

山地流域における出水と土砂流出 (20)

芦田 和男・沢田 豊明

RUNOFF PROCESS, SEDIMENT YIELD AND TRANSPORT IN A MOUNTAIN WATERSHED (20)

By Kazuo ASHIDA and Toyoaki SAWADA

Synopsis

Field survey and observation were carried out for clarifying the real situation of sediment yield on a bare slope, sediment runoff in the steep channel, and debris flow on the Ashiaraidani creek (6.5 km²), which is a tributary of the Jintsu River.

(1) Based on the test slopes, sediment yield is governed by the gradient of any given bare slope, the compressive strength of soil of that slope, rainfall, and frost-induced heaving and thawing. (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) Rainfall intensity on a small area bring about the occurrence of debris flow in the Shiramizudani creek (2.1 km²).

1. 緒 言

山地流域において発生した出水と土砂流出は下流の地域に対して様々な形で影響を与えている。特に洪水による氾濫と流出土砂の堆積による災害を防止するためには、これらの実態を明らかにする必要がある。このような課題を解明するために、種々の土砂流出形態が発生している神通川水系上流の足洗谷に試験流域を設けて流砂に関する観測を1966年より継続して行っている。

本研究は、土砂生産から土砂輸送・堆積を一つのシステムと見なし、そのシステムを構成する各要素について試験地を設けて継続的な観測・調査を行っていることに特徴を有する。流域の上流における土砂生産量が少なく、粒径も小さい土砂が階段状の安定した河道を流下する過程については、ヒル谷試験流域(0.8 km²)において観測・調査が行われている。土石流の流下域で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、土石流の発生・流動に関する観測は足洗谷上流の白水谷(2.1 km²)において行われている。土砂生産に関する観測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ヶ所)を設定して行われている。

本文では、1990年の(平成2年)の観測・調査成果をまとめ、従来の研究成果¹⁾⁻²⁷⁾に基づき土砂生産・流出に関して検討を行っている。

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。試験流域は浅井田川ダムより上流で、双六川流域(170 km²)、蔵柱川流域

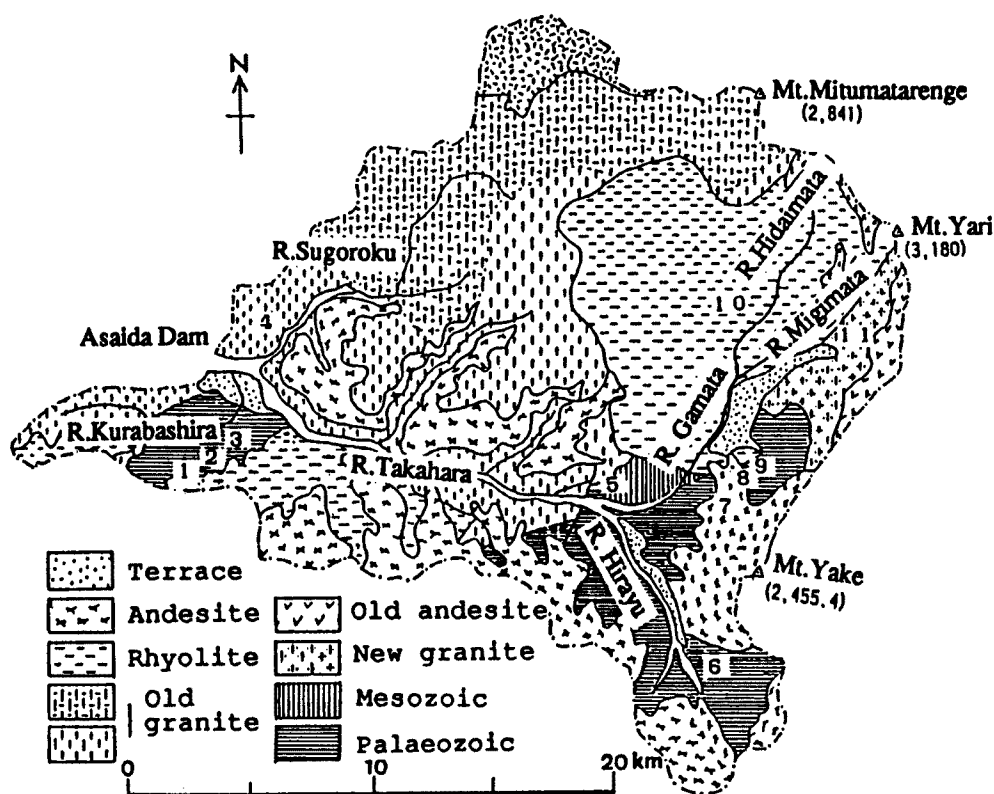


Fig. 1. Plan of the Takaharagawa experimental basin. The number 1, 2, 3, ..., 11 in the figure represents the observation sites of bare slope erosion.

