

山地流域における出水と土砂流出 (21)

芦田 和男・沢田 豊明

RUNOFF PROCESS, SEDIMENT YIELD AND TRANSPORT IN A MOUNTAIN WATERSHED (21)

By Kazuo ASHIDA and Toyoaki SAWADA

Synopsis

Observational studies on the runoff, sediment yield and the sediment transport have been carried out in an experimental basin, the Ashiaraidani creek (6.5 km²), which is a tributary of the Jintsu River.

(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 in the Shiramizudani creek (2.1 km²).

1. 緒 言

水と土砂による災害を防止軽減するためには、様々な形で流域の自然環境に影響を与えている山地流域における出水と土砂流出の実態を明らかにする必要がある。この様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モデル流域を設けて流砂に関する観測が1966年より継続して行われている。

本観測研究は、土砂生産から土砂の輸送・堆積まで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。流域の上流において土砂生産量が少なく、細粒径の土砂が階段状の安定した河道を流下する土砂流出過程については、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) において行われている。さらに、土石流の発生および流動・堆積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。その他、裸地斜面の侵食による土砂生産に関する観測・調査が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10地点の試験斜面において行われている。

本文では、1991年(平成3年)に実施された観測・調査の成果をまとめ、従来の研究成果¹⁾⁻³⁰⁾に基づき土砂生産・流出に関する検討が行われている。

2. 観測流域および観測・調査の概要

観測・調査流域は神通川水系の高原川流域に設定されている。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 (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が行なわれている。採集箱による測定地点は、Fig. 1 に番号で示すとおりである。なお、クイと光波測量による方法は資料に不備があり今回の検討から除外されている。

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、超音波水位計、雨量計からなる観測システム²¹⁾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。なお、コンクリート水路では水路床を移動する礫と路床の衝突音から移動礫の量を測定する方法について試験的な観測が実施されている。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堆砂量の変化の測量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²³⁾するため

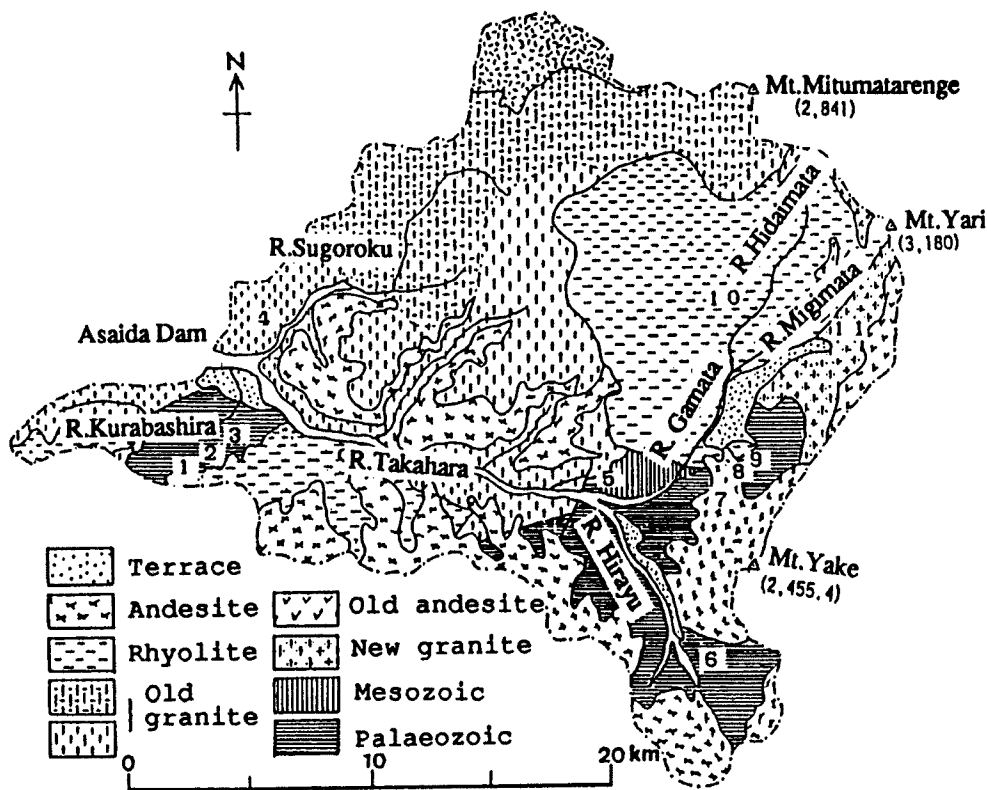


Fig. 1. Plan of the Takaharagawa experimental basin. The number 1, 2, 3, ..., 11, in the figure represents the observation sites of bare slope erosion.

