

山地流域における出水と土砂流出 (18)

芦田和男・沢田豊明

RUNOFF PROCESS, SEDIMENT YIELD AND TRANSPORT IN A MOUNTAIN WATERSHED (18)

By *Kazuo* ASHIDA and *Toyoaki* SAWADA

Synopsis

The study of runoff process, sediment yield and transport have been performed since 1966 in the Ashiaraidani creek (7.2 km²) of the Jintsu river.

In this study, three problems are discussed;

(1) The relation between sediment yield and rainfall, slope grade are examined, to clarify the processes of sediment yield in various slopes, taking seasonal variations as well as site conditions into accounts. (2) The relation between sediment runoff and sediment storage in the steep channel with pools were investigated in the Hirudani creek (0.85 km²). (3) The occurrence of debris flow were investigated with attention focused on rainfall intensity and infiltration in the Shiramizudani creek (2.1 km²).

1. 緒 言

流域の自然環境を予測し、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、土砂の移動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、昭和41年より継続して土砂の移動に関する観測・調査研究を実施している。

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、さらに土砂流出の内部機構を形態別に分け、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 km²) において、流路変動を伴う流砂の観測は足洗谷本川 (6.5 km²) において、土石流の観測は足洗谷上流の白水谷 (2.1 km²) 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 km²) の浅井田ダム上流を試験流域 (472 km²) として試験斜面 (10 箇所) を設定して調査・観測を行なっている。

ここでは、1988年 (昭和63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^{1)~24)}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 km²)、蔵柱川流域

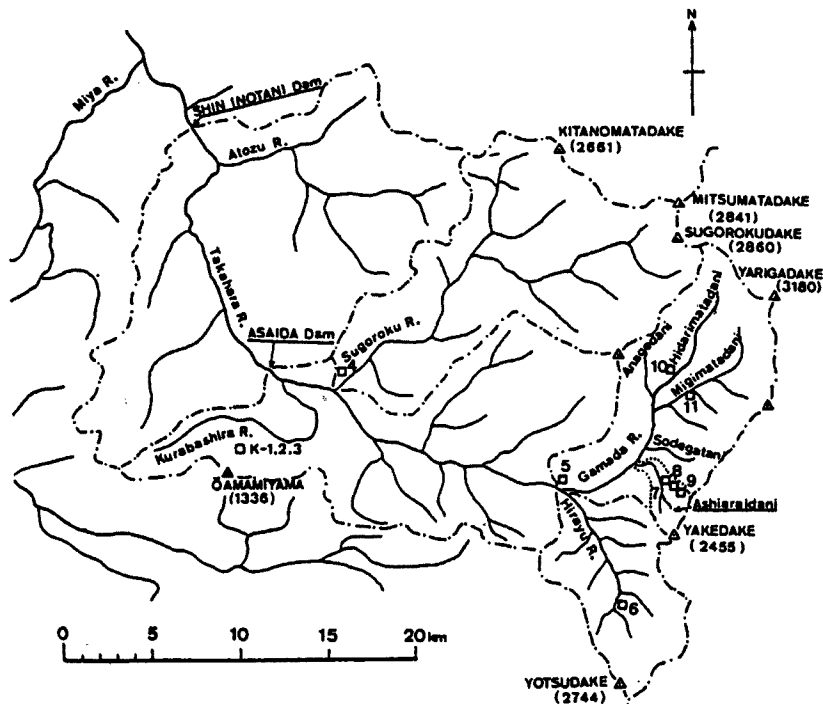


Fig. 1. Plan of the Takaharagawa experimental basin. The number 1, 2, 3, ..., 11 in the figure represents the observation sites of bare slope erosion.

の測定法を採用している。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ている。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ている。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の概要はFig. 2に示すとおりである。土石流の観測は、足洗谷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・流路変動の観測・調査は、足洗谷本川とヒル谷本川・支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(30 m)ではTVカメラによる流路の測定、その区間を含む200 mの区間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。

土石流については、白水中谷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、河床に間隙水を感じ取るセンサーを埋め込んでいる。このセンサーは10個の電極対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の二つ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いる。この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する。

(38 km²), 平湯川流域(59 km²) および蒲田川流域(100 km²) 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、土砂生産・流出については蒲田川流域の支流の足洗谷(7.2 km²)において観測が行なわれている。

