

山地流域における出水と土砂流出 (19)

芦田 和男・沢田 豊明

RUNOFF PROCESS, SEDIMENT YIELD AND TRANSPORT IN A MOUNTAIN WATERSHED (19)

By Kazuo ASHIDA and Toyooki 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 was investigated with attention focused on rainfall intensity and local rainfall in the Shiramizudani creek (2.1 km²).

1. 緒 言

山地流域における出水と土砂流出は様々な形で流域の自然環境に影響を与えている。特に水と土砂による災害を防止軽減するためには、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モデル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。

本観測研究は、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。流域の上流において土砂生産量が少なく、その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、1989年の(平成元年)の観測・調査成果をまとめ、従来の研究成果¹⁾⁻²⁶⁾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

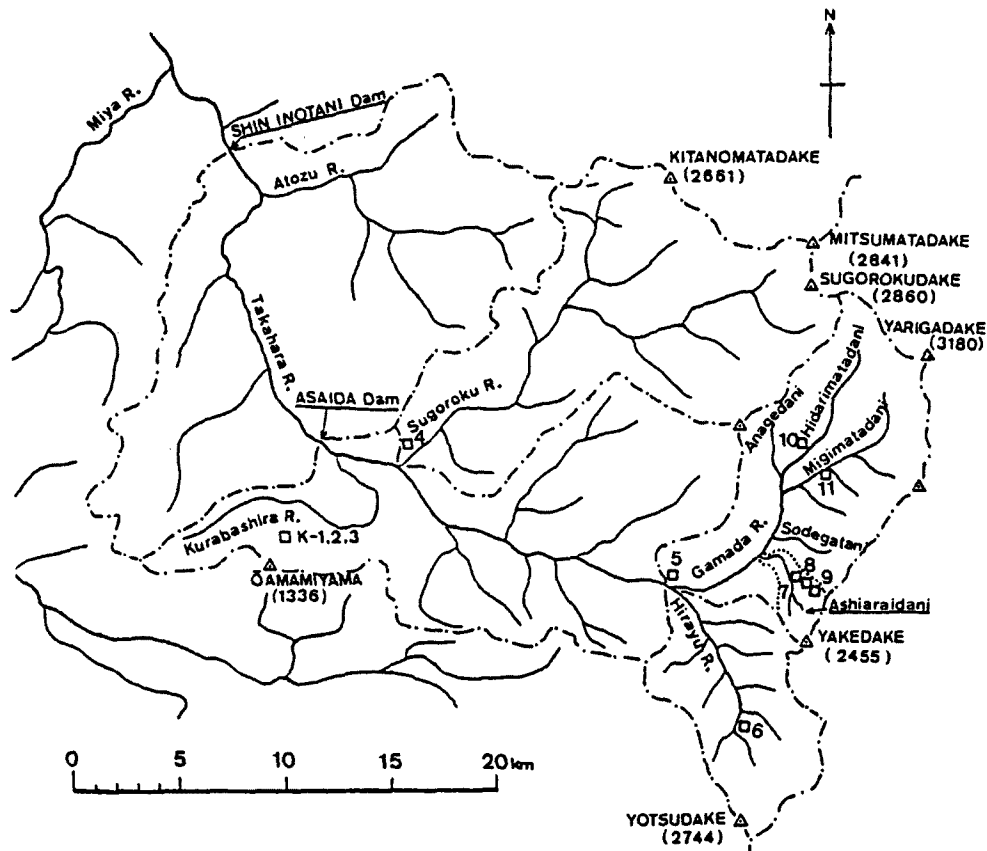


Fig. 1. Plan of the Takaharagawa experimental basin. The number 1, 2, 3, ..., 11 in the figure represents the observation sites of bare slope erosion.