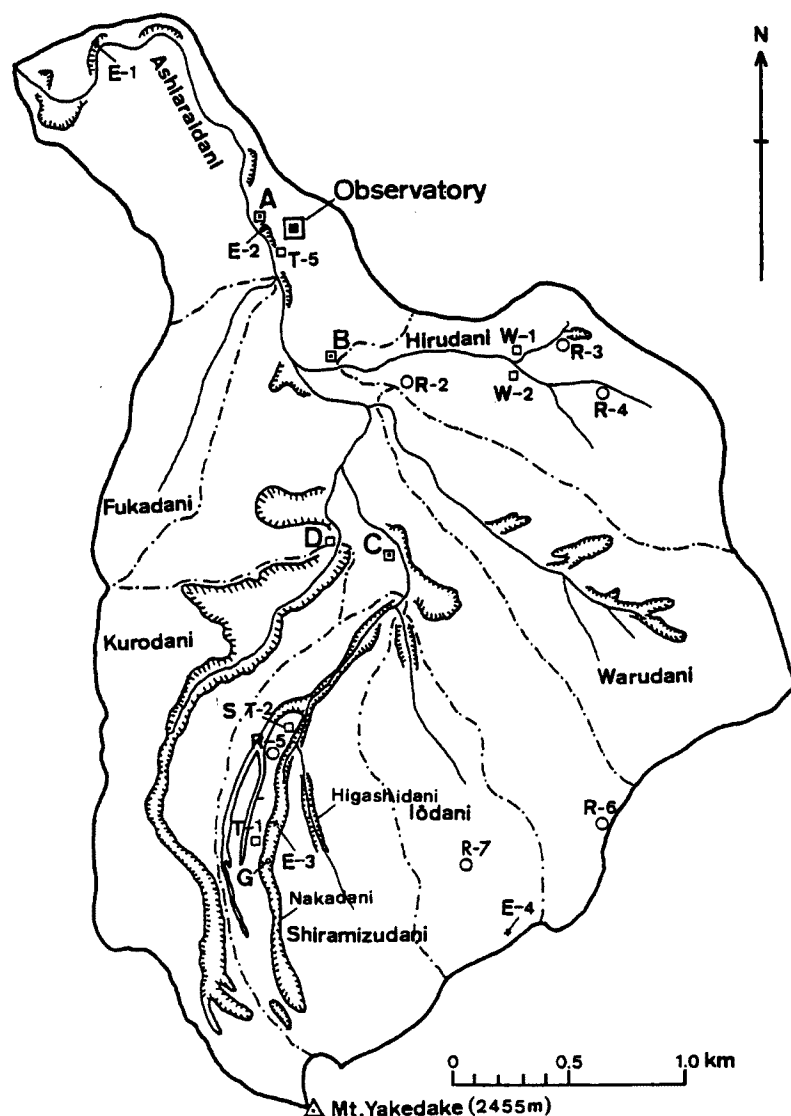


Fig. 2. Plan of the Ashiaraidani experimental basin and the arrangement of equipment for observation. The system in the figure are; A: Fukadani station, B: Hirudani station, C: Shiramizudani station, D: Kurodani station, E: Observation area of erosion, R: Raingages, S: Seismometer, T: TV cameras, W: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

に、河床に間隙水を感じするセンサーを埋め込んで観測を行っていたが、今年度は測定機器の故障によって観測は中止されている。なお、土石流の発生を観察するためのTVカメラ、流動・堆積状態を測定するTVカメラおよび超音波水位計は従来通り設置されている。

