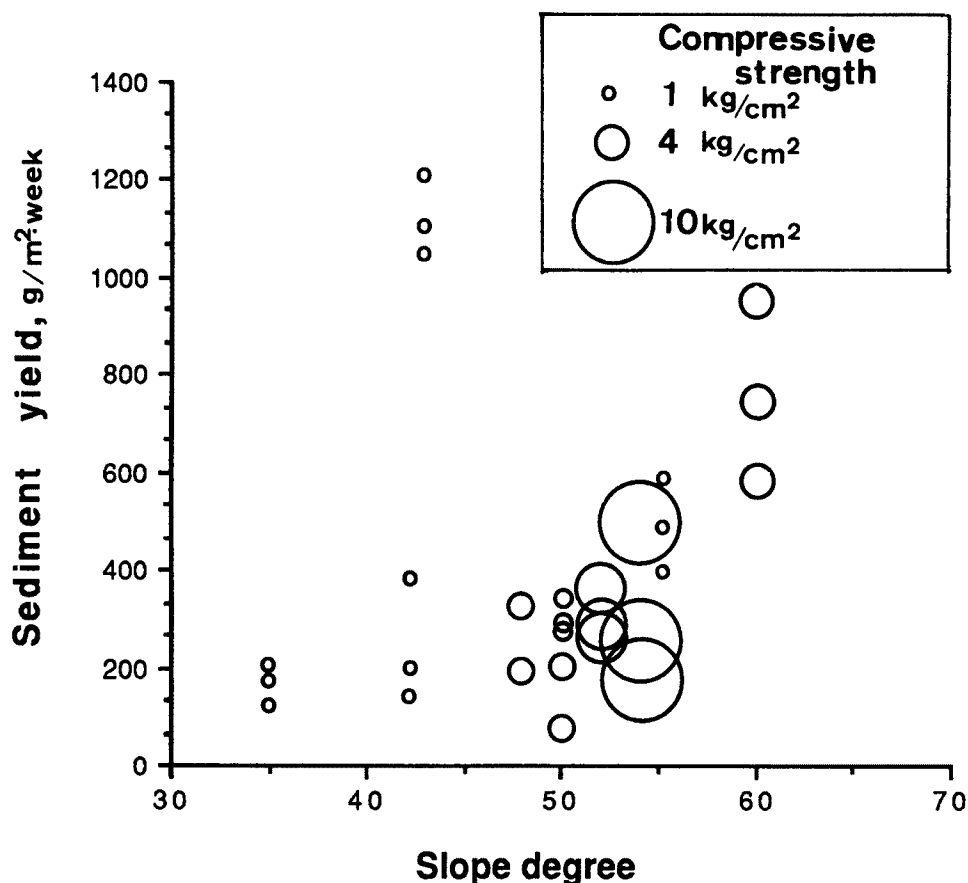


Fig. 4. Relation between slope gradient and the rate of sediment yield.

て見ると斜面勾配が大きくなると土砂生産量が大きくなる傾向にある。また、圧縮強度をパラメータとして土砂生産量と斜面勾配の関係をみると、圧縮強度の大きいものは土砂生産量が少ない傾向にある。しかし、部分的に見ると、必ずしもそのようになっていない。

このような理由として、斜面構成材料の粘着性、局所的な斜面勾配、凍上・融解の発生条件などの相違も考慮する必要がある。

一方、土砂生産量と外力の関係について検討してみると、凍上・融解については、その発生と土砂生産量の関係を考察するのに十分な資料は得られていないが、凍結・融解によると考えられる土砂生産が、3、4月と11、12月に多く、降雨量が少ないにも係わらず、生産土砂量とその粒径が大きいことが特徴である。このような凍結・融解の他に、外力として考えられる降雨特性について検討する。まず、土砂生産量と総雨量の関係について、雨量計が最も近くにあるNo. 7地点のものについて1985年から1987年の観測結果をFig. 5に示す。この図において、土砂生産量 $E$ は1週間の単位面積当たりの土砂量、総雨量 $R$ は1週間の総量である。この図において明らかなことは、5月以降、全体的な傾向として土砂生産量が減少している。このことは凍上・融解によって斜面表層の土砂が斜面から浮き上がり移動しやすくなったものが減少していることを示している。このように斜面表層の状態は一年を周期として変化している。凍結融解による土砂の崩落がなくなった後は、降雨による土砂の移動が支配的になるものと考えられる。Fig. 6は降雨量と土砂生産量の関係を示したものである。図中の(a)は総雨量、(b)は時間雨量6mm以上の総雨量について示してある。この図において、時間雨量6mmと土砂生産量の相関がよく、降雨強度が斜面における土砂の移動に関係していることが分かる。このような斜面では降雨強度が6mmを超えると斜面上に表

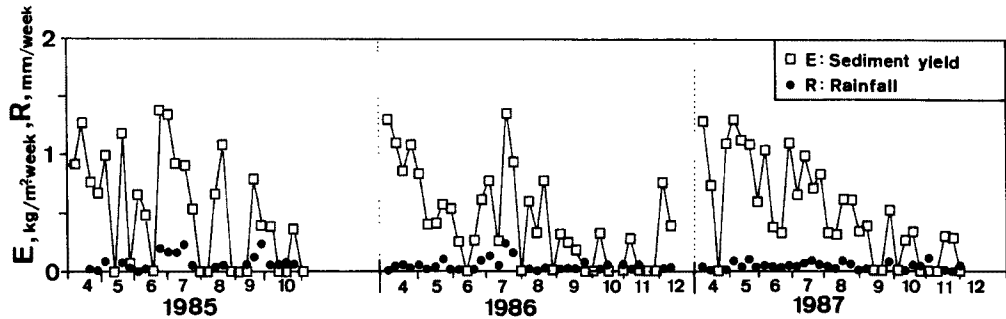


Fig. 5. Relation between rainfall ( $\times 100$  mm/week) and the rate of sediment yield ( $\text{kg}/\text{m}^2 \cdot \text{week}$ ) at No. 7 station.