(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、活火山焼岳があることから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・調査が行なわれている。

土砂生産の観測・調査は、斜面勾配に応じた測定法¹⁹⁾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、土砂の採集箱 (幅: 1 m) 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カメラと超音波水位計からなる観測システム¹⁸⁾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TVカメラ、超音波水位計、レーダ流速計で測定され、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¹²⁾が行なわれ、流砂のある支川と本川の河道推砂量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推積層への浸透状態を測定²³⁾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。このセンサーの信号がTVの映像と共に観測所へ送られてきている。なお、土砂生産および流砂量の測定法については、前報¹⁹⁾に述べているので省略する。

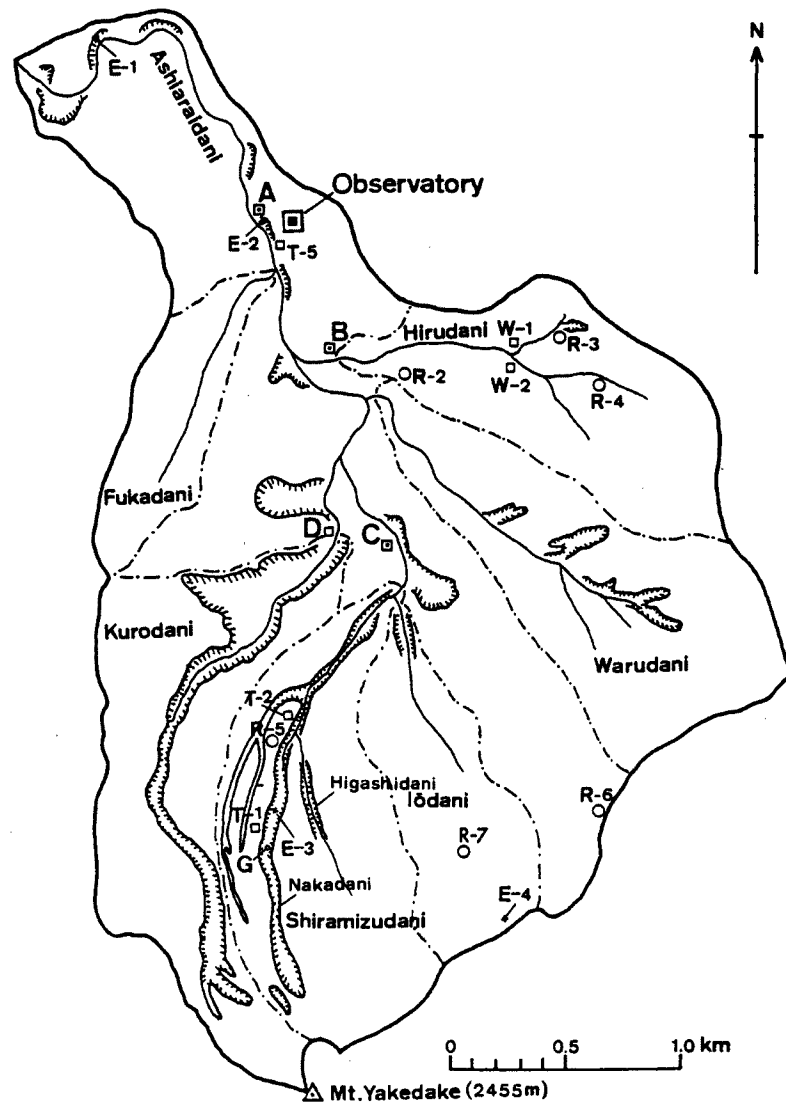


Fig. 2. Plan of the Ashiaraidani experimental basin and the arrangement of equipment for observation. The system in the figure are; A: Fukadani station, B: Hirudani station, C: Shiramizudani station, D: Kurodani station, E: Observation area of erosion, R: Raingages, T: TV cameras, W: Water level gages.

3. 裸地斜面からの土砂生産

流域における土砂生産を考える場合、新規の崩壊などによる土砂生産の他に崩壊などによって裸地となった斜面における土砂生産も重要な役割を演じていることを考慮する必要がある。したがって、流域における土砂生産を予測するためには、まず新規崩壊などととも裸地斜面の土砂生産の実態を明らかにす

る必要がある。ここでは種々の裸地斜面を試験斜面に設定して観測・調査を実施し、その結果について検討している。

3.1 斜面勾配が安息角より緩い場合

調査対象とした斜面は標高 2100 m 付近の稜線にあり、表面には植生がなく平坦で水みちなどの発達はない。侵食深の測定はクイによる方法を採用し、その測定斜面長は稜線から 1 m に設定している。したがって、降雨があっても表面流が発達しないものと考えられる。この稜線は年間 10～50 cm 移動しているので、クイもその都度移動させている。この斜面を構成する土砂礫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。しかし、その大半は直径 10 mm 以下の細粒成分が占めている。測定は春（5～6月）と（秋（10～11月））に行われている。その結果は Fig. 3 に示すとおりである。この図において、縦軸は斜面の年間侵食深 E (cm/年) であるが侵食の大半は秋から春の間に発生している。横軸は斜面勾配 θ を $\sin\theta$ 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。侵食深 E は斜面勾配が大きくなるほど大きくなる傾向がある。これらの関係は