近年、火山地域の砂防が社会的にも重要な課題となっている。この試験流域の焼岳も現在水蒸気を噴出して活動している。そこで、この火山の状態を監視することが将来の防災対策において重要であると考え、1990年頃から火山のモニタリングに関する検討を行い³⁰⁾、簡易的な方法で観測・調査が実施されている。その内容はプロトン磁力計による地磁気、地電流、温泉井戸における噴出蒸気温度および白水谷における地震などである。なお、この観測・調査の結果については、本文では割愛する。

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裸地斜面における土砂生産も重要な役割を演じており、流域における土砂生産を予測するためには、新規崩壊などとともに裸地斜面の土砂生産の実態を明らかにする必要がある。ここでは試験斜面に設定した裸地斜面の観測・調査の結果について検討している。

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1m）を設置して、一週間毎に採集された土砂量を計測して求められている。さらに、採集された土砂の粒度分布も測定されている。試験斜面は地形・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3mから8mで、その位置はFig. 1に番号で示している。Table 1に示す各斜面の地質などの特性について述べる。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にある。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、破碎面から剥離し安くなっている。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。このNo. 5の斜面は徐々に草が斜面に侵入し斜面の侵食が減少してきている。No. 7は焼岳火山の噴出物の未固結堆積物で、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. 8, 9および10の斜面も次第に植生が侵入して侵食量は少なくなっている。No. 11は花崗岩で風化層は比較的浅く、基岩の露出する部分も多い。この斜面も植生の侵入が認められる。

斜面侵食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1991年4月4日から12月11日まで実施された。以下、その結果について検討する。Fig. 3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

Table 1. Characteristics in the experimental plots and their average sediment yields in 1991

Station No.	Geology	Compressive strength (kg/cm ²)	Slope (degree)	Particle mean size in the slope materials (mm)	Sediment yield 10-Apr.-11-Dec. g/week・m ²
1	Rhyolite	5.0	52	2.4	58.9
2	Rhyolite	10.5	54	4.1	56.5
3	Rhyolite	3.3	50	1.2	42.1
4	Granite	1.2	43	1.3	—
5	Paleozoic	4.3	50	1.5	63.1
6	Paleozoic	3.8	60	2.5	149.8
7	Volcanic	0.9	55	10.0	169.8
8	Rhyolite	0.6	42	0.9	82.9
9	Rhyolite	0.5	35	1.7	99.8
10	Rhyolite	2.0	50	2.1	—
11	Granite	2.8	48	2.6	—

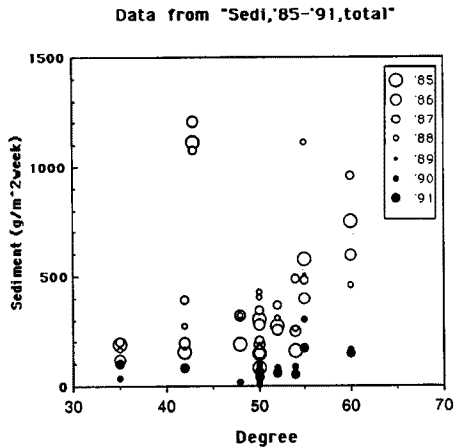


Fig. 3. Relation between the gradient (θ) of bare slope and the rate of sediment yield ($\text{gr./m}^2/\text{week}$).

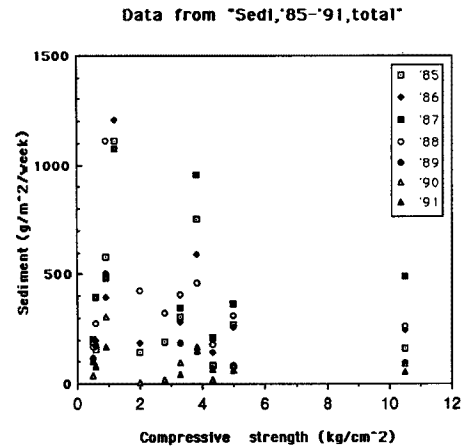


Fig. 4. Relation between the compressive strength (kg/cm^2) of bare slope and the rate of sediment yield ($\text{gr./m}^2/\text{week}$).