土砂生産の観測・調査は、斜面勾配に応じた測定法を採用して行なわれている。斜面勾配が安息角より緩い場合、クイによる侵食量

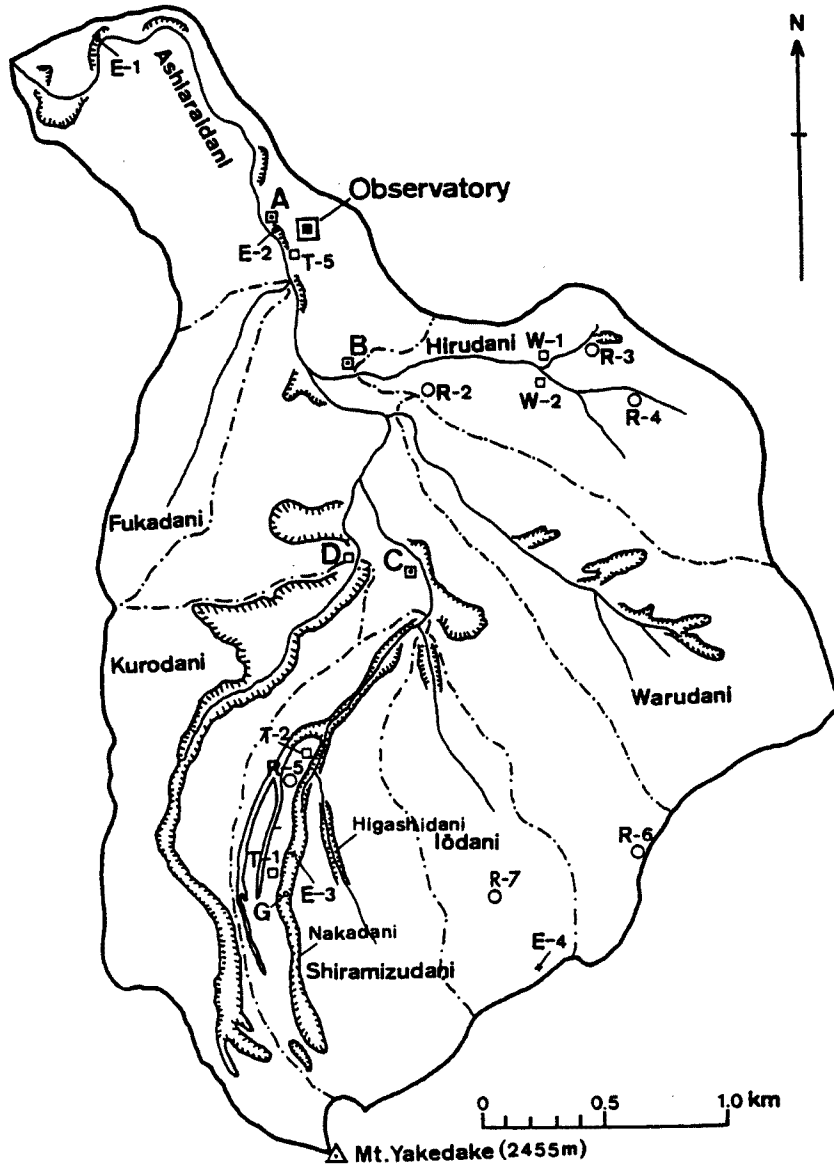


Fig. 2. Plan of the Ashiaraidani experimental basin and the arrangement of equipment for observation. The symbols in the figure are; A: Fukadani station, B: Hirudani station, C: Shiramizudani station, D: Kurodanistation, E: Observation area of erosion, R: Raingages, T: TV cameras, W: Water level gages.

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・調査を行なっている。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、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。観測・調査を行なっている斜面は、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。その大半は直径1 cm以下の細粒成分が占めている。クイによる侵食深の測定は、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^3θ (cm/year) (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考えられる。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。

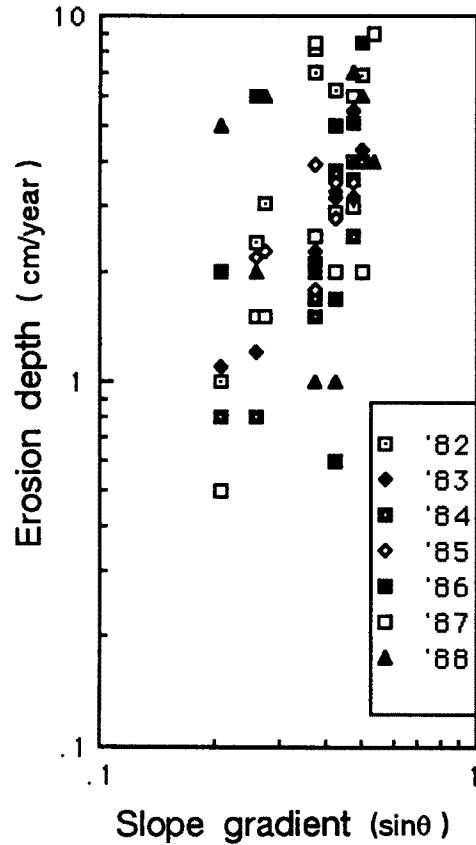


Fig. 3. Relationship between erosion depth (E) and slope gradient (θ) on bare slopes.

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が多く、No. 3 地点のものより脆くはない。No.

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

Station No.	Geology	Compressive strength (Kg/cm ²)	Slope (degree)	Particle mean size in the slope materials (mm)	Sediment yield Mar. 30–Nov. 29 Kg/35 week • m ²
1	Rhyolite	5.0	52	2.4	308
2	Rhyolite	10.5	54	4.1	263
3	Rhyolite	3.3	50	1.2	404
4	Granite	1.2	43	1.3	—
5	Paleozoic	4.3	50	1.5	181
6	Paleozoic	3.8	60	2.5	459
7	Volcanic	0.9	55	10.0	1,114
8	Rhyolite	0.6	42	0.9	274
9	Rhyolite	0.5	35	1.7	167
10	Rhyolite	2.0	50	2.1	426
11	Granite	2.8	48	2.6	323

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、同じ流斑岩であっても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、侵食性に関して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、破碎面から剝離しやすくなっている。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ている。圧縮強度の測定は簡易型の土壌強度計を用いて行なっている。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 m²の範囲で50点以上の測定を行なっている。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ている。

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1988年3月30日から11月29日までの35週間である。なお、No. 4地点の斜面は道路工事によって消滅したので成果は得られていない。

まず、観測・調査資料に基づいて、土砂生産量と斜面勾配の関係について検討してみよう。Fig. 4は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、35週間の土砂生産量を1週間単位で平均したものである。この図において、土砂生産量と斜面勾配の関係は、全体的傾向として斜面勾配が大きくなると土砂生産量が多くなる傾向にあるが、No. 4の値が特に大きな値を示しており、この傾向から外れている。このような理由として、斜面構成材料の粘着性、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