面流が発生し、土砂が流出するものとする。その他、降雨がすくないにも係わらず土砂生産量が比較的多い場合もあるが、このような原因として斜面の乾燥や日射による表土の膨張なども考えられる。以上のように、斜面における土砂生産は外力と斜面の表面の状態によって種々に変化する。このような変化は、年周期で変化するものとするが、ここでは凍上・融解と降雨が大きな役割を演じているものとする。

降雨強度が大きいとき、このような裸地斜面で雨水がどのような挙動を示すのかは明らかではないが、観測されている斜面では、顕著な水みちやリルの形成は認められない。しかし、降雨強度が大きい時に、細粒成分の土砂が多い傾向にあることから、斜面上に細粒成分を洗いだすような薄い流れが存在するものとする。また、降雨強度が小さく、そのような流れがない場合でも雨水の浸透による粒子間の結合力の低下が生じ、砂粒子が斜面を落下するものとする。その落下の際、斜面の凹凸に比較して大きな粒子ほど途中の斜面で停止することは少ないが、小さなものは途中の斜面の凹凸に取り込まれて停止し、再び降雨強度が大きくなった際に洗い出されて移動する形態を取るものとする。

その他、凍上・融解や降雨がない場合でも土砂の生産がある場合がある。このような理由として、風や日射による地表面の膨張などが考えられる。

以上のように、裸地斜面における土砂生産の形態は非常に複雑であるが、ここに述べた斜面においては凍上・融解および降雨が重要な外力となっている。

### 3.3 ガリ壁面の侵食

固結度の低い火山堆積物や河岸堆積物は、流水などの侵食を受けやすく、ガリ壁や溪岸の崖を形成することが多い。これらの急勾配の斜面における土砂生産は、河川へ流入する土砂の供給源として非常に重要である。このような斜面から崩落した土砂の堆積部が流水によって侵食される場合、斜面の侵食後退は元の斜面に平行して進んでいる。ここで対象としている斜面は、焼岳火山の火砕流・土石流堆積層を侵食し

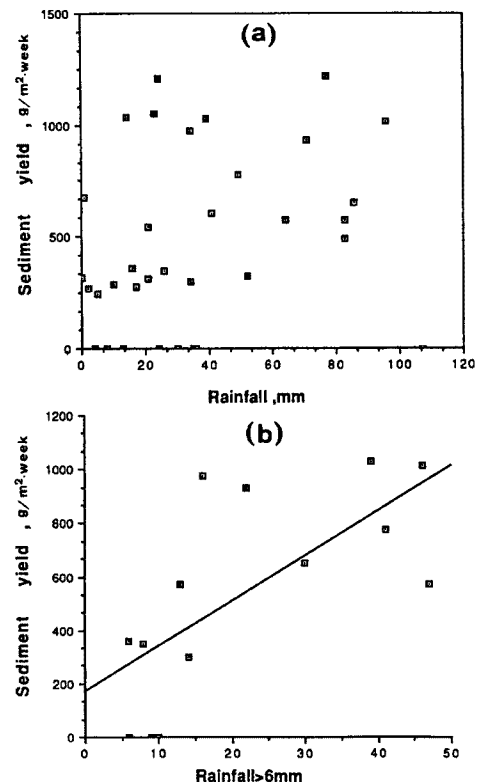


Fig. 6. Relation between rainfall ((a): total, (b):  $> 6$  mm/hour) and the rate of sediment yield at No. 7 station.

て形成されたガリ壁面で、その高さは最大 30 m 程度で、その構成物の粒径分布は火山灰から巨礫まで広い粒度分布を有する。このようなガリ壁面の侵食による後退量は、春（5月）と秋（11月）に光波測量によって求められている。測定された侵食深  $D$  (m/年) とガリ壁の高さ  $H$  (m) の関係は、Fig. 7 に示すとおりである。この図には 1981 年から 1987 年までの測定値が示されているが、各年によって侵食深とガリ壁の高さの関係は若干異なるが、全体的な傾向として、それらには比例の関係が認められる。

このような関係が認められる理由として次のように考えられる。このガリ壁を構成する土砂礫の粒径分布が 1 mm 以下の火山灰から 1 m 以上の巨礫まで含んでおり、凍上・融解および風などによってガリ壁の微細粒子が離脱を繰り返すことによって、大きな礫が壁面から露出し、その礫の重量を支えきれなくなって、その礫の周囲の壁面の破壊が生じ、礫と周囲の土砂が落下する。礫と同時に落下する周囲の土砂量は、現地における試験の結果、礫とほぼ同様の体積であることが分かった。以上のように、微細粒子の他に大きな礫を含む場合、侵食量が大きくなることが分かる。このようにして壁面が侵食されると同時に、壁面から離脱した礫が落下の途中で壁面に衝突して、新たに壁面を侵食するので、その壁面が高ければその機会が多くなり、侵食深が壁面の高さに比例するものと考えられる。