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。つぎに、土砂生産量と圧縮強度の関係は Fig. 4 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る。その理由の一つとして斜面勾配の他に斜面構成物の粘性などがその要因として考えられる。

つぎに、No. 1 および No. 7 地点を例に土砂生産量の履歴と降雨量についてみると、Figs. 5 および 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・融解期にはほぼ一致する。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ることが考えられる。12 月になって土砂生産量が増加するのは凍上・融解が発生するためである。12 月の降雪によって斜面が積雪で覆われると積雪が無くなるまで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 Figs. 7 および 8 に示すように現われている。粒径の大きな成分は凍上・融解期に多く生産されていることが特徴である。この理由として、凍上・融解では直径数 cm

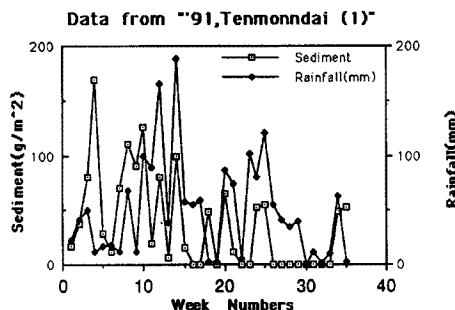


Fig. 5. Relation between rainfall (mm/week) and the rate of sediment yield ($\text{gr./m}^2/\text{week}$) at No. 1 site.

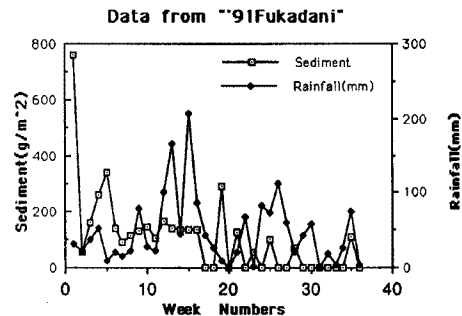


Fig. 6. Relation between rainfall (mm/week) and the rate of sediment yield ($\text{gr./m}^2/\text{week}$) at No. 7 site.

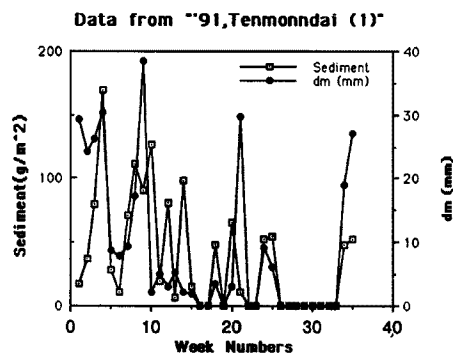


Fig. 7. Relation between the rate of sediment yield ($\text{gr./m}^2/\text{week}$) and the mean diameter (mm) of sediment yield at No.1 site.

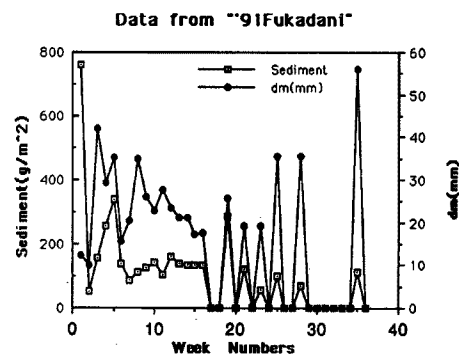


Fig. 8. Relation between the rate of sediment yield ($\text{gr./m}^2/\text{week}$) and the mean diameter (mm) of sediment yield at No.7 site.