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)、蔵桂川流域 (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。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定が洪水後に行なわれている。

土石流については、白水の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⁾するために、河床に間隙水を検知す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

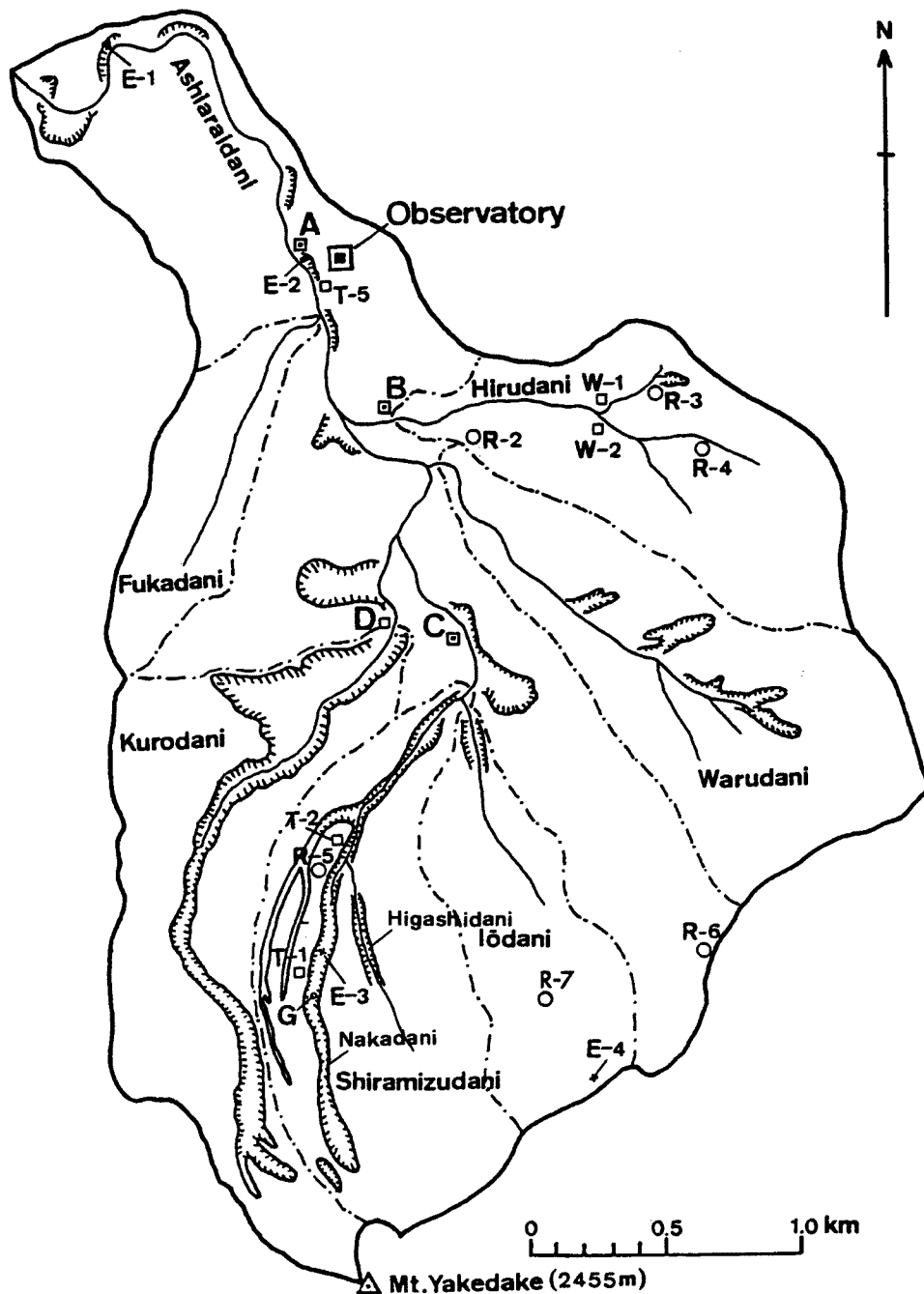


Fig. 2. Plan of the Ashiaraidani experimental basin and the arrangement of equipment for observation. The system in the figure are; A: Fukadani station, B: Hirudani station, C: Shiramizudani station, D: Kurodani station, E: Observation area of erosion, R: Raingages, T: TV cameras, W: Water level gages.