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

のように表わすことができる。ここに、 a の値は観測年によって異なっているが、これは斜面の地域性や降雨などの外力に支配されるものと考えられる。この斜面では表面流の発生がないと考えられるが、このような関係が成り立つ理由として、冬期間の凍上・融解による土砂の移動がある。その他、雨滴や風による微細粒子の剥離などが考えられるが、春から秋の間の侵食が非常に少ないので、これらを定量的に評価することは困難である。この試験地では凍上・融解が最も重要な役割を演じていると考える。

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な場合には、土砂礫に外力が作用しなくても粒子間の結合力がなくなると、粒子は斜面を落下する。このような裸地斜面の侵食量は、斜面の下に土砂採集箱（幅 1 m）を設置して、一週間毎に採集された土砂量から求められている。対象斜面は地形・地質などを考慮して選定されている。これらの斜面の特性と年間平均生産土砂量は Table 1 に示すとおりである。なお、各斜面の長さは 3 m から 8 m で、その位置は Fig. 1 に番号で示している。Table 1 に示す各斜面の特性は次のとおりである。地質についてみると、No. 1, 2 および 3 は流紋岩類に属しているが、岩質と風化の程度が若干異なっている。No. 1 は凝灰岩質で風化が進んでいるが、風化層には粘土質のものが含まれている。No. 2 は石英斑岩質で風化の程度は小さい。No. 3 は石英斑岩質で花崗岩のマサ状の風化が発達しており、この 3 地点の中で最も脆い斜面状態である。No. 4 は花崗岩で風化が進んでいる。No. 5, 6 は古生層の粘板岩、砂岩、石灰岩、輝緑凝灰岩、チャートからなっている。粘板岩・砂岩の互層からなっている部分は細かく節理が入って破碎されている部分が多く、破碎面から剥離し易くなっている。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安定な斜面を形成している。No. 7 は焼岳の火山噴出物の未固結の堆積で、水流などの侵食に対して非常に弱く、この斜面ではガリ侵食が顕著である。No. 8, 9 および 10 は流紋岩類であるが、前者のものとは異なる。とくに No. 8 および 9 のものは破碎構造が発達しており温泉作用による風化が顕著で風化物には粘土成分が含まれている。No. 11 は花崗岩で風化層は比

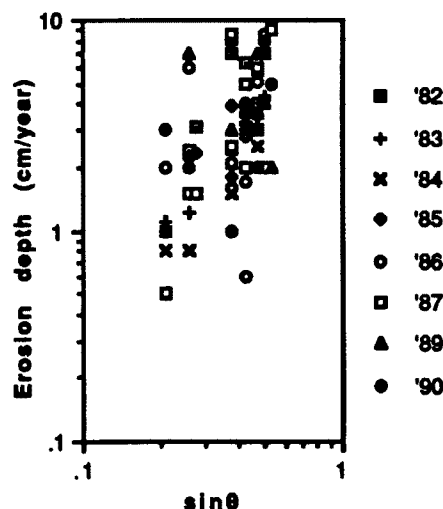


Fig. 3. Relationship between erosion depth (E) and slope gradient (θ) on bare slopes.

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

Station No.	Geology	Compressive strength (kg/cm ²)	Slope (degree)	Particle mean size in the slope materials (mm)	Sediment yield Mar. 28–Dec. 4 g/week · m ²
1	Rhyolite	5.0	52	2.4	82.0
2	Rhyolite	10.5	54	4.1	91.9
3	Rhyolite	3.3	50	1.2	96.3
4	Granite	1.2	43	1.3	—
5	Paleozoic	4.3	50	1.5	15.3
6	Paleozoic	3.8	60	2.5	169.4
7	Volcanic	0.9	55	10.0	304.8
8	Rhyolite	0.6	42	0.9	77.7
9	Rhyolite	0.5	35	1.7	38.0
10	Rhyolite	2.0	50	2.1	6.4
11	Granite	2.8	48	2.6	16.6

較的浅く、基岩の露出する部分も多い。

斜面侵食における場の特性の指標として圧縮強度の簡易試験を行った。斜面勾配は対象斜面の平均値である。斜面の土砂の平均粒径は斜面表層から採集した土砂の粒径分布から求められている。