の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、Figs. 5および6を参考にすると降雨量が多い時に平均粒径が小さくなる傾向が認められ、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出れが存在するものと考えられる。

一方、斜面侵食の実態を長期的にみると、Fig. 9に示すように大半の斜面では土砂生産量が減少する傾向が認められる。また、斜面に植生が侵入していることも斜面が次第に安定していることを示すものと言える。これらの裸地斜面の形成時期をみると、No. 1, 2および3は1967年頃で約25年経過していることになる。この様に凍上・融解が発生する地域において裸地斜面が自然に植生が回復して安定するためにはこの程度の期間が必要なものと考えられる。

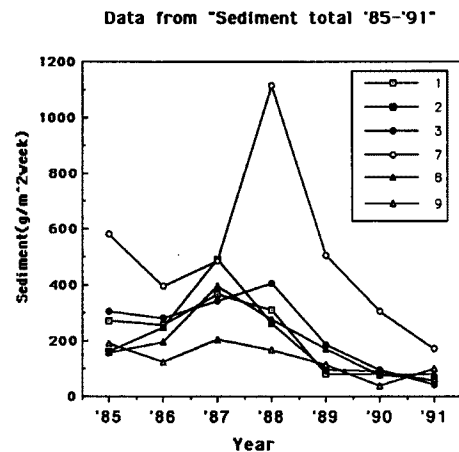


Fig. 9. Hysteresis characteristics of sediment yield on each test site.

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。この様な溪岸・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。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・融解によって平均約 15 m^3 （10年間）の土砂が生産されている。1991年の場合は約 14 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 13.5 m^3 の堆積が認められた。この様な堆積は調査を実施してから今回が最初である。9ヶ所の横断測量によって求められた各地点の侵食・堆積断面積の分布はFig. 11に示すとおりである。この様な河床の変動には規則性は認められず、また各断面における堆積物の特性と流路の形態などの特性を評価することが難しいこと、さらに正確な流量資料も得られていないので侵食の機

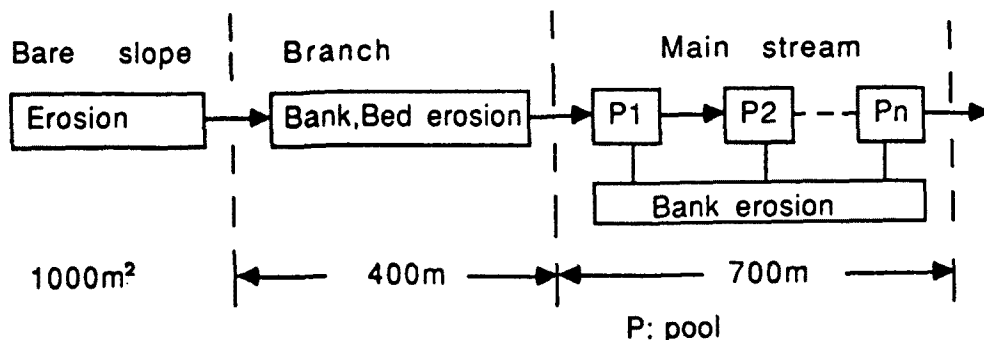


Fig. 10. The system of channel in the Hirudani basin.

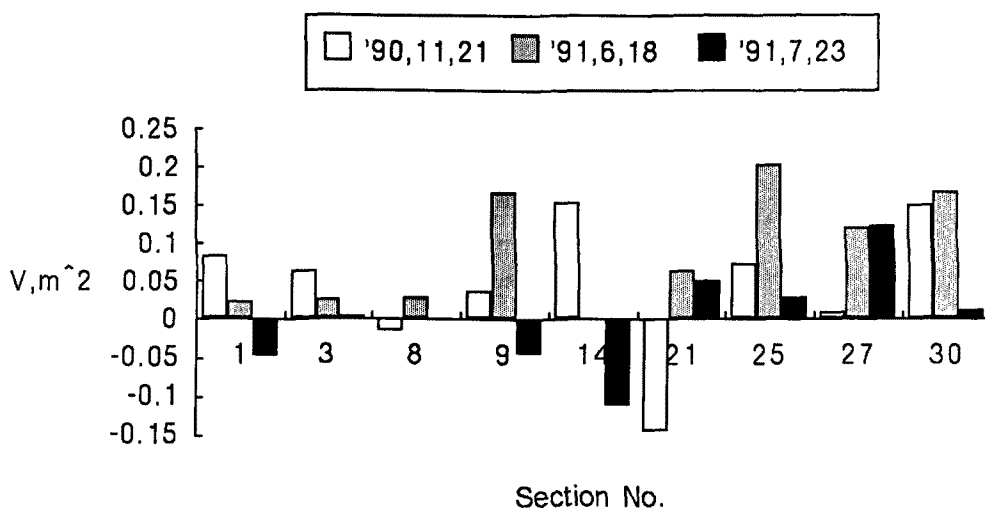


Fig. 11. Channel variation in the Hirudani branch.