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、前報に述べているので省略する。

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。ここでは自然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

この様な勾配の斜面における土砂生産は、表面流、雨滴、凍上・融解、風などによって発生するものと考えられる。調査対象とした斜面は標高2177m付近にあり、表面には植生がなく平坦で水みちなどの発達はない。測定斜面長は稜線から1mに設定されており、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30~50cmの礫も点在する。しかし、その大半は直径10mm以下の細粒成分が占めている。侵食深の測定はクイによる方法を採用した。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)、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にある。これらの関係は

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

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、この様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、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。

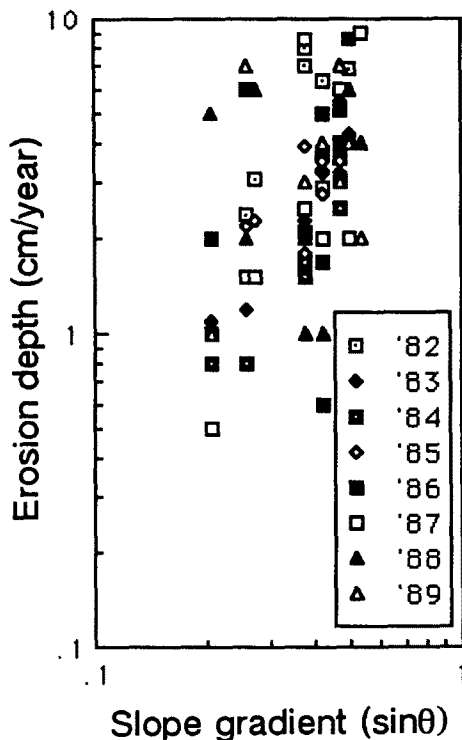


Fig. 3. Relationship between erosion depth (E) and slope gradient (θ) on bare slopes.

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3mから8mで、その位置はFig. 1に番号で示している。Table 1について各斜面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.

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 '89, 2/28-12/6 (kg/m ²) |
|-------------|-----------|--|----------------|--|--|
| 1 | Rhyolite | 5.0 | 52 | 2.4 | 2.86 |
| 2 | Rhyolite | 10.5 | 54 | 4.1 | 3.36 |
| 3 | Rhyolite | 3.3 | 50 | 1.2 | 5.83 |
| 4 | Granite | 1.2 | 43 | 1.3 | — |
| 5 | Paleozoic | 4.3 | 50 | 1.5 | — |
| 6 | Paleozoic | 3.8 | 60 | 2.5 | — |
| 7 | Volcanic | 0.9 | 55 | 10.0 | 48.65 |
| 8 | Rhyolite | 0.6 | 42 | 0.9 | 6.05 |
| 9 | Rhyolite | 0.5 | 35 | 1.7 | 3.96 |
| 10 | Rhyolite | 2.0 | 50 | 2.1 | — |
| 11 | Granite | 2.8 | 48 | 2.6 | — |

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、破碎面から剝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較的浅く、基岩の露出する部分も多い。

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1989年2月21日から12月6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。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

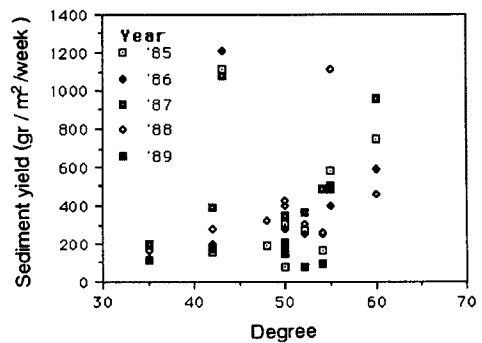


Fig. 4. Relation between the gradient (θ) of bare slope and the rate of sediment yield. (gr./m²/week)