土砂生産量の調査は1990年3月28日から12月4日まで実施された。以下、その結果について検討する。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。この土砂生産量は一週間単位の平均値である。この図において、全体的な傾向として土砂生産量は斜面勾配に比例して大きくなっているが、No. 4の値だけが特に大きな値を示してこの傾向から外れている。このNo. 4は花崗岩の風化が著しいところで侵食量が大きく林道の保護のために山腹工事が行なわれ現在調査は行なわれていない。つぎに、土砂生産量と圧縮強度の関係はFig. 5に示すとおりで、土砂生産量は圧縮強度が大きくなると少なくなる傾向が認められる。この傾向には二つのグループがあり、その一つは枠で囲んだもので土砂生産量が多いことが特徴である。これらは斜面勾配が大きい方に属するが、斜面勾配の他に斜面構成材料の粘着性など

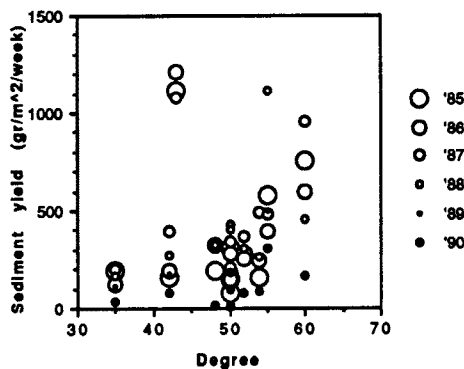


Fig. 4. Relation between the gradient (θ) of bare slope and the rate of sediment yield (gr./m²/week).

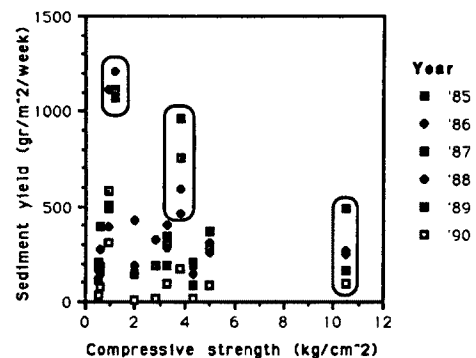


Fig. 5. Relation between the compressive strength (kg/cm²) of bare slope and the rate of sediment yield (gr./m²/week).

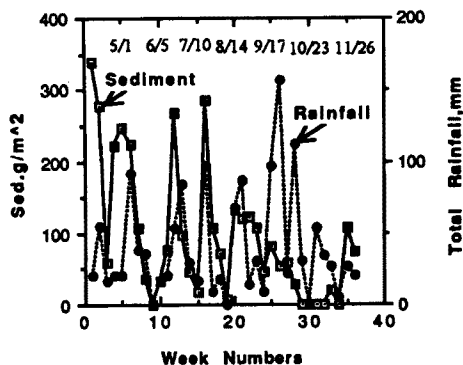


Fig. 6. Relation between rainfall (mm/week) and the rate of sediment yield (gr./m²/week) at No. 1 site.

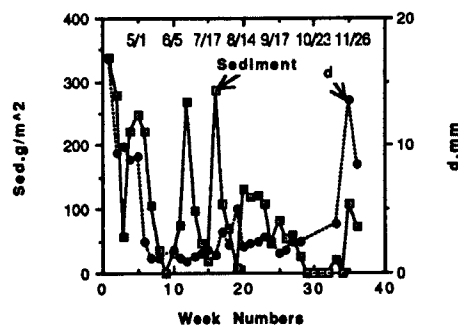


Fig. 7. Relation between the rate of sediment yield (gr./m²/week) and the mean diameter (mm) of sediment yield at No. 1 site.

がその要因として考えられる。

つぎに、No. 1 地点を例に土砂生産量の履歴を降雨量についてみると、Fig. 6 のように降雨量に対応する時期と対応しない時期に分かれる。土砂生産量が降雨量に対応しない時期は3月から5月の凍上・融解期にほぼ一致する。5月以降は降雨量に対応して土砂生産が発生するが、時間の経過とともに土砂量が減少する傾向が認められる。この様な理由として、凍上・融解で斜面表層に形成された軟弱層が侵食によってなくなっていることが考えられる。なお、斜面が積雪で覆われている間は斜面からの土砂生産はない。この様な1年を周期とする土砂生産は他の試験地でも認められる。生産土砂量の他に土砂礫の粒径分布においてもこの様な傾向が Fig. 7 に示すように現われている。粒径分布は凍上・融解期に大きいことが特徴である。この理由として、凍上・融解では直径数cm礫でも斜面から離脱すること、大きな粒子ほど斜面の途中で停止しないことが考えられる。また、この図には示していないが、降雨量が多い時に平均粒径が小さくなる傾向があることから、顕著な水みちやリルの形成はないが斜面上に細粒成分を洗い出すような薄い流れが存在するものと考えられる。

以上のような傾向が調査を開始してから継続しているが、若干経年的に変化している。Fig. 8 は各地点の経年変化の傾向を示したもので、No. 6 および 7 は変動が大きい、その他のものは1987年を最大として減少する傾向にある。その理由については不明であるが、この様な斜面がどの様にして安定化するか興味深い点である。