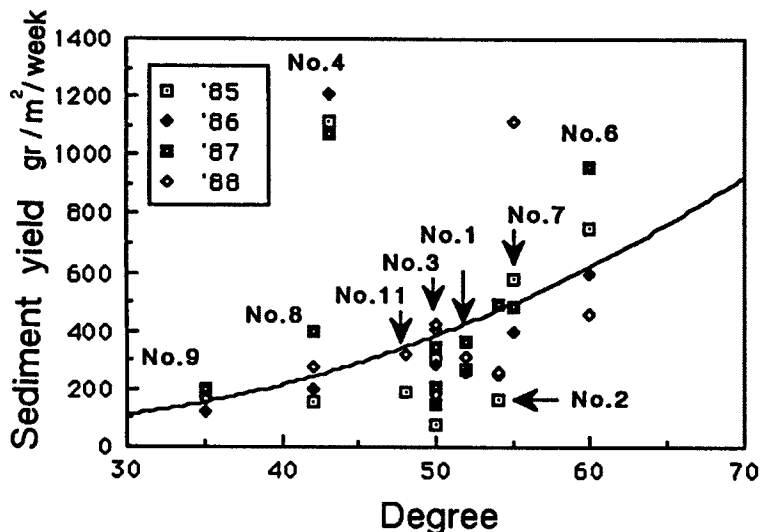


Fig. 4. Relation between the gradient (θ) of bare slope and the rate of sediment yield ($\text{gr./m}^2/\text{week}$).

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時系列的に検討する。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示すとFig. 5とおりでである。この図において、土砂生産量 E_s は

1週間の単位面積当たりの土砂生産量、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徐々に減少している。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。なお、その間で土砂生産量が突出して多い場合、降雨量も同様に多くなっている。このように土砂生産の状態は過去三年間において同様の傾向にあり、一年を周期として変化している。このような斜面では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する。Fig. 6は4月を除いた総雨量と土砂生産量の関係を示したものである。この図において、総雨量と土砂生産量の関係は4月を除けば総雨量と土砂生産量の相関が良い傾向を示している。

このような斜面における土砂生産では降雨によって土砂が移動するものと、降雨がすくないにも係わら

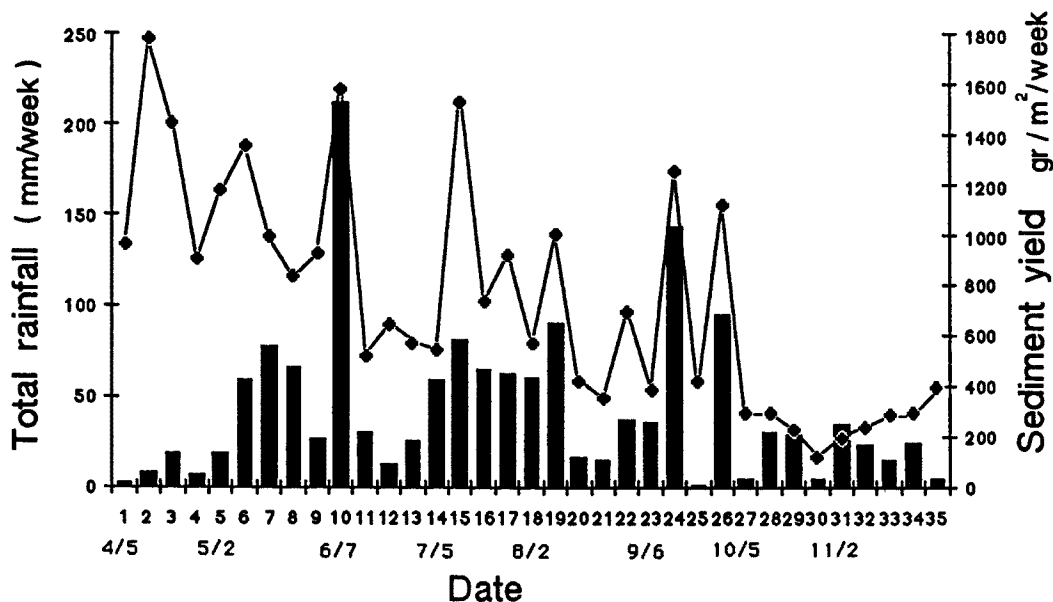


Fig. 5. Relation between rainfall (mm/week) and the rate of sediment yield ($\text{gr./m}^2/\text{week}$) at No. 7 station.

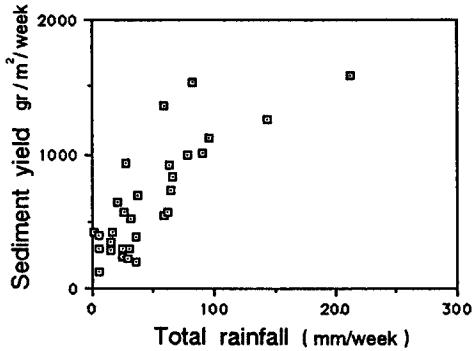


Fig. 6. Relation between rainfall (R , mm/week) and the rate of sediment yield at No. 7 station.

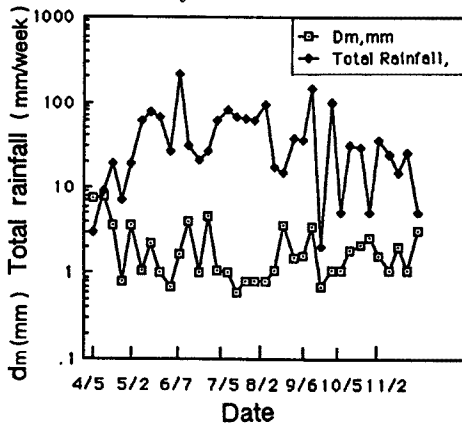


Fig. 7. Relation between rainfall (mm / week) and the mean diameter (mm) of sediment yield at No. 7 station.