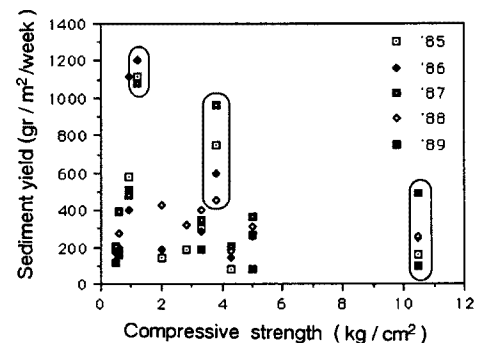


Fig. 5. Relation between the compressive strength (kg/cm²) of bare slope and the rate of sediment yield. (gr./m²/week)

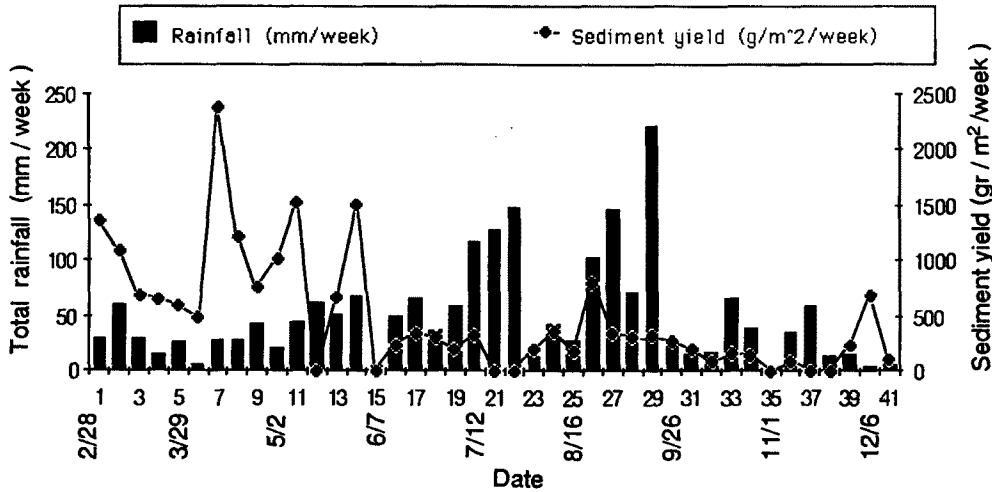


Fig. 6. Relation between rainfall (mm/week) and the rate of sediment yield (gr./m²/week) at No. 7 site.

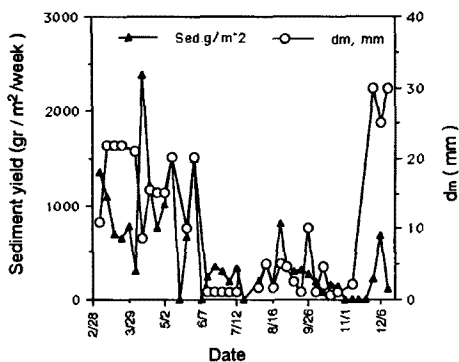


Fig. 7. Relation between the rate of sediment yield (gr./m²/week) and the mean diameter (mm) of sediment yield at No. 7 site.

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、斜面勾配の他に粘着性などがその要因として考えられる。

つぎに、No. 7 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るが考えられる。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 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、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。

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徴である。この斜面の斜食量の測定は、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、1988年に護岸工事が行われて測定斜面が移動したので前回との比較ができなかったこと、および今回の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ので測定結果の一例をFig. 8に示す。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100m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。

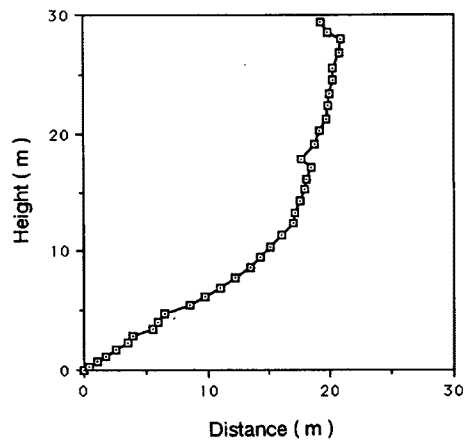


Fig. 8. An example of sectional profile showing gully on Ashiaraidani Creek.