3.3 ガリ壁面の侵食

火山噴出物の堆積層は侵食に対して弱くガリの形成が大きな特徴となっている。この様なガリが形成されるとガリ壁面の侵食が進行して生産された土砂は土石流の形態で流出することが多い。ここで対象としているガリ壁面は焼岳火山の西側斜面に発達するもので、壁面の高さは最大のもので約30 mに達している。その斜面を構成する土砂礫は安山岩質の火山灰から1 m程度の礫まで広い粒径分布を有することが特

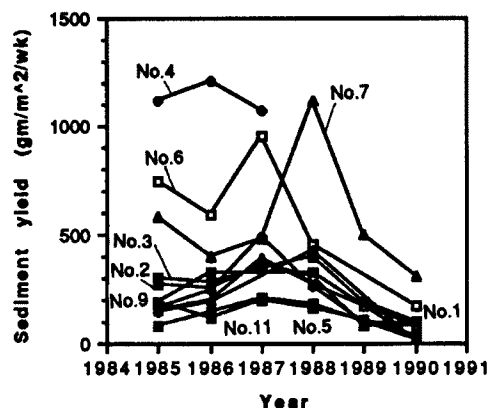


Fig. 8. Hysteretic characteristics of sediment yield on each test site.

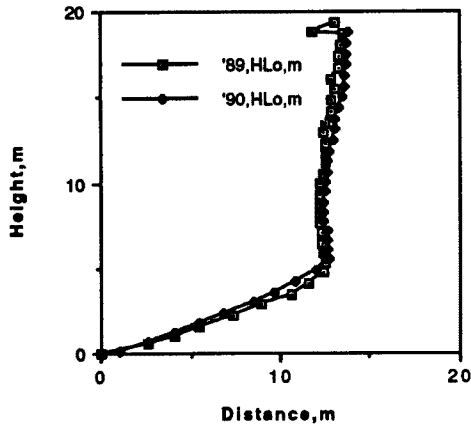


Fig. 9. An example of sectional profile showing gully on Ashiaraidani Creek.

徴である。この斜面の侵食量の測定は、年一回、春（5月）に光波測量によって行われている。測定は1981年から毎年継続して行われてきたが、1989年から測量は光波距離計の反射鏡を使用しない新しい方法を採用した。その測定結果の一例はFig. 9に示すとおりである。この方法は反射鏡を使用しないで直接壁面までの距離を測定できること、測定距離が約100 mで数ミリの誤差で測定できることが大きな利点であり、今後の成果が期待される。

なお、今年の成果と前年のものとの比較による侵食量の算定は基準点に若干の問題が認められたので検討から除外した。

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

山地溪流では斜面からの土砂流出の他に溪岸・河道の侵食による土砂流出も重要な役割を演じている。このような溪岸・河道の侵食量の調査は足洗谷支流のヒル谷と足洗谷本川において行われている。1990年、足洗谷本川の調査区間で護岸工事が行われ調査が中断されたので、ここではヒル谷についてののみ検討する。ヒル谷流域の河道はFig. 10に示すような河道からなっている。この図に示す上流の裸地斜面からは春先の凍上・融解によって年平均約 15 m^3 （10年間）の土砂が生産されている。1990年の場合には4月26日の測量では約 10.5 m^3 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・河道侵食の約10年間の平均は約 28 m^3 で、今年の測定では約 5.8 m^3 の侵食が認められた。1989年11月25日および1990年11月の測定結果はFig. 11に示すとおりで、各地点の変化量を示している。これらの侵食による土砂と裸地斜面からの土砂は本川に流入し、本川の河道のプールを埋めながら流下している。このプールの堆砂量の変化はFig. 12に示すとおりである。この堆砂量は20 mの区間内のプールの総堆砂量で下流から測定区間の番号で示されている。1989年9月におけるプールの総堆砂量は 1.14 m^3 で非常に少ない。その後の1990年4月には若干堆砂量が減少して 0.9 m^3 となっている。7月には増加して堆砂量は 3.77 m^3 となっている。10月には若干減少して 2.41 m^3 に減少している。

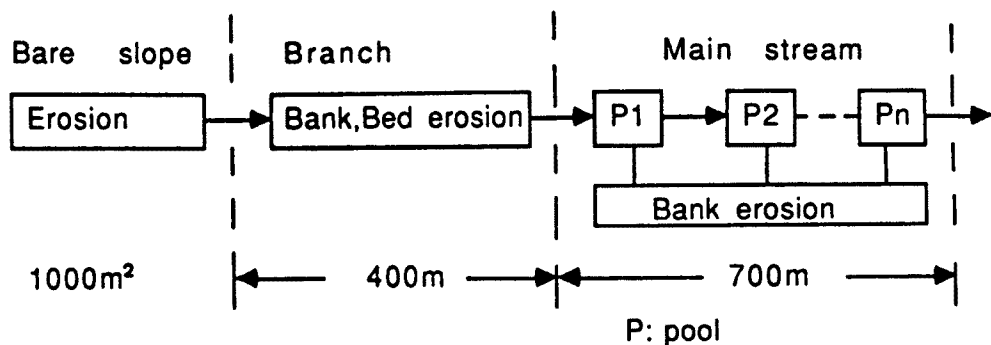


Fig. 10. The system of channel in the Hirudani basin.