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. 8 に示すとおりである。この図には 1981 年から 1988 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

ず土砂生産量が比較的多い場合に分けられる。後者の原因として凍結・融解および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。また、過去四年の傾向には大きな変化は認められない。

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、Fig. 7 に示すように降雨量が多い時に、平均粒径が小さくなる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、降雨量や降雨強度が小さく、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、再び降雨量や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、風による侵食や日射による地表面の膨張による剝離などが考えられる。

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。

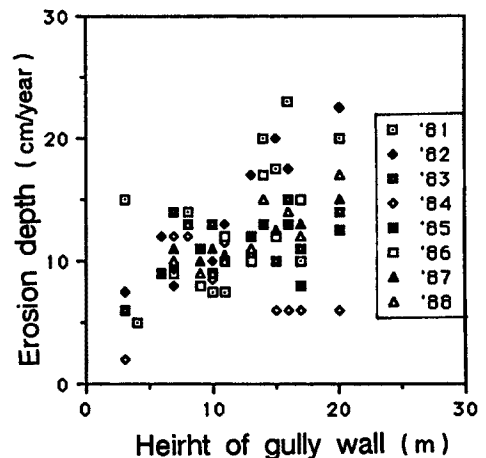


Fig. 8. Relation between height (H , m) of gully wall and annual erosion depth. (D cm/year)

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1mm以下の火山灰から1m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、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。以上のように、微細粒子の他に大きな礫を含む場合、大きな礫の落下によって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する。

以上のようなガリ壁面の状態を変えずに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、昨年に引き続いて試験的に足洗谷のガリ壁面に樹脂製の接着剤が噴霧されている。その範囲は幅が約5mで、高さが約20mである。その施工は6月28日に実施されている。その後の観察によれば、凍結・融解の発生による顕著な侵食形態の差は認められなかった。なお、樹脂施工した部分においても凍結・融解が発生しており、特に両者の差は認められず、このような方法による凍結・融解の防止は困難であることが明かになった。

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

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. 9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 m³である。1988年の春の凍結・融解による崩壊裸地からの土砂量は約18 m³である。溪岸、河道侵食は支流の400m、本川の700m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 m³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. 10に示すとおりである。1987年11月から1988年8月までに約4.2 m³、8月から10月までに約12 m³の侵食があった。しかし、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おり、上記のような平均的取り扱いに考慮が必要である。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砂量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. 11は1987年9月、1988年6月、8月および10月プールの堆砂量を示したもので、20m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。1987年9月11日の堆砂量は約18 m³で非常に多く、全区間のプールは満砂の状態である。この本川河道では、その後、Fig. 12

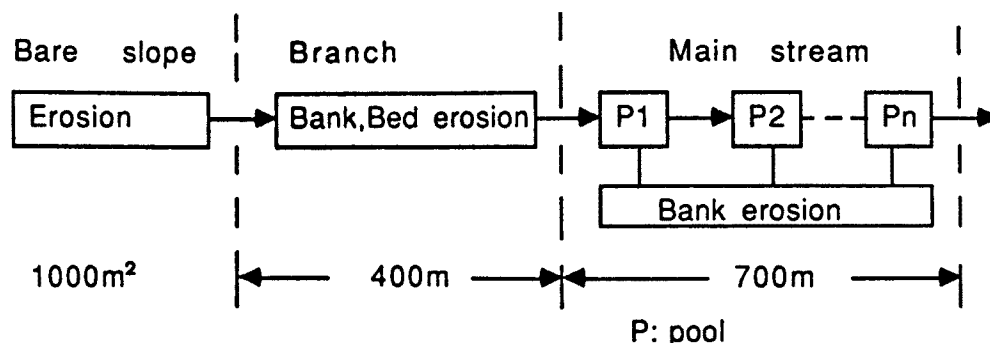


Fig. 9. The system of channel in the Hirudani basin.

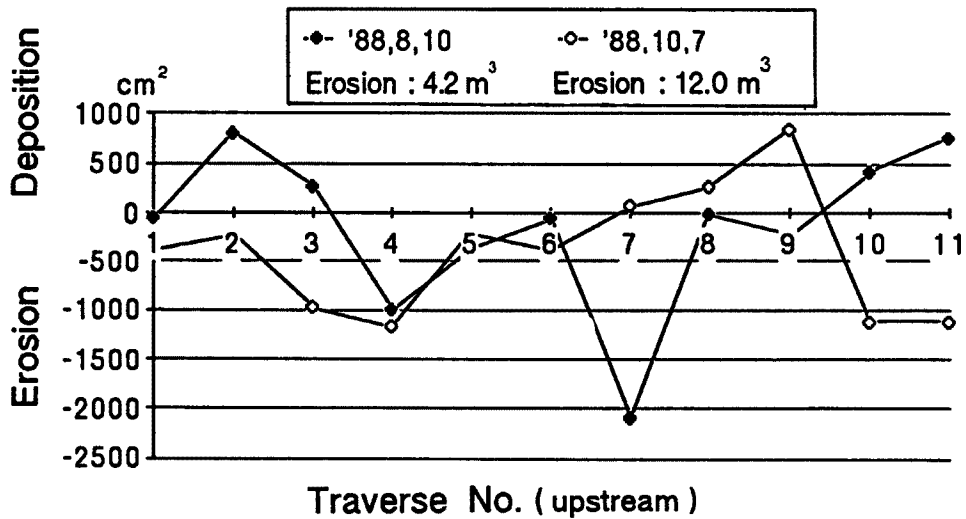


Fig. 10. Channel variation in the Hirudani branch.