以上のようなガリ壁面の侵食を従来の方法で防止することは非常に困難であり、新しい工法の開発が重要な課題となっている。このガリ壁面の侵食は、前述したように凍結・融解の発生が重要な役割を演じており、壁面の侵食を防止するためには壁面付近の凍結・融解を防止することが必要であると考えられる。そこで、凍結・融解を防止するために、試験的に足洗谷のガリ壁面に樹脂製の接着剤を噴霧した。その範囲は高さと同幅が約 20 m で、7 月 10 日に施工された。樹脂の壁面内部への浸透深は約 2 cm であった。その後の観察によれば、凍結・融解の発生までは顕著な侵食は認められなかった。試験施工が行なわれた壁面と施工が行なわれていないものとの比較すれば、前者は樹脂の浸透した部分が板状に剝離・崩落しているのに対して、後者ではそのような形態は認められなかった。侵食深については特に両者の差は認められず、樹脂施工した部分においても凍結・融解が発生しており、このような方法では凍結・融解の防止は困難であることが明らかとなった。しかし、風による微細粒子の飛散による侵食は防止しているようである。

#### 4. 河道における土砂流出

##### 4.1 溪岸・河道侵食による土砂流出

流水による溪岸、河道の侵食は足洗谷流域のヒル谷と足洗谷本川において調査されている。ヒル谷流域の河道は、Fig. 8 に示すような河道からなっている。この図に示す崩壊裸地における春先の凍上・融解による生産土砂量の約 10 年間の平均は 15 m<sup>3</sup> であり、今年の土砂量は約 18 m<sup>3</sup> であった。溪岸、河道侵食は支流の 400 m、本川の 700 m の区間で発生している。支川の溪岸・河道における年間総侵食量の約 10 年間の平均は約 28 m<sup>3</sup> で、11 地点での横断測量から求められた今年の侵食状況は Fig. 9 に示すとおりである。これらの 11 地点の平均侵食断面積は約 0.08 m<sup>3</sup>/m となっている。しかし、河道全体でこのような侵食が発生することはなく、河道の痕跡などから判断すれば湾曲部などを中心として部分的に侵食が生じている。以上のような支川から流出した土砂は本川の河道を輸送される。そこで、本川河道のプールの堆

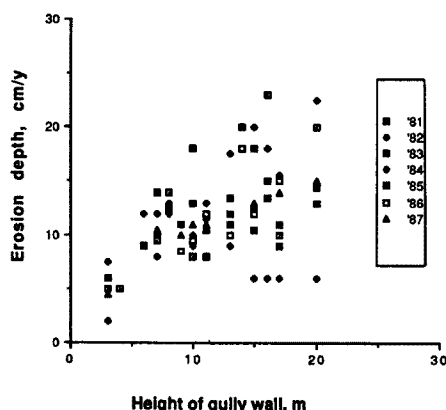


Fig. 7. Relation between height ( $H$ ) of gully wall and annual erosion depth ( $D$ ).



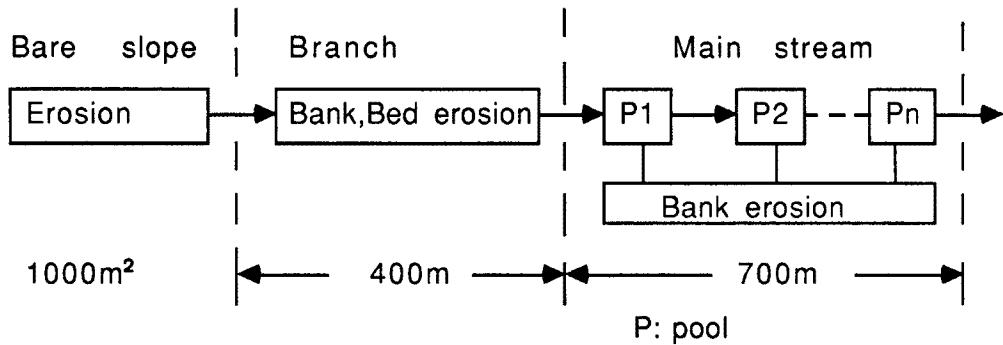


Fig. 8. The system of channel in the Hirudani basin.



Fig. 9. Channel variation in the Hirudani branch.

砂量  $V_s$  の変化とヒル谷出口の試験ダムの堆砂量から土砂流出の状態を検討する。Fig. 10 は 5 月 22 日と 9 月 11 日のプールの堆砂量を示したもので、20 m 区間のプールの総堆砂量が下流から区間の番号で示されている。5 月 22 日の堆砂量は非常に少なく、区間 No. 1 および 30 に僅かに堆砂があるのみで、プールは空の状態であった。

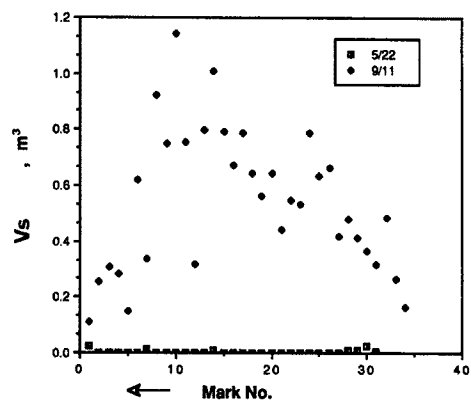


Fig. 10. Sediment storage variation in every 20 m on the course of the Hirudani stream channel.