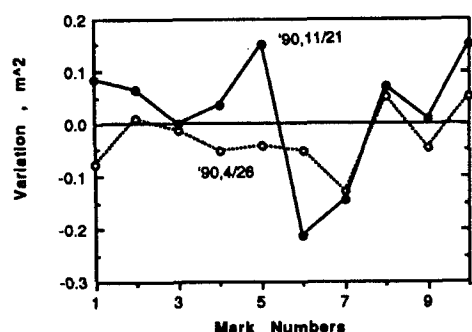


Fig. 11. Channel variation in the Hirudani branch.

ヒル谷出口の試験ダムの堆砂量は1989年11月から1990年6月までは約33.8 m³, 6月から11月の間に約5.68 m³であった。この試験ダムの堆積土砂の岩種は、5月までのものは花崗斑岩で上流支流の裸地斜面から流出してきたものと推定される。6月までのものは試験ダム付近の右岸崩壊地の石英斑岩がほぼ70%を占めており、花崗斑岩は僅かであった。この石英斑岩のダム堆積物の粒径は最大30 cm程度で、花崗岩の最大粒径が1 cm程度であるのに対して非常に大きいことが特徴である。

以上のような土砂の流出が発生したこの間の大きな出水の状態はFig. 13に示すとおりである。4月の融雪出水は例年とほぼ同じで最大流量が約100 l/sであった。

6月以降の出水は融雪時の降雨による最大流量(約100 l/s)を超えるものが発生していない。

以下、Fig. 14に示す土砂の流出過程について若干の検討を行う。この図に示すとおり支流から流出する土砂量は裸地斜面から10.5 m³, 支流の河道侵食による約5.8 m³を合わせると、計16.3 m³となる。この土砂流出は5月5日の出水が最大流量100 l/sを超え、50 l/sを超える出水期間が10日程継続していることに関係しているものと考えられる。6月21日の時点では試験ダムに約42 m³の土砂が堆積している。6月21日以降大きな出水はなく土砂流出も少なく7月20日のプールの堆砂量は3.57 m³で、この支川からの土砂によって約2 m³のプール堆積量の増加が生じている。その後、9月の出水において若干の土砂流出

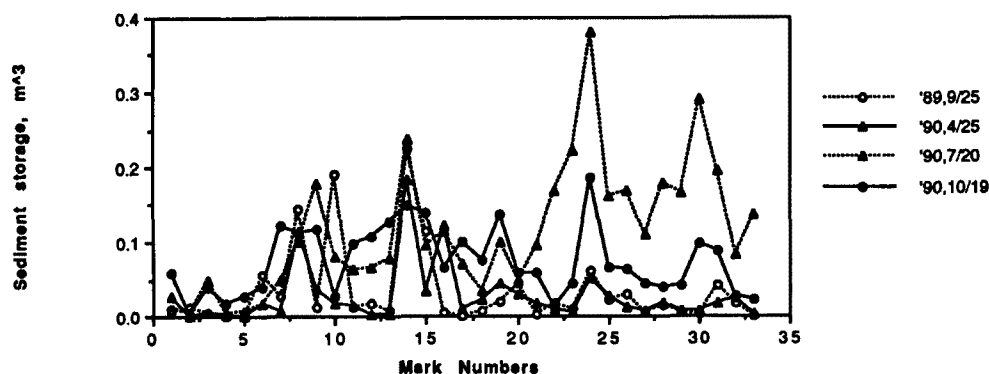


Fig. 12. Sediment storage variation in every 20m on the course of the Hirudani stream channel.

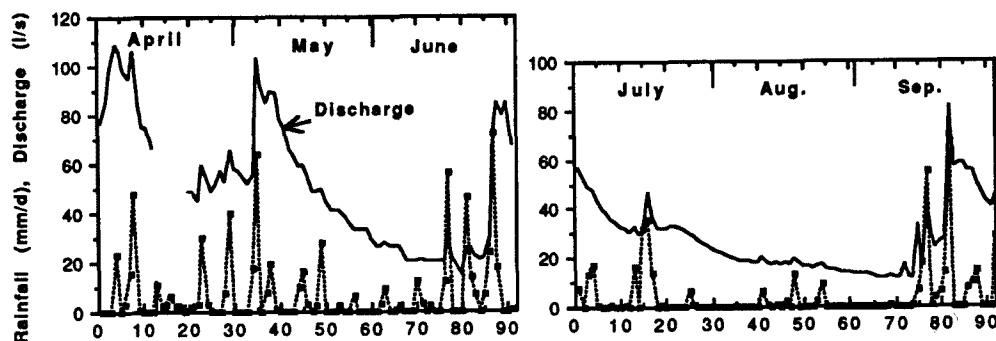


Fig. 13. 1990 Flood in the Hirudani.