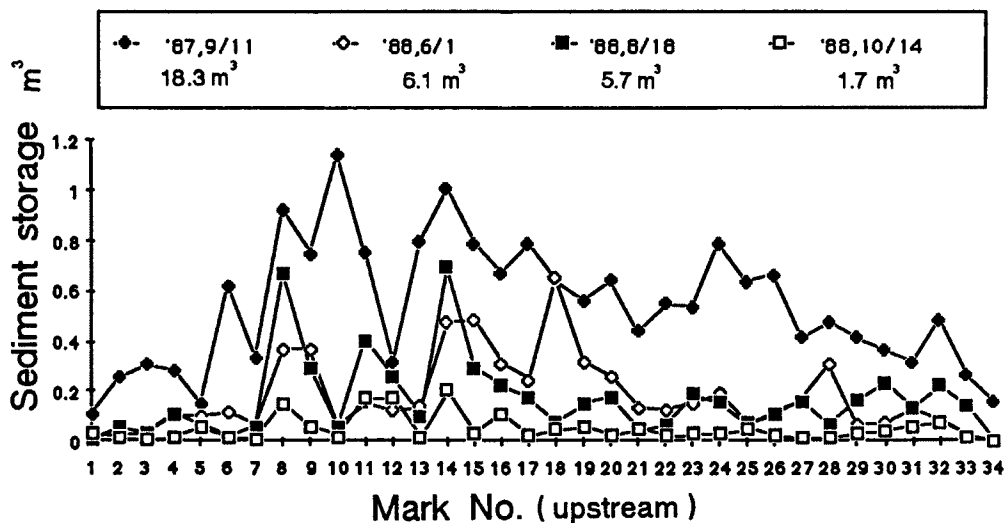


Fig. 11. Sediment storage variation in every 20 m on the course of the Hirudani stream channel.

に示す4月の融雪出水まで土砂の輸送は認められない。この出水によって土砂が徐々にプールから流出し、その結果、6月1日の堆積状態として Fig. 11 に示すように、本川河道全体のプールにおいて約 12 m³の土砂の侵食が生じている。ヒル谷出口の試験ダムではこの土砂と6月3日の出水による土砂の総量が6月7日の測量によって求められている。その土砂量は約 31 m³である。これらのプールの侵食量は約 12 m³であり、ダム堆積土砂の岩種から判断すると、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、ダムの堆砂量の約 19 m³は崩壊地か支川河道から流出したものと推定される。そこで、Fig. 13 に示す土砂収支においてヒル谷における土砂流出を検討する。ヒル谷支川に表面流が多量に発生するのは、Fig. 14 に示すように、6月では11日から12日であり、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考える。Fig. 10 はこの支川の侵食量の分布を示している。8月10日の時点で約 4.2 m³の侵食が発生しているが、これは6月3日に発生した洪水によるものと考えられる。この支川上流の裸地から約 18 m³の土砂が生産されており、支川から約 22 m³の土砂が流出したことになる。この値と本川のプールの侵食量 (約 12 m³) を加えたものが約 34 m³となり、下流のダム堆砂量 (約 31 m³) とほぼ