この本川河道では、5 月 22 日、区間 No. 13 から No. 22 までの河床には表流水がなく、このような状態が 7 月 19 日まで継続しており、流砂もなかった。7 月 20 日の出水によって支川から流出した土砂が徐々にプールを埋めながら流下し、その結果、9 月 11 日の堆積状態として Fig. 10 に示すように、本川河道全体に土砂の堆積が生じた。しかし、ヒル谷出口の試験ダムには支川からの土砂は到達していない。これらのプールの堆砂量は約 21 m³ であり、その岩種から支川の崩壊地および溪岸・河道から流出したものと断定できる。したがって、プールの堆砂量の約 18 m³ は崩壊地からのもので、残りの約 3 m³ は河道の侵食によるものとする。そこで、この支川の河道侵食量について、検討してみよう。この支川の河床勾配は約 1/20 で、その粒径は最大が数 cm で平均粒径が約 0.5 cm である。この支川の流量は Fig. 11 (a) に示すとおりである。ヒル谷支川に表面流が発生するのは、7 月では 19 日、20 日および 21 日の 3 日間であり、河道の侵食と崩壊地からの土砂の輸送はこの期間に発生したものとする。従来、この支川では流量が約 2 l/s を超えると流砂が発生しており、この値を参考にして河道侵食が発生する区間長を求めると約 200 m となる。一方、ヒル谷本川のプールでは、Fig. 11 (b) および (c) に示すように流量は非常に少なく、流砂はプールを最大限に埋めながら徐々に流下したものである。今年、ヒル谷出口へ流出した土砂は、試験ダムの堆砂量から求めると約 3 m³ であった。この土砂は支川から流出してきたものではなく、ヒル谷出口の右岸に発生している石英斑岩の古い崩壊地から流出したものであった。ヒル谷本川の溪岸および河道は安山岩の砂礫で構成されているが、ヒル谷出口にはその岩種の砂礫が流出していないので、本川の溪岸侵食は少なかったものと考えられる。

今年は例年に比較して降雨量が少ないために土砂生産量も少なく、また洪水流量も小さいために溪岸侵

食量も少なかった。さらに、本川河道の輸送能力も小さいために支川からの流砂は本川河道のプールに堆積し、本川の出口まで達していない。このように、土砂流出は降雨量に支配され、土砂流出の形態や土砂量は大きく異なる。

つぎに、このような点について、従来の資料を基に若干の考察を行なう。Fig. 12は1971年から1987年までの年間流出土砂量とその時の年最大日雨量に関する時系列分布を示したものである。この図から日雨量100mm付近を境に流出土砂量が大きく異なり、100mm以下の場合流砂量は非常に少ない傾向を示している。特に1973年、1976年、1977年、1981年、1982年および1987年は流出土砂量が20m<sup>3</sup>以下であり、流出土砂の大半が支川からの土砂流出となっており、新たな崩壊や溪岸侵食などが発生しなかったものと考えられる。

ついで、流出土砂量が100m<sup>3</sup>前後のグループが認められるが、この土砂流出には本川河道の溪岸侵食や溪岸に接した裸地からの土砂流出が加わったものと考えられる。さらに、1979年の土砂流出量が他の4倍にもなっているが、年最大日雨量で比較するかぎりでは他の雨量を僅かに超えている程度である。しかし、この時新しい溪岸崩壊や溪岸・河道侵食が発生しており、それが多量の土砂をもたらした原因となっている。

このように、年最大日雨量のみに限っても、降雨量によって土砂流出量が大きく異なっている。このヒル谷流域においては、前述したように凍結・融解によって裸地斜面から生産されたもの、溪岸侵食によって生産されたもの、新たな崩壊などによって生産されたものがどのような形態で輸送されるかによって流出土砂量が大きく異なっている。したがって、山地流域からの土砂流出を予測するためには、降雨およびその流出特性と土砂生産の形態および土砂流出の形態との関係を明らかにすることが必要である。

なお、足洗谷本川においては、顕著な河床変動は認められなかった。

4.2 土石流発生の降雨条件

白水谷において土石流の発生条件を明らかにするために、降雨の条件や河床などの場の条件について観測・調査を行っている。土石流の発生は認められなかった。白水谷における土石流は河床勾配15°以上の溪床に側岸のガリ壁面から供給され堆積したものが降雨によって流出する形態を示している。従来より、この

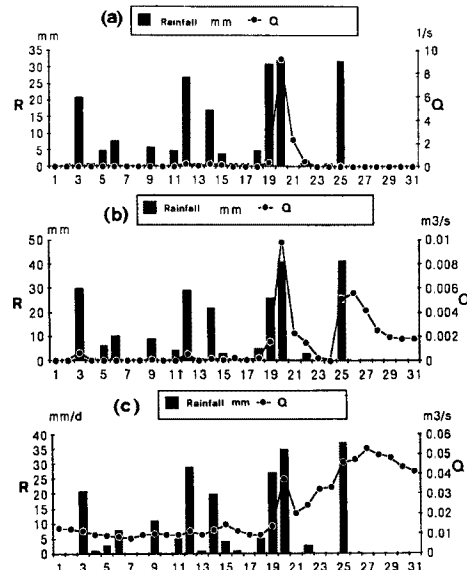


Fig. 11. July, 1986 Flood in the Hirudani. R: Rainfall, Q: Discharge, (a): The Hirudani branch, (b): Junction of the upper Hirudani, (c): Outlet of the Hirudani.