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。1989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み検討する。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15m³（10年間）の土砂が生産されている。1989年の場合約16m³であった。

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・河道侵食の約10年間の平均は約28m³で、今年の測定では約15.6m³の侵食が認められた。その測定結果はFig. 10に示すとおりである。1988年10月7日から1989年6月30日までに約4.34m³、6月3.日から11月25日までに11.25m³の侵食があった。これらの侵食による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する。このプールの堆砂量の変化はFig. 11に示すとおりである。この堆砂量は20m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。1988年10月におけるプールの総堆砂量は1.7m³で非常に少ない。その後1989年4月には若干堆砂量が増えて2.25m³となる。6月には更に増加して堆砂量は4.11m³となる。9月には減少して1.14m³に減少して前年の10月の状態に戻っている。

ヒル谷出口の試験ダムの堆砂量は1988年10月から1989年5月までは約4.5m³、5月から7月の間に約99.1m³、7月から11月までは約2.5m³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。7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。この石英岩のダム堆積物の粒径は最大30cm程度で、花崗斑岩の最大粒径が1cm程度であるのに対して非常に大きいことが特徴であ

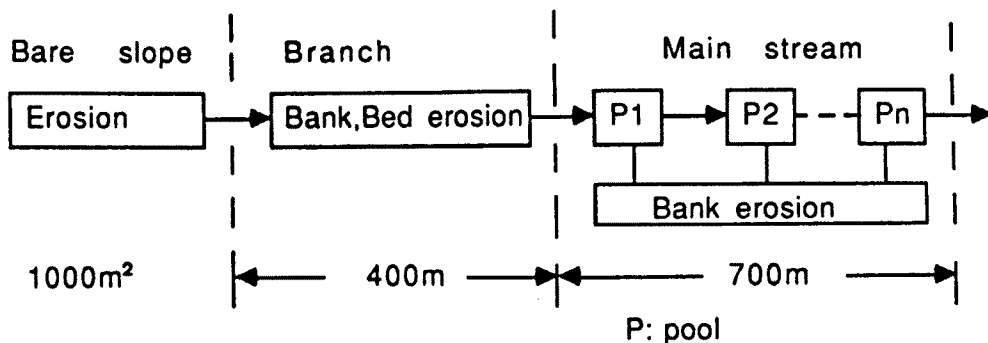


Fig. 9. The system of channel in the Hirudani basin.