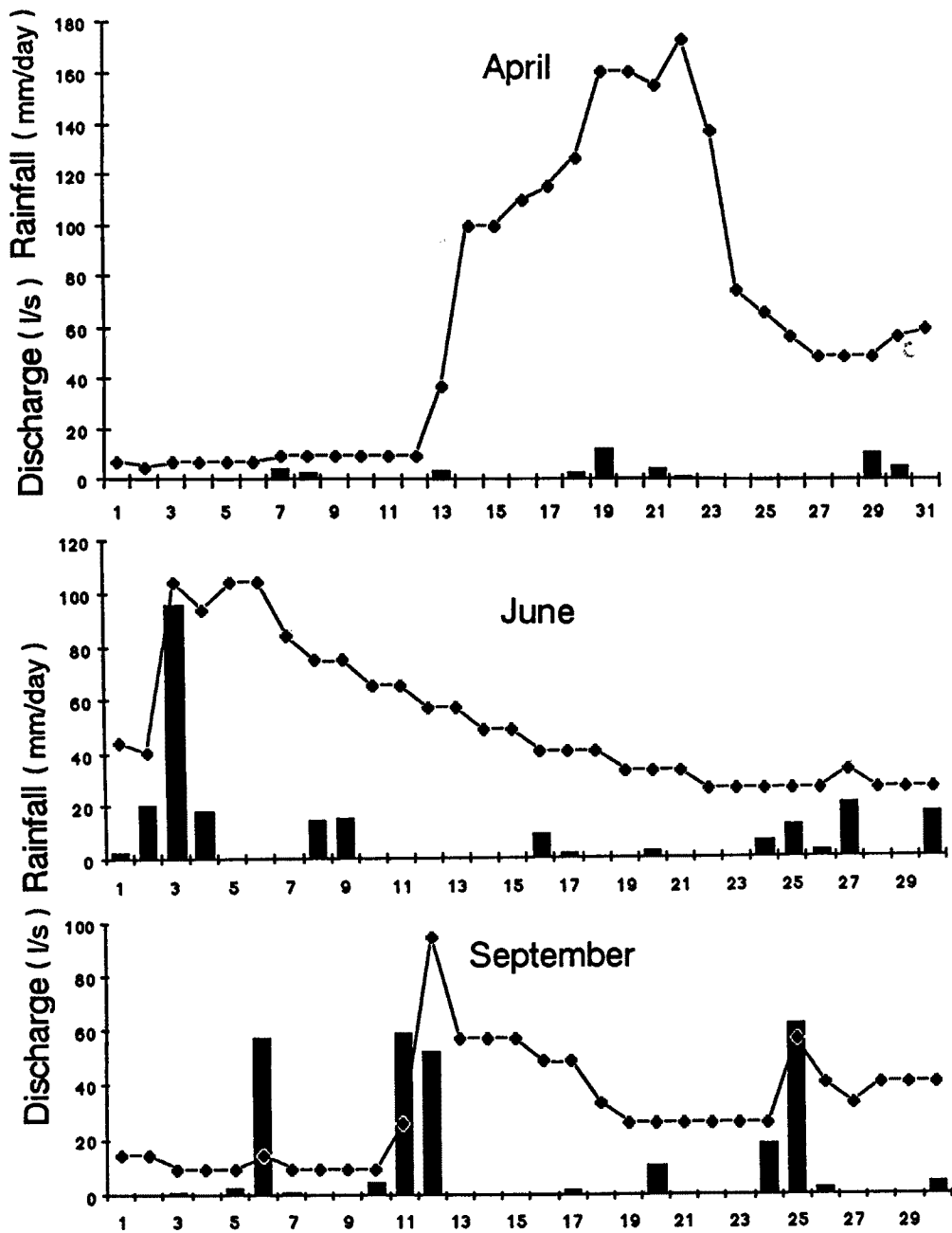


Fig. 12. 1988 Flood in the Hirudani. R: Rainfall, Q: Discharge.

同様の値を示す。その後9月11日に Fig. 12 および 13 に示すような値を示すような洪水が発生し、ヒル谷出口のダムに約 24 m^3 の土砂が堆積している。この期間に支川の溪岸・河道侵食による約 12 m^3 およびヒル谷本川プールの侵食量約 4 m^3 が加わって約 16 m^3 の土砂流出があるが、下流のダム堆積量 (約 24 m^3 より約 8 m^3 少ない)。しかし、1987年9月から1988年10月までの総和では、河床測量から求められた土砂量 (約 51 m^3) とダム堆積量の測量から求められた土砂量 (約 55 m^3) はほぼ同様であり、土砂収支は満足される。

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

Date	Bare slope	Branch	Main stream	Check dam
1987,9,11			18.3	
1988,4	(18)---(?)		(12.2)	
1988,6,1			6.1	
1988,8,10		(4.2)----->	(0.4)	34.8-(?) = 31 m ³
1988,8,18			5.7	
1988,10,14	(?)-----	(12.0)----->	(4.0)-(?)	16+(?) = 24 m ³
			1.7	

()Erosion

Fig. 13. Process of sediment runoff in Hirudani basin.

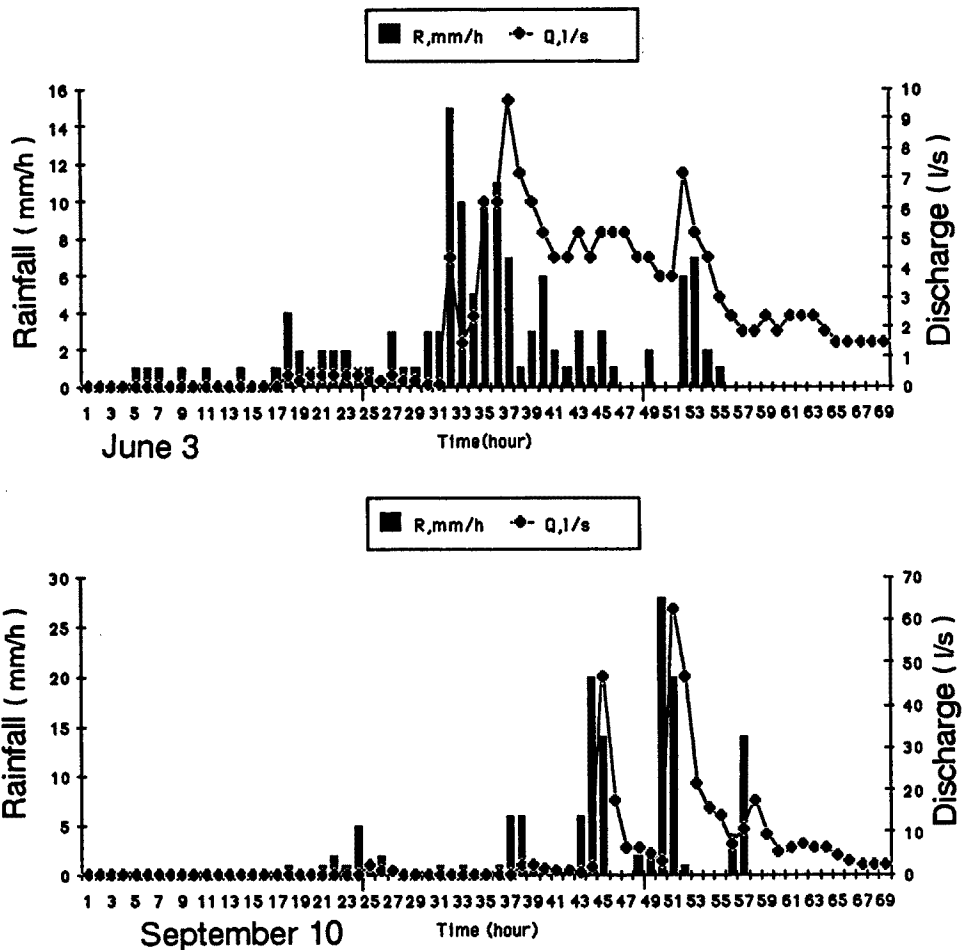


Fig. 14. Flood in the Hirudani brench. R : Rainfall (mm/h), Q : Discharge (l/s).