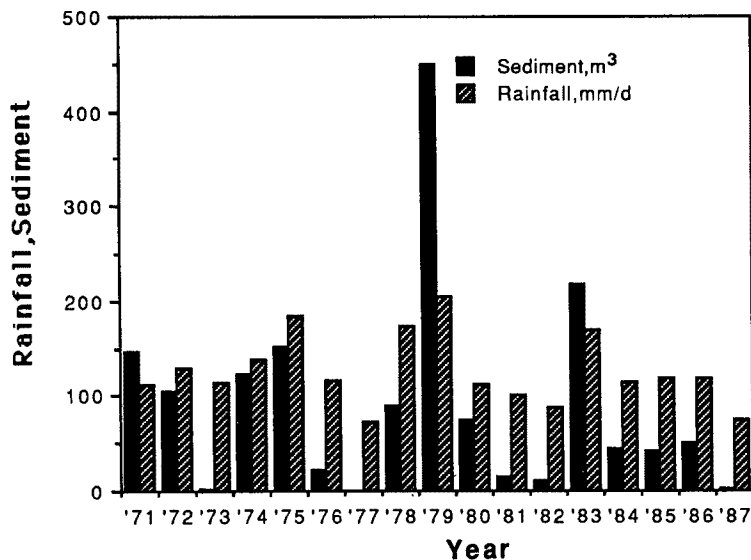


Fig. 12. Annual sediment transport (m<sup>3</sup>/year) and maximum daily precipitation (mm/day) in the Hirudani, 1971-1987.

流域では時間雨量が 20 mm 以上で発生していることが多く、土石流の発生には降雨強度が関係しているとされているが、今年、白水谷では時間雨量 29 mm が観測されたが、下流に到達するような土石流の発生は認められなかった。なお、時間雨量 29 mm の降雨が 7 月 25 日午後 5 時に発生しているが、このとき小規模の土石流が発生したのではないかと考えられる幅約 1 m、長さ約 30 m の痕跡が Fig. 13 に示す水分センサーの埋設部に認められた。この痕跡域には、直径約 30 cm の礫が堆積しているのが認められた。また、Fig. 13 に示すように、このセンサー埋設地点を出口とする流域の面積は約 0.1 km<sup>2</sup> であり、そのうちガリの面積は約 0.04 km<sup>2</sup> となっている。さらに、このガリの中流部に溶岩の露出があり狭窄部となっており、この地点より下流では河床堆積物の厚さが約 5 m に達しているのに対し、上流では河床堆積物は少なくなっている。このように場の状態が異なっており、降雨の流出を検討する際には、このことを考慮することが必要であるが、この点に関する情報が十分ではないので今後の検討課題とする。

つぎに、降雨と河床堆積中の水分量について新しく観測を始めたので、この事について若干の検討を行なった。Fig. 14 は 9 月 9 日の降雨量と降雨の浸透深を示したものである。降雨量は各時刻における時間雨量を示している。浸透深は地表からの深さである。この図において、降雨開始から 29 分で時間雨量が 15 mm になったとき 10 cm の深さまで浸透が進み、降雨開始から 45 分で時間雨量が 17 mm になったとき 20 cm の深さまで浸透が進んでいるのが分かる。その後、降雨開始から 98 分で時間雨量が 1 mm に減少した時点で 30 cm まで浸透が進んでいる。この付近の堆積層の空隙率は約 30% で、約 17 mm の雨で地表から順に空隙を埋めていくならば、約 6 cm の深さにしか達しないが、実際には約 5 倍の 30 cm となっており、降雨の浸透が均等に生じていないことも考えられる。このような点については、センサーなどの問題も含めて、今後の検討が必要である。

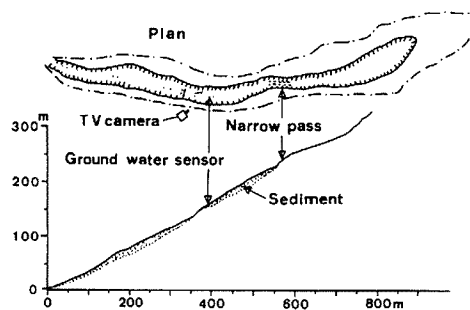


Fig. 13. Plan and profile of the Shiramizu-nakadani.

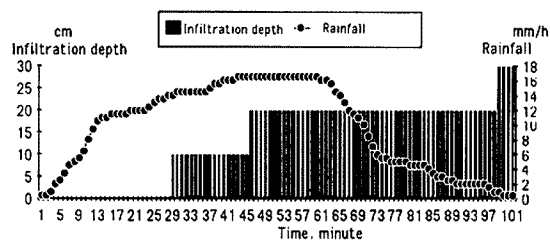


Fig. 14. Rainfall and infiltration depth in the Shiramizu-nakadani.