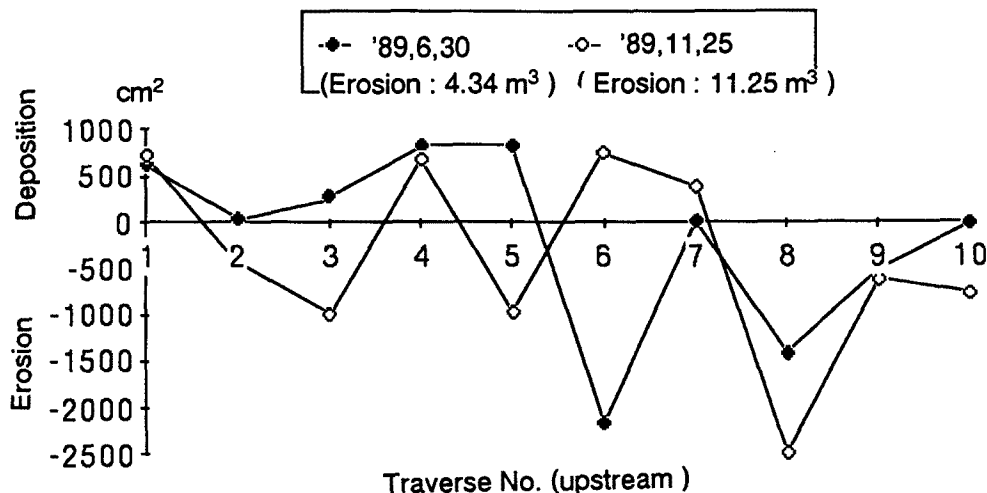


Fig. 10. Channel variation in the Hirudani branch.

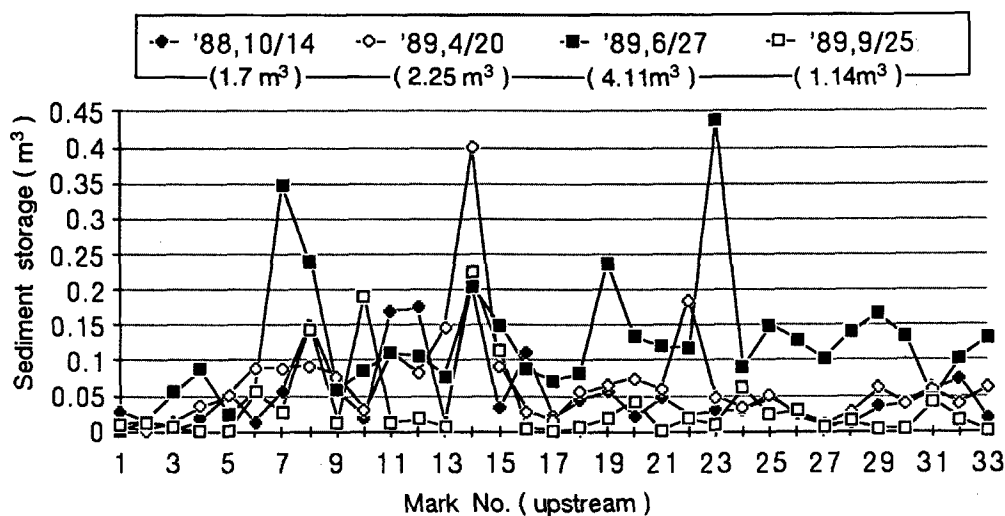


Fig. 11. Sediment storage variation in every 20m on the course of the Hirudani stream channel.

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. 12 に示すとおりである。4月の融雪出水は例年に比較して最大流量が約半分の小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100l/s)を超えるものであった。9月の出水は7月とほぼ同様の規模であった。Fig. 13はヒル谷支流(0.12 km)における7月の出水である。

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16 m³、支流の河道侵食による約16 m³の計32 m³となる。このような土砂流出には7月24日の出水が関係しているものと考えられる。この支流からの土砂は本川河道を流下する際、ほとんどプールに堆積せず最終的には約1 m³のプール堆積物の侵食が生じている。これは7月24日および9月の出水が関与しており、とくに9月の出水に際して上流からの土砂の供給がなかったことによるものと考えられる。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、5月10日までの流出土砂は支流の裸地斜面から流出したもので、7月25日までの土砂はヒル谷下流の右岸裸地