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。

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

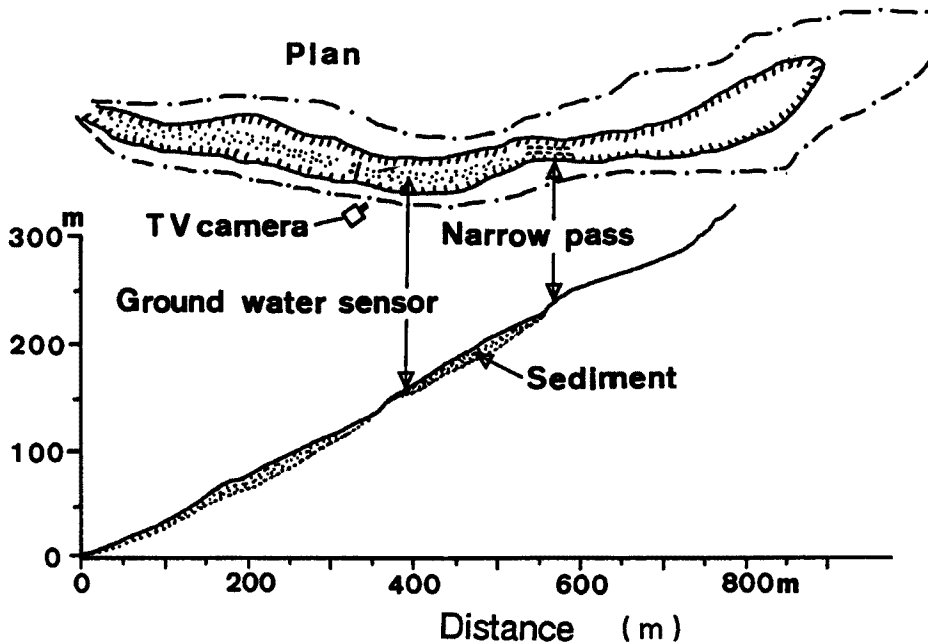


Fig. 15. Plan and profile of the Shiramizu-nakadani.

測・調査を行なっている。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、この流域では時間雨量が 20 mm 以上で発生していることが多い。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、白水谷では最大時間雨量 45 mm が観測され、白水谷中谷において土石流の発生が認められた。ここでは、この土石流について発生条件などを検討する。

Fig. 15 は白水谷中谷流域の概要を示している。この流域の河床に発生する表面流や降雨の河床堆積層への浸透状態を観測するためのセンサーは、この流域の中ほどに設置されている。この地点は溶岩が露出しており約 3 m の滝が形成されている。この地点を出口とする流域の面積は約 0.1 km² であり、その中でガリの面積は約 0.04 km² となっている。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、降雨の流出および降雨の堆積層への浸透を検討する際には、このことを考慮することが必要である。

まず、土石流発生時の降雨について検討する。Fig. 16 は今年観測された降雨の中で比較的大きなものについて連続雨量と降雨強度の関係を示している。この図において明らかなように、9月10日の降雨は連続雨量および降雨強度が他のものに比較して大きく、既往土石流の発生雨量を超えている。粘着力の小さい土砂が 15° 以上の勾配で堆積している場所で、土石流が発生するためには堆積層の飽和と表面流の発生が必要である。この限界流量に関する高橋²⁵⁾の研究によれば、土石流の発生条件、河床勾配 15° 以上、 $h_0 > 1.4 d_m$ (h_0 : 水深, d_m : 河床砂れきの平均粒径) から、その限界流量 Q_c は、

$$Q_c > 4.43 g^{1/2} B d_m^{3/2} \dots\dots\dots (2)$$

のように表すことができる。ここに、 B : 河幅, g : 重力加速度である。現地の調査資料を参考にして、中谷の河幅を 2 m, 河床堆積物の平均粒径 d_m を 0.1 m とすれば、式 (1) から限界流量 Q_c は約 0.88 m³/s となる。

ところで、このよきな限界流量を超えるピーク流量 Q_p は、

$$Q_p = 2 \times F \cdot A \cdot R_{30} / 3.6 > Q_c \dots\dots\dots (3)$$

のように表すことができる。ここに、発生域の流出係数 F を 1, 30分雨量 R_{30} を 20 mm (実測値) とし、

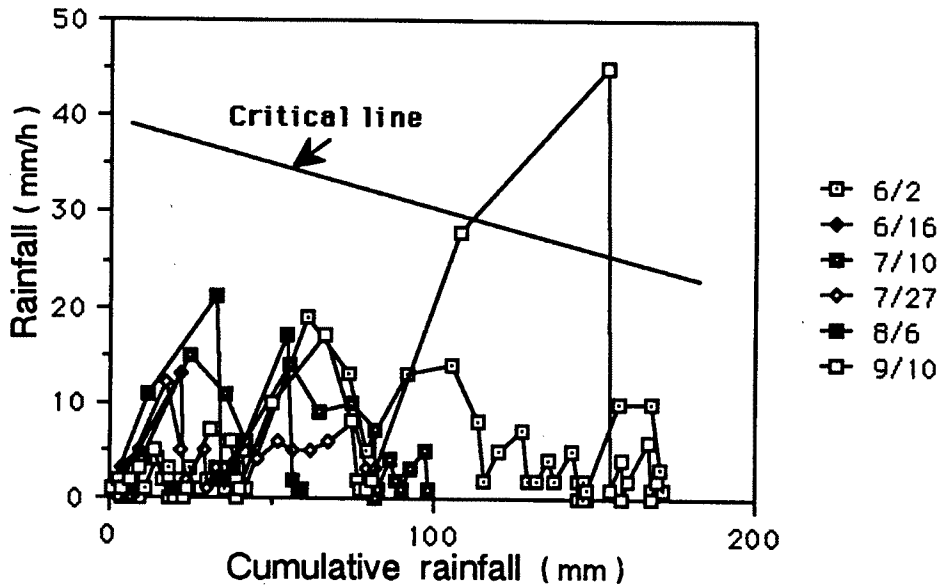


Fig. 16. Time sequential diagram of rainfall intensity and cumulative rainfall.