構を検討する事は困難である。この支流から流出した土砂は本川に流入し、本川の河道のプールにおいて堆積・侵食を繰り返しながら流下する。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。1990 年 10 月におけるプールの総堆砂量は 2.4 m³ である。その後 1991 年 5 月 7 日には若干堆砂量が減少して 1.5 m³ となる。6 月 18 日には若干増して堆砂量は 3.1 m³ となる。7 月 19 日には 0.8 m³ に減少し、10 月 8 日にはさらに減少して 0.4 m³ になっている。

ヒル谷出口の試験ダムの堆砂量は 1990 年 10 月から 1991 年 6 月 21 日までの融雪出水によって約 6.5 m³、7 月 12 日からの出水で約 32.1 m³、8 月から 1992 年 4 月までは約 1.3 m³ であった。この試験ダムの堆積土砂の岩種は、6 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。7 月 12 日以降のものは試験ダム付近の右岸崩壊地の石英斑岩がほぼ 50% を占めていた。その他は花崗斑岩であった。この石英斑岩のダム堆積物の粒径は最大 30 cm 程度で、花崗斑岩の最大粒径が 1 cm 程度であるのに対して非常に大きい。

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。2 月の豪雪により 4 月の融雪出水は最大流量が例年の約 2 倍で 1984 年以來の大規模なものであった。7 月の出水は前年の降雨による最大流量 (約 1151 /s) を超えるものであった。8 月以降の出水は 7 月より少規模であり、7 月に土砂流出があって以来、1992 年 4 月まで出口の試験ダムに堆積した土砂は約 1 m³ と非常

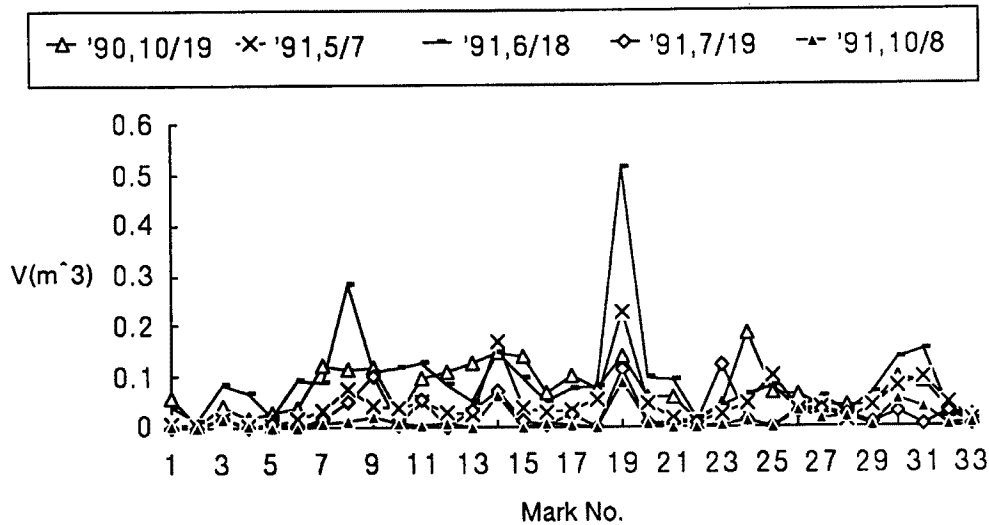


Fig. 12. Sediment strage variation in every 20m on the course of the Hirudani stream channel.