Date	Bare slope	Branch	Main stream	Bare slope	Check dam
4/25			0.2 m ³		
4/26	10.5 m ³	5.8 m ³			
6/16				10 m ³	
6/21					33.8 m ³
7/20			(3.57 m ³)		
10/19			1.36 m ³		
11/21		(4.2 m ³)			
11/26					5.7 m ³

Fig. 14. Process of sediment runoff in Hirudani basin.

があり、10月19日の時点ではプールの堆砂量が1.36 m³に減少し、11月21日の時点では支流に4.2 m³の堆積が生じ、11月26日の時点では約5.7 m³の土砂が試験ダムに堆積した。これは9月13日から20日までの出水が関与している。試験ダムの堆砂量および砂礫の岩種からヒル谷出口の流出土砂量を推定すると、6月21日までの流出土砂は支川の裸地斜面から流出したものとヒル谷下流の右岸裸地から流出したものが約半々であり、約20 m³が支川から流出したものと考えられる。以上の様に1990年の土砂流出において、5月の融雪時に下流崩壊地からの流出土砂が大きな役割を演じていることが明かとなった。

4.2 土石流発生の降雨条件

土石流の発生および規模と流動・堆積に関する実態を解明するために白水谷において降雨、水位、降雨の河床への浸透および流動・堆積の観測を実施している。とくに白水谷上流の中谷において、降雨の河床への浸透と表面流の発生および土石流の発生を観測している。1990年9月13日に台風による豪雨が発生した。その雨域の高度分布はFig. 15に示すように白水谷の上流域（R-5）よりも下流の観測所（R-1）やヒル谷下流付近（R-2）に豪雨域が集中しており白水谷において従来の土石流発生限界を超える降雨がなく、土石流の発生は認められなかった。このように山岳地域の降雨は局所的であり、Fig. 15に示すようにヒル谷（R-2）と割谷（R-6）とは約2 kmの距離が離れているだけで降雨量が大きく異なる。したがって、このような山岳域において2 km程度のメッシュで降雨の予測を行うことは非常に困難であり、なんらかの方法を考える必要がある。

一方、時々刻々変化する降雨の特性から土石流の発生を予測するためには、Fig. 16に示すように、横軸に連続雨量、縦軸に時間雨量をとり、この図に示される限界線を超えると土石流が発生するとする簡便な方

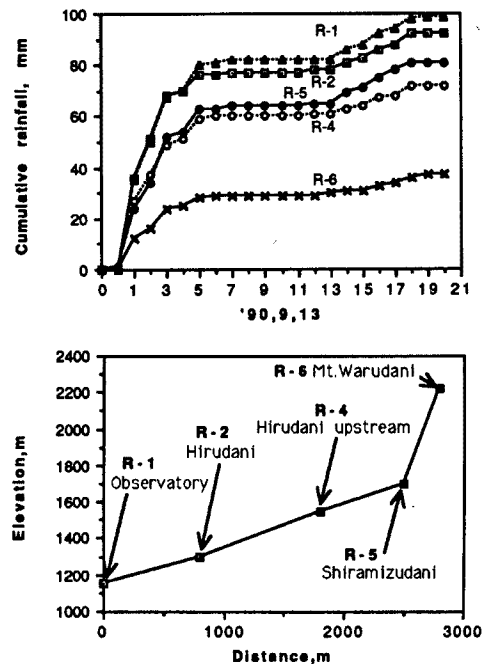


Fig. 15. Comparison of the precipitation at different sites in the Ashiaraidani.

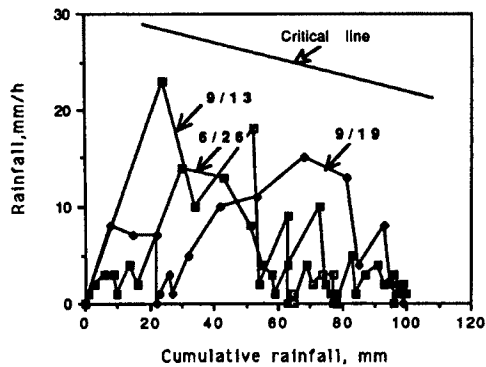


Fig. 16. Time sequential diagram of rainfall intensity and cumulative rainfall.