### 4.3 透過性ダムによる土石流の制御

土石流による災害を防止・軽減するために、様々な対策が検討されている。土石流などの制御を目的として設置されてきた不透過性のダムが、土石流が発生する以前に満砂状態となり、初期の目的を達しないことが多い。そのような点を考慮して、細粒の土砂礫を透過させる事ができる透過性のダムが計画されている。このダムに期待される効果としては、1) 土石流の流量波形や流砂量波形の変化、2) 流砂形態の変化、3) 材料の粒径の変化などが考えられる。これらの効果は透過性を有する格子の目の開きに支配されている事が実験などによって明らかにされている。しかし、この種のダムにおいて、土石流の調節機能が検証された例は非常に少ない。したがって、ここでは、著者らの観測資料を参考にして、土砂量の調節機能について数値計算を行ない、その結果について若干の考察を行なった。数値計算の土石流資料として 1985 年 7 月 21 日に白水谷に発生したものが使用された。白水谷の出口に設置された透過性ダムは、直径 50 cm の鋼製パイプによって間隔が 4 m の立体格子状の構造となっている。この格子部の高さは約 15 m、幅は約 30 m となっている。Fig. 15 は白水谷第 2 ダム上・下流の河床縦断を示しており、この図からこのダムによる堆積状態が分かる。このダムが設置されてから、この地点に達する土石流は 3 回発生して

1983年に発生したものは土石流に含まれる最大粒径が1 m以下であって、その最大流量も約 30 m<sup>3</sup>/s 以下であって格子部の影響を受けず、このダムが設置される前の河床縦断に戻っている。1985年のダム上流における土石流の堆積量は約 2400 m<sup>3</sup>である。土石流の濃度を 0.3 とすると、観測された土石流の流量から約 4000 m<sup>3</sup>土砂量となり、通過率は 0.4 となる。そこで、土石流の通過モデル<sup>23)</sup>を用いて通過率を計算してみよう。通過モデルは次のようである。格子の開きが  $l$  で、粒径  $d_i$  の球形粒子が格子を通過する場合、格子に接触した粒子は通過できないものとすれば、透過部の第一列目を通過する確率  $P_{1i}$  は、

$$P_{1i} = (l_{h1} - d_i)(l_{v1} - d_i) / l_{h1} \cdot l_{v1} \dots\dots\dots (2)$$

のように書ける。ここに、 $l_h$  は格子の垂直方向の開き、 $l_v$  は水平方向の開きである。同様に、第二列目の通過確率は、

$$P_{2i} = (l_{h2} - d_i)(l_{v2} - d_i) / l_{h2} \cdot l_{v2} \dots\dots\dots (3)$$

のように与えられている。なお、土石流を対象とするので、混合粒径で粒径を  $n$  階級に分割し、粒径  $d_i$  の含有率を  $f_i$  として、混合砂れきの通過率  $P$  は、

$$P = P_{1i} \cdot P_{2i} \cdot f_i \dots\dots\dots (4)$$

で与えられている。

これらの式をつかって、白水谷の河床堆積の粒径分布から通過率  $P$  を求めると、 $P = 0.44$  となり、上記の値と同様であることから、この通過モデルが妥当であると考えられる。

つぎに、数値計算による土石流の調節機能について検討してみよう。土石流の支配方程式<sup>24)</sup>は、水と砂礫の混合物に関する体積保存則および砂礫に関する体積保存則および混合物の運動量保存則からなり、そ