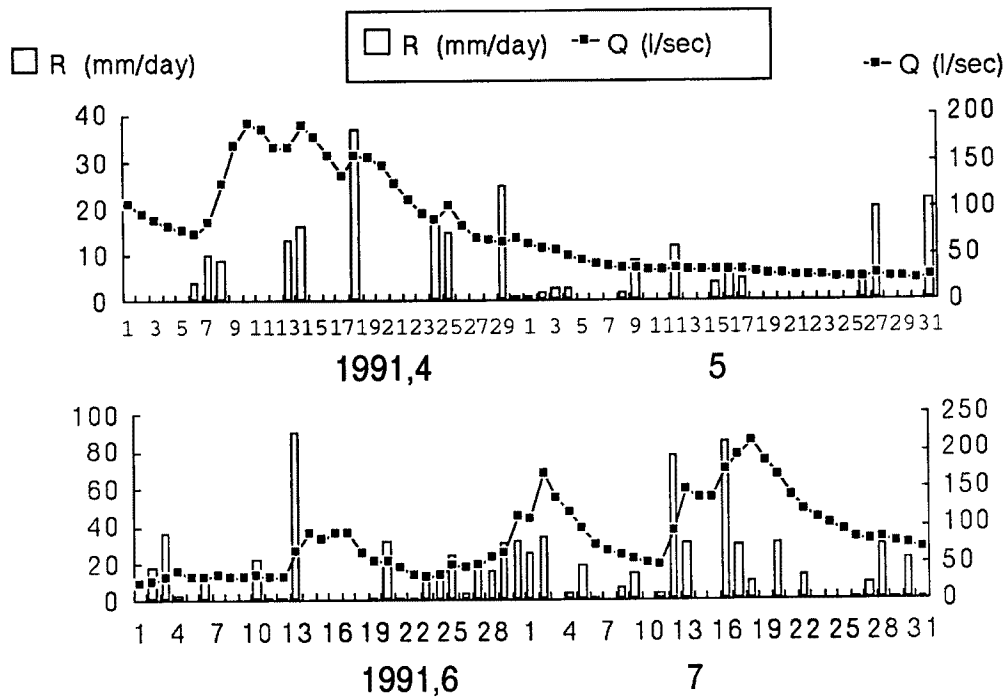


Fig. 13. 1991 Flood in the Hirurani basin.

に少ない。

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 14 m^3 , 支流の河道侵食による土砂量は各断面の変動量から支流の約半分の区間 (150 m) が対象となるとして単純に変動量を求めると約 13.5 m^3 の堆積となる。融雪出水のピーク時には支流の崩壊地には積雪があり崩壊地からの土砂はこの時点では移動していない。したがって, 崩壊地の裸地からの土砂は6月13日の降雨出水によって支川に堆積し, その一部が支川から流出したものとする。

Date	Bare slope	Branch	Main stream	Bare slope	Check dam
5/7	14 m ³		1.5m ³		
6/18		13.5m ³	3.1m ³		6.5m ³
7/19			0.8m ³		
7/23		0.17m ³			32.1m ³
10/8			0.4m ³		

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

融雪時の土砂の移動は6月18日に試験ダムに堆積した6.5 m³であり、その流出経路は支川からの流出、本川のプール内の土砂の流出および溪岸の侵食による流出であると考えられる。

4.2 流路変動と土砂流出

足洗谷本川における土砂流出は上流において土石流が発生した場合、下流の流路変動に与える影響は非常に大きく、土砂の移動形態も途中で変化する。ここでは小洪水における流路変動と土砂流出について試験的な流砂量測定法の検討を含めて考察する。

流路変動の測定区間は1990年に護岸工事が行なわれ、その際に河道が人工的に平坦に整地されて流路は明瞭ではなかった。その後の出水によって次第に流路が明確になった。平水時（0.5 m³/sec）の流路幅は3 mから5 mで、ステップとシュートからなる階段状の河道が形成されている。

このような自然流路の変動と流砂量および流れの同時計測を目的とした観測を実施した。観測装置は自然流路と観測用コンクリート水路を写すTVカメラ、観測用水路床に設置されたパイプとマイクロフォンからなる音声・映像システムである。その他、流量を計測するために超音波水位計、レーダ流速計が設置されている。観測水路を移動する礫の音はパイプの中に設置されたマイクロフォンで捕らえ、水路の状態と同時にビデオテープに記録されている。