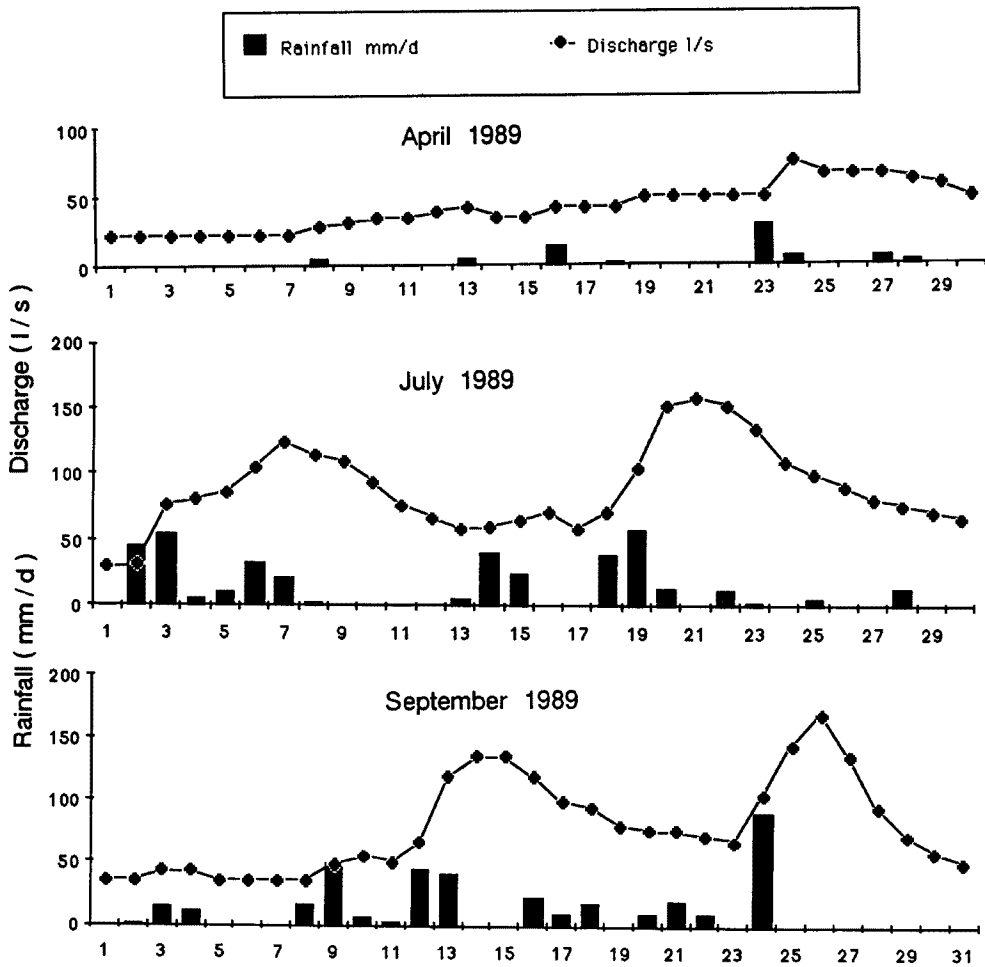


Fig. 12. 1989 Flood in the Hirudani.

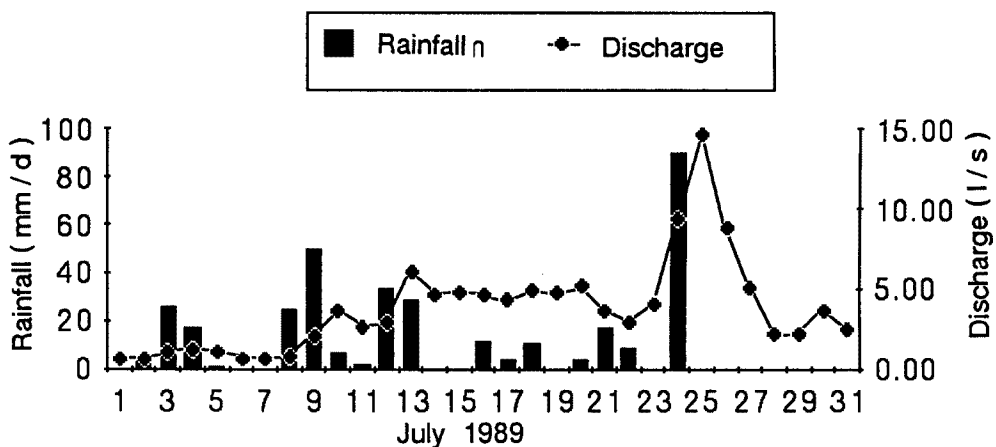


Fig. 13. 1989 July Flood in the Hirudani branch.