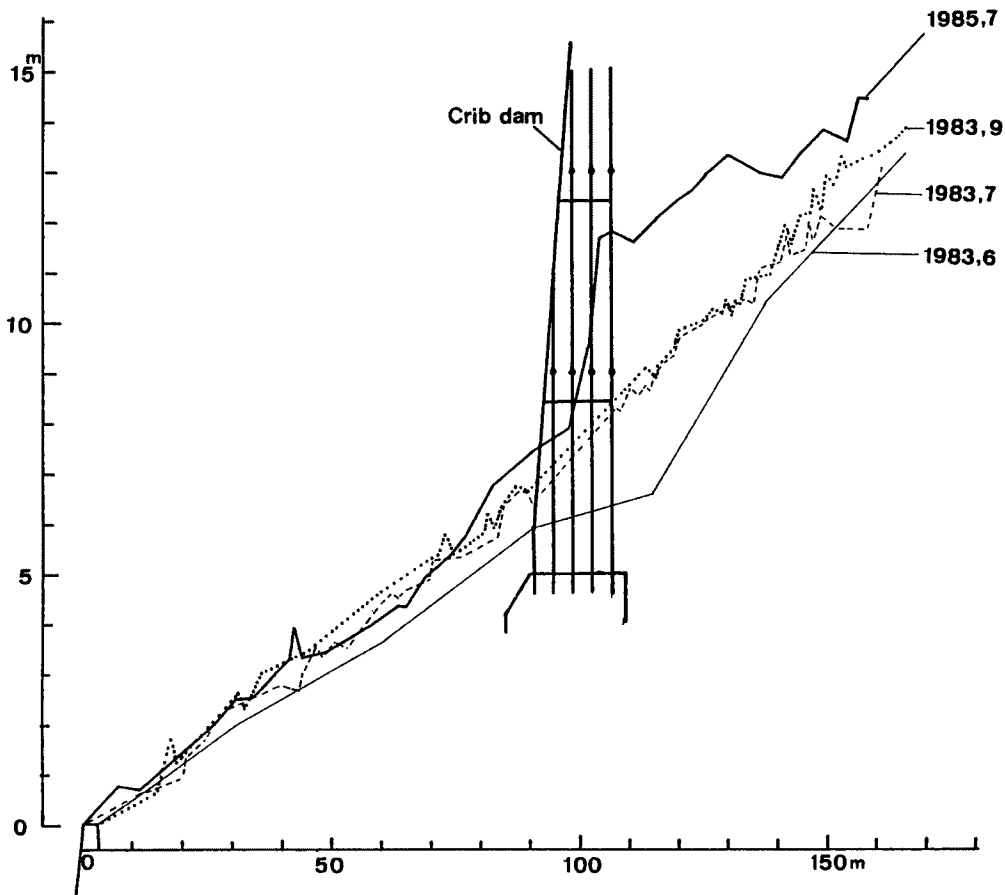


Fig. 15. Variation of the profile of debris flow deposit at the crib type dam.

それぞれ次式で表される。

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial v h}{\partial x} = -D/c_* \dots\dots\dots (5)$$

$$\frac{\partial c h}{\partial t} + \frac{\partial c v h}{\partial x} = -D \dots\dots\dots (6)$$

ここに、 $h$  は土石流の水深、 $v$  は断面平均流速、 $c_*$  は土石流堆積物の体積濃度、 $c$  は土石流の土砂体積濃度、 $D$  は堆積速度である。ついで、運動量保存則は、

$$\begin{aligned} \frac{\partial v}{\partial t} + v \frac{\partial v}{\partial x} = & g \sin \theta - g \left\{ \frac{\partial h}{\partial x} + \frac{1}{2} \frac{(\sigma-1)h}{(\sigma-1)c+1} \frac{\partial c}{\partial x} \right\} + \frac{vD}{c_* h} \\ & - \mu_k \frac{(\sigma-1)cg \cos \theta}{(\sigma-1)c+1} - f_b \frac{1}{(\sigma-1)c+1} \frac{v^2}{h} \dots\dots\dots (7) \end{aligned}$$

ここに、 $\sigma$  は砂礫の比重、 $\mu_k$  は砂礫間の動摩擦係数、 $f_b$  は流体抵抗係数であり、次式で与えられる。

$$f_b = \frac{25}{4} \left( \frac{k_p}{k_v} \right)^{2/3} \left\{ \frac{1-c}{c} \right\}^{2/3} \left( \frac{h}{d} \right)^{-2} \dots\dots\dots (8)$$

ここに、 $k_p/k_v$  は形状係数比であって、 $(k_v/k_p)^{1/3} = 2$  程度の値であり、 $d$  は土石流の代表粒径である。河床位方程式および堆積速度式はそれぞれ次のとおりである。

$$\frac{\partial Z_b}{\partial t} = D/c_* \dots\dots\dots (9)$$

$$D/v = c_* \tan(\theta_e - \theta) \dots\dots\dots (10)$$

ここに、 $\theta_e$  は、土石流の平衡勾配であって、次式で与えられる。

$$\theta_e = \text{Arc tan} \left\{ \mu_k \frac{(\sigma-1)c}{(\sigma-1)c+1} + f_b \frac{1}{(\sigma-1)c+1} \frac{v^2}{gh} \right\} \dots\dots\dots (11)$$

以上において、未知量は、 $c$ 、 $h$ 、 $v$ 、 $D$ 、 $Z_b$  の5個であり、これに対して方程式は式(5)、(6)、(7)、(9) および式(10)の5本の式が用意されている。

上流端  $x=0$  における境界条件として、ダムによる堆積の影響が及ばないところで、河床位、土石流の流量、濃度、流動層厚あるいは、流砂量、濃度、流動層厚を与える。一方、ダム地点においては、ダムの通過土砂量、およびダム前面における堆砂速度あるいは河床位の条件を以下のように設定する。ダムの通過土砂量  $Q_{sd}$  は、式(3)を用いれば、次式で与えられる。

$$Q_{sd} = P Q_{sd} \dots\dots\dots (12)$$

ここに、 $Q_{sd}$  はダム前面における輸送土砂量である。透過ダムにおいて、単位時間あたりに捕獲される土砂量は、 $(1-P) Q_{sd}$  であるから、これが微小区間  $\Delta x$  に堆積するものとすれば、堆積速度は次式で与えられる。

$$D_d = (1-P) Q_{sd} / B \Delta x \dots\dots\dots (13)$$

以上の土石流の通過モデルと支配方程式を適用して数値計算を行なった。数値計算の条件として、Fig. 16 に示すような流量と河幅を与え、土砂の平均粒径が0.1 m、1 mm以下が20%、土砂濃度が0.3、砂の密度が2.6であるものとした。Fig. 17 は通過率を変えて計算したもので、各通過率ごとの最終堆積縦断形を示している。この図に示すように、通過率が大きくなると堆積量が減少する傾向がよく現われている。

観測資料と同様の通過率0.4について、堆積過程における縦断形の変化を示したものが、Fig. 18 である。この場合の最終堆積量は約2420 m<sup>3</sup>であり、観測結果と良く一致しており、数値計算において用いられた土石流の通過モデルや流動則の妥当性が認められた。しかし、通過率が0.6以下のものについて、縦断堆積形に堆積勾配が緩い部分が発生しており、下流端の境界条件などについて、今後の検討が必要である。