1991年7月12日、観測水路における砂礫の移動が確認できる比較的良好な映像がビデオテープに録画され、同時にその移動礫の音も録音されていた。このテープの映像と音を再生しながら礫の移動と音声の関係を検討した。その結果、ビデオ映像では確認できない礫の移動とその衝突音が含まれていること、移動礫の量が多くなると個数が判定できないこと、移動礫の速度や移動形態によって音声が異なるなどの問題点が確認できた。しかし、移動礫の測定精度をどこまで要求するかによって、この方法の応用範囲は広がるものと考えられる。

一方、観測水路より約100 m上流の自然流路の状態もビデオテープに録画されており、この映像から流れと流路変動の状態を見ることができる。しかし、この映像から流れの速さとその分布などを読みとることは困難で、流路幅の大きな変化や主流路の位置の変化などが読み取れる程度である。また、自然流路と流砂観測水路が約100 m離れているので、流路の変動と流砂現象をどの様に対応させるかが問題である。さらに、観測地点より上流から供給される土砂に関する情報はなく、流路変動と土砂流出機構に関する検討は困難である。

しかし、映像・音声の分析法は近年飛躍的に発達してきており、これらの応用による新たな解析法の手がかりが得られた。

4.3 土石流発生時の降雨条件

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と降雨の流出

および土石流の流動・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、土石流発生時の表面流の状態および河床堆積物の流動化の発生を観測している。1991年に発生した降雨で主なものはFig. 15に示すように、既往の土石流発生条件である降雨の発生限界を超える降雨がなく、土石流の発生は認められず従来の土石流発生の降雨条件の範囲にあったものと考ええる。しかし、土石流発生域の河床には溪岸の斜面から土砂礫の供給は例年のように行なわれ、河床堆積物は増加している。このような河床堆積物の増加が発生場の条件に影響を与えているものと考え、場の条件の変化にともなって降雨条件も変化していることを考慮する必要がある。

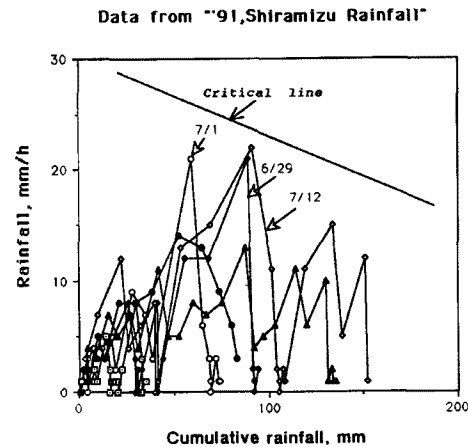


Fig. 15. Time sequential diagram of rainfall intensity and cumulative rainfall.

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、および土砂の流出過程を明らかにした。現地河川において、音響法による流砂計測法の適応性を検討した。

土石流については、従来より明らかにされていた土石流の発生降雨条件が再確認された。

最後に、本研究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、裸地斜面の侵食観測において本学の飛騨天文台の方々の協力があつたこと、火山活動のモニタリングに関して富山大学理学部の酒井英男助手、高山西高等学校の中山武教諭および防災研究所附属地震予知センターの和田博夫技官の協力があつたことを記して深く感謝の意を表する。

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。さらに、文部省科学研究費補助金：総合研究A「種々のスケールにおける流れと流砂運動の同時計測による土砂輸送・河床変動機構の解明」（代表：芦田和男）の成果の一部である。

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 Diaster 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. 393-409.
- 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 年, 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.
- 28) Sawada, T. and K. Ashida: Sediment yield in bare slopes, Journal of Hydrosience and Hydraulic Engineering, Vol. 9, No. 1, 1991, 43-48.
- 29) 芦田和男・沢田豊明：山地流域における出水と土砂流出 (20), 京都大学防災研究所年報第 34 号 B-2, 1991, pp. 209-220.
- 30) 酒井英男・平井 徹・沢田豊明・中山 武・和田博夫・三雲 健：焼岳における電磁気観測 (序報), 京大防災研究所年報第 34 号 B-1, 1991, pp. 339-350.