から流出したものが約 70 m^3 で、約 30 m^3 が支川から流出したものと考えられる。以上の様に 1989 年の土砂流出において、7 月 24 日の豪雨による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らかとなった。

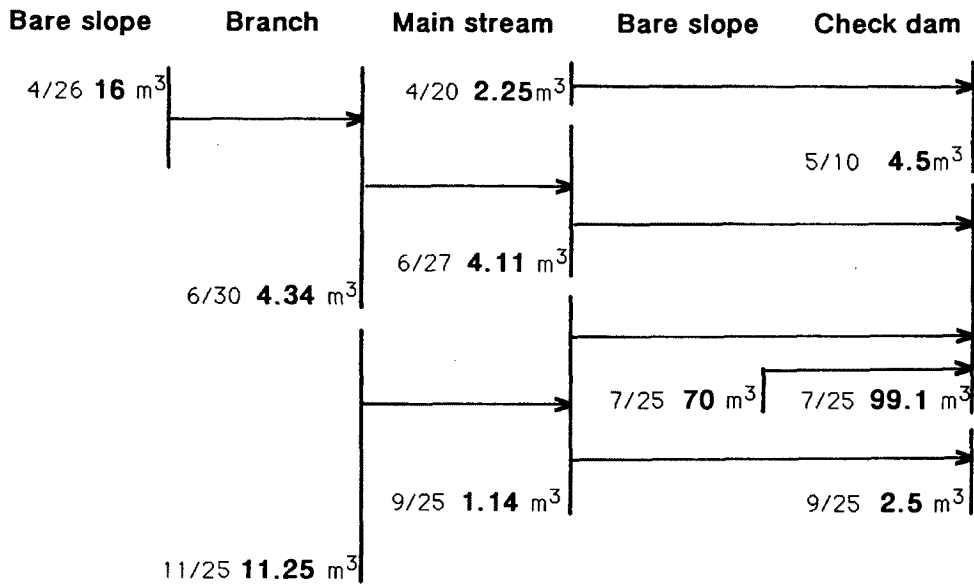


Fig. 14. Process of sediment runoff in Hirudani basin.

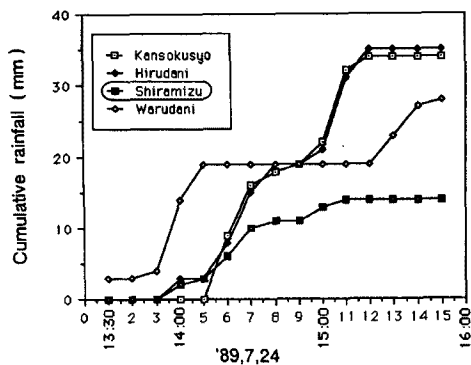


Fig. 15. Comparison of the precipitation at different sites in the Ashiaraidani.

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、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。1989年7月24日に集中豪雨が発生したが、その雨域の分布は Fig. 15 に示すように白水谷の上流域よりも下流の観測所やヒル谷下流付近に豪雨域が集中しており白水谷において土石流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なかった。このように梅雨末期の降雨は局所的であり、Fig. 2 に示すように白水谷 (R-5) とヒル谷 (R-2) および割谷 (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、このような山岳域の降雨の予測は非常に困難である。

なお、この集中豪雨に際して Fig. 2 の D 地点の下流左岸の裸地斜面において小規模な土石流の発生が付近に設置された TV カメラによって撮影された。その録画記録から土石流の発生は 14 時 46 分に第 1 波があり、その後の 1 時間に小さなものが数回発生しているのが認められた。それらの総堆積量は約 200 m³であった。

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。

土石流については、山地における豪雨の発生が局地的であること、および降雨の局地性が土石流の発生場所を支配していることを明らかにした。

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, 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.