流域面積 A をガリの範囲 0.04 km^2 とすれば、ピーク流量は $0.44 \text{ m}^3/\text{s}$ となる。この値は前述の限界流量 Q_c の半部にしか達せず、土石流が発生しないことになる。そこで、流域の範囲を 0.1 km^2 に拡大すると、最大流量は約 $1 \text{ m}^3/\text{s}$ となって、上記の限界流量を満足する。したがって、土石流の発生に關与する雨水はガリ以外の植生域からも供給されているものとする。

つぎに、上記の最大流量に対する土石流の最大流量 Q_T は、堆積層の飽和含水率 λ_0 と土石流の含水率 λ によって、

$$Q_T = \frac{1 - \lambda_0}{\lambda - \lambda_0} Q_P \dots\dots\dots (4)$$

のように表すことができる。ここに、飽和含水率を 0.3 、土石流の含水率を 0.6 とすると、土石流の最大流量は $2.3 \text{ m}^3/\text{s}$ となる。なお、この土石流について観測・調査によって明らかなことは、発生時刻、降雨量、土石流の痕跡に限定され、最大流量や流動形態に関する資料は得られていない。そこで、土石流についても流量と流動幅の間にレジーム則が成り立つものとするれば、

$$B = a \cdot Q^{1/2} \dots\dots\dots (5)$$

において、 $a = 3$ とすれば、 $Q = 2.3 \text{ m}^3/\text{s}$ から、土石流の流動幅は約 4.5 m になる。これは Fig. 17 に示す土石流の痕跡の幅にほぼ等しく、上記の仮定が満足されているものとする。この図の区間における侵食土砂量は、その断面を三角形とすれば、約 1050 m^3 となる。この値は約 8000 m 下流の格子ダムに堆積した土砂量 (1200 m^3) にほぼ等しく、白水谷東谷および硫黄谷からの土砂の流入や途中に河道における堆積などがないものと考えられる。とくに、痕跡調査において、白水谷東谷から中谷の土石流の後に土砂の流出がないことが明らかとなった。

ついで、土石流発生時の降雨と河床堆積中の水分量について若干の観測資料が得られたので、この事について検討を行なう。Table 2 は 9 月 11 日の降雨の浸透深を示した

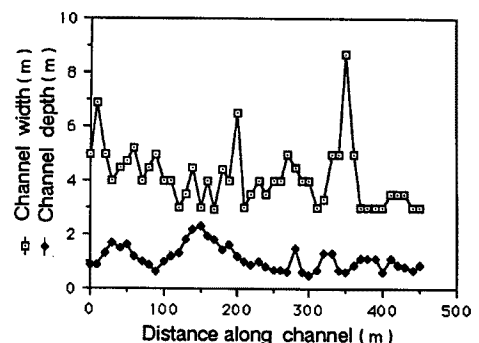


Fig. 17. Channel variation in the Shiramizu-nakadani.

Table 2. Infiltration depth in the Shiramizu-nakadani
 (●): Saturation, (○): Unsaturation, (-): Debris flow

Depth cm	Time						
	2:38:41	2:40:37	2:53:06	2:53:16	3:03:26	3:03:33	3:03:34
10	●	○	●	●	●	●	-
20	○	○	○	○	○	●	-
30	○	○	○	●	●	●	-
40	○	○	○	○	○	●	-
50	○	○	○	○	○	●	-
60	●	●	●	●	●	●	-
70	●	●	●	●	●	●	-
80	○	○	●	●	●	●	-
90	●	○	●	●	●	●	-
100	●	●	●	●	●	●	-

ものである。浸透深は地表から約8時間経過した2時36分に、水分センサーは地表に近いものと60 cmから100 cmにあるものが水分を検知している。その後、浸透水による飽和部分はしだいに上昇している。3時3分33秒には全センサーが水分を検知しているが、1秒後には信号線の断線が発生している。この断線が土石流の発生によるものであると考えると、全層が飽和した直後に土石流が発生したことになる。このように時間の遅れがほとんどないことから、センサーの埋設地点で土石流が発生したものと考える。

以上のように降雨の浸透が土石流の発生を支配しており、この点を考慮して土石流について水収支を検討してみよう。この付近の堆積層の空隙率は約30%で、1 mの厚さで堆積層の空隙を飽和するためには約300 mmの降雨量が必要となる。しかし、この土石流の発生までの総雨量は約150 mmとなっており、ピーク流量に関与する雨水についても述べているように土石流発生河床以外からの流入水の存在や降雨の浸透が堆積層内で均等に生じていないことも考えられる。このように雨水の分布が水平的にも鉛直的にも不均一に分布する点については、地表の形態や堆積層の特性を考慮した今後の観測・調査とそれに基づく検討が必要である。

5. 結 語

以上、本文において山地流域における土砂生産とその流出の実態に関する観測・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量とその分布について示した。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り、その傾向は従来と同様であった。土石流発生域の河床における降雨の浸透について検討した。

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に対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、本学の飛驒天文台の方々の協力があった。こ

ここに深く感謝します。

なお、本研究の一部は、昭和63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.
- 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: Relationship 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・沢田豊明・江頭進治：山地流域における出水と土砂流出（17），京都大学防災研究所年報第31号B-2, 1988, pp. 395-409.

- 24) 沢田豊明・芦田和男：山地溪流における流路形態と土砂流出，第33回水理講演会論文集，1989年，pp. 373 - 378.
- 25) 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.