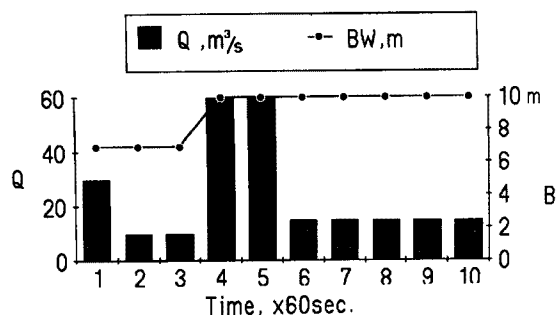


Fig. 16. Discharge ( $Q$ ) and width ( $B$ ) of debris flow for the numerical calculation.

## 5. 結 語

以上、本文では山地流域における土砂生産とその流出の実態を明らかにするための観測・調査結果と若干の考察結果について述べた。それらを要約して結語とする。

土砂生産について、1984年から開始された高原川試験流域についてみると、裸地斜面の侵食では凍上・融解が直接的・間接的にも大きな役割を演じていることが明らかとなった。その他、降雨による土砂の移動では、表面流の発生によらないものがあることを明らかにした。

さらに、降雨による土砂の移動において、有効降雨強度の存在を明らかにした。ガリ壁面の侵食については、外力として凍上・融解が大きな役割を演じていること、場の特性として粒径分布の範囲が広いことが侵食を促進させていることを明らかにした。

河道における土砂流出については、ヒル谷支川の溪岸・河床侵食について、ヒル谷本川河道のプールが土砂流出において大きな役割を演じていることをプールの堆砂について示すと共に、年間流出土砂量が降雨特性によって支配されていることを示した。土石流については、発生降雨条件として降雨強度が支配的であること、土石流発生域の河床への降雨の浸透について検討を行なった。さらに、透過性ダムによる土石流の調節について、透過モデルおよび土石流の支配方程式を用いて数値解析を行い、これらの結果と観測資料とも比較検討した。

最後に、本研究の観測・調査におい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。ここに記して深謝の意を表す。また、裸地斜面の侵食の観測に際して、本学の飛騨天文台の方々の協力があった。ここに深く感謝します。

なお、本研究の一部は、昭和62年度文部省科学研究費補助金、重点領域研究(1)「土石流の発生および規模の予測に関する研究」(研究代表者・名大・片岡 順教授)および建設省北陸建設局神通川水系砂防工事事務所の受託研究「神通川水系焼岳における土石流の観測および解析」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.

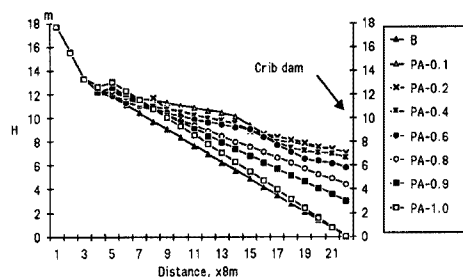


Fig. 17. Simulated bed profile of debris flow deposit.

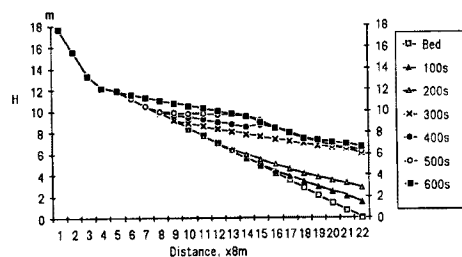


Fig. 18. Simulated bed profile of debris flow deposition processe.

- 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, 第 18 号 B, 1975, pp. 529 - 540, 第 19 号 B-2, 1976, pp. 345 - 360.
- 6) Ashida, K, T. Takahashi and T. Sawada: 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, 第 21 号 B-2, 1978, pp. 467 - 483, 第 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, 第 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れき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), 16) 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), (12), 京都大学防災研究所年報第 25 号 B-2, 1982, pp. 361 - 373, 第 26 号 B-2, 1983, pp. 303 - 314.
- 17) Sawada, T., K. Ashida and T. Takahashi: Relations hip between Channel Pattern and Sediment Transport in a Steep Gravel Bed River, Z. Geomorph. N. F., Suppl. -Bd. 46, 1983, pp. 55 - 66.
- 18), 19) 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 (13), (14), 京都大学防災研究所年報第 27 号 B-2, 1984, pp. 317 - 330, 第 28 号 B-2, 1985, pp. 309 - 323.
- 20) 沢田豊明・芦田和男: 山地流域における土砂生産, 第 30 回水理講演会論文集, 1986, pp. 205 - 210.
- 21) 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 (15), 京都大学防災研究所年報第 29 号 B-2, 1986, pp. 291 - 307.
- 22) 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 (16), 京都大学防災研究所年報第 30 号 B-2, 1987, pp. 393 - 406.
- 23) 芦田和男・江頭進治・栗田三津雄・荒牧 浩: 透過性ダムの土石流調節機構, 第 32 回水理講演会論文集, 1988, pp. 491 - 496.
- 24) 江頭進治・芦田和男・佐々木浩: 土石流の流動機構, 第 32 回水理講演会論文集, 1988, pp. 485 - 490.