解析に十分な測定結果は得られていない。そこで、発生域から約 1.2 km 下流 (2.1 km²) において超音波式水位計によって得られた流量と白水谷の雨量計 (R-5) の値から比較的降雨量の大きい場合について流出率を求めた。その降雨と流量は Fig. 17 に示すとおりである。この図において 9 月 12 日と 20 日の降雨と出水を比較してみよう。前者は降雨に対して流出量が少なく、その流出率が 2.65% であるのに対して、後者は 8.1% で前者の 3 倍となっている。これは Fig. 13 に示すように、9 月 12 日の前には長く降雨がなかったので地表付近の間隙水も減少しており、間隙水の補充のために流出率が小さくなったものと考えられる。その後 9 月 14 日から 9 月 20 日の降雨の間に約 120 mm の降雨があり、表層付近の間隙は水で十分満たされていたので後者の流出率が増加する。したがって、土石流発生に関係する表面流の発生を予測する場合、このような特性を考慮する必要がある。さらに、この様に短期の流出率が小さな流域でも土石流が発生した場合、土石流に含まれる水の流出率は 100% を超える場合も観測されており、地中の水の分布特性を解明することは重要な課題である。

法の開発も必要である。この試験地における 1990 年の降雨の特性は Fig. 16 に示すとおりである。この図に示す降雨は従来の発生限界雨量から求められた限界線を超えるものではなく、土石流の発生がなかったことと矛盾しない。

4.3 土石流発生域の出水

土石流の発生には降雨が大きく関わっているが、その降雨の流出特性と地下水との関係などには不明な点が多い。ここでは観測結果に基づいて土石流発生域の降雨流出について若干の検討を行なう。土石流の発生に降雨がどの様に関わっているかを明らかにするために白水谷の発生源に水位計を設置しているが、表流水の量が少なく

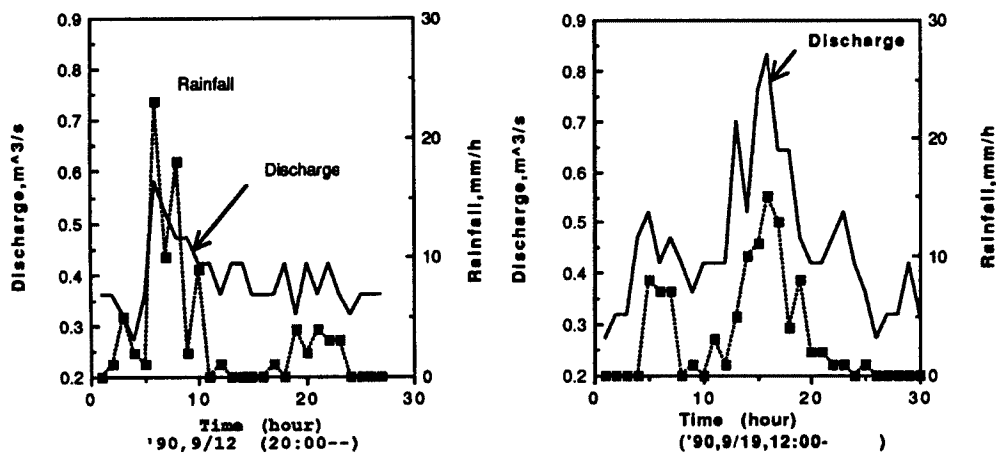


Fig. 17. 1990 Flood in the Shiramizudani.

5. 結 語

以上、本文では山地の試験斜面や試験溪流において実施された土砂生産と流砂の観測・調査の成果について若干の検討を行った。それらを要約して結語とする。

土砂生産については、1984年から開始された試験斜面では凍上・融解が土砂生産において大きな役割を演じていること、降雨強度が土砂生産量に関与していること、場の特性として斜面勾配および圧縮強度が土砂生産量に関係していること、および一年を周期として土砂生産の形態が変化す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・河道侵食が土砂生産源として重要な役割を果たしていること、ヒル谷本川河道のプールが流砂の一時的な貯留を行っていること、および溪岸崩壊地からの土砂流出を含めた土砂の流出過程を明らかにした。

土石流のついては、山地における豪雨の発生が局地的であること、降雨の局地性が土石流の発生場所を支配していること、および土石流発生域の降雨流出の実態を明らかにした。

最後に、本研究の調査・観測において穂高砂防観測所の志田正雄技官の協力があつたこと、地形測量において地形土壌災害研究部門の横山康二技官の協力があつたこと、および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つたことを記して感謝の意を表する。

なお、本研究の一部は建設省北陸地方建設局神通川水系砂防工事事務所の受託研究「神通川水系焼岳に発生す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), 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), 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 (15), (16), 京都大学防災研究所年報第29号B-2, 1986, pp.291-307, 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: 山地流域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, pp.373-378.
- 25) 芦田和男・沢田豊明: 山地流域における出水と土砂流出 (18), 京都大学防災研究所年報第32号B-2, 1989, pp.471-486.
- 26) 沢田豊明・芦田和男: 裸地斜面における土砂生産, 水工学論文集, 第34巻, 1990, pp.355-360.
- 27) 芦田和男・沢田豊明: 山地流域における出水と土砂流出 (19), 京都大学防災研究所年報第33号B-2, 1990, pp.281-292.