

溪流における溪岸・河床侵食と河床堆積

沢田 豊明・高橋 保

EROSION AND DEPOSITION IN MOUNTAIN RIVERS

By *Toyoaki SAWADA* and *Tamotsu TAKAHASHI*

Synopsis

In this paper, at first, behaviors of the erosion and deposition along the stream channel are discussed in view of the measured channel variation in the Hirudani basin (0.85 km^2). Secondly, the process of sediment transport during floods on the mountain rivers with sequential falls and pools were considered by means of the grain-size and petological classification of transported gravels in reference to the geological distribution in the basin.

1. 緒 言

山地溪流における河道は山腹斜面や溪岸において生産された土砂の輸送と堆積の場として土砂流出システムにおいて重要な役割を担っている。しかし、溪流の河道は形態が複雑であること、流量変動が大きいことから、その役割は不明な点が多く流域における土砂流出の予測において重要な課題となっている。このような土砂流出システムを明らかにするためには、そのシステムの構成要素や内部構造を解明することが必要である。本研究は、土砂流出システムの構成要素である河道における土砂流出のプロセスについて1985年以降に現地において観測・調査された成果に基づいて、現象の時間スケールを若干大きくして検討を進めている。

2. 観測流域の概要

2.1 流域の特性

観測・調査を実施しているヒル谷流域 (0.85 km^2) は、神通川水系蒲田川の支流の足洗谷 (7.2 km^2) の小支流である。この流域の主な特徴は、主流路長が約 1.5 km 、平均河床勾配が約 $1/5$ 、河床材料の平均粒径は約 10 cm 、最大粒径は、約 1 m となっている。河道は大小約 200 の階段状のステップ・プールによって構成されている。出水の特性は平時の流量は約 50 l/s 、洪水時は $100 \sim 300 \text{ l/s}$ である。この流域では12月から5月頃まで積雪があり、標高によって融雪期が異なるため降雨による出水とは異なるピーク流量の生起時間が長い出水が発生する。1960年頃から土砂生産は本川より支川の崩壊裸地斜面と溪岸・河床からの方が多い。地質について見ると、本川の上流は古生層が分布し、支川は花こう斑岩が分布している。下流の右岸は石英斑岩、左岸は 10 m から 20 m の堆積層が分布している。ヒル谷下流の試験ダムで観測される流出土砂の主なものは支川からの土砂であり、流出経路は流出土砂の岩種から判定される。この支川から流出する土砂は花こう斑岩の裸地斜面から凍上・融解によって生産されたものである。この裸地斜面から生産される土砂の平均粒径は約 5 mm で、その土砂量は約 20 年間の平均で約 15 m^3 となっている。

ヒル谷下流に流出する総土砂量は20年間で平均すると約70 m³である。

2.2 流出特性

この流域の流出の大きな特徴は、融雪出水があること、降雨に対して24時間程度の遅れで大きな流量ピークが発生することである。特に、後者の流出特性は本川に沿って左岸に厚い堆積層が広く分布していることによるものと考えられる。ヒル谷流域の地質はFig. 1に示すように、古生層と花こう斑岩などが上流域に分布し、下流域には層の厚さが10 mから30 mの新しい堆積層が広く分布している。この堆積層は下流部で二つの層に分けられ、下部層は古生層と花こう斑岩の砂れきからなり、上部層は焼岳火山の火砕流・土石流堆積物によって構成されている。これらの堆積層をヒル谷が10 mから20 mの深さで侵食し、その溪岸に露出した堆積層の境界付近から湧水が発生している。このような流域の地質特性を反映して、出水の特性は降雨パターンに30分程度の遅れで対応する流出成分と降雨ピークに対して1日から3日遅れで流量ピークを発生させる継続時間が長く規模の大きな流出成分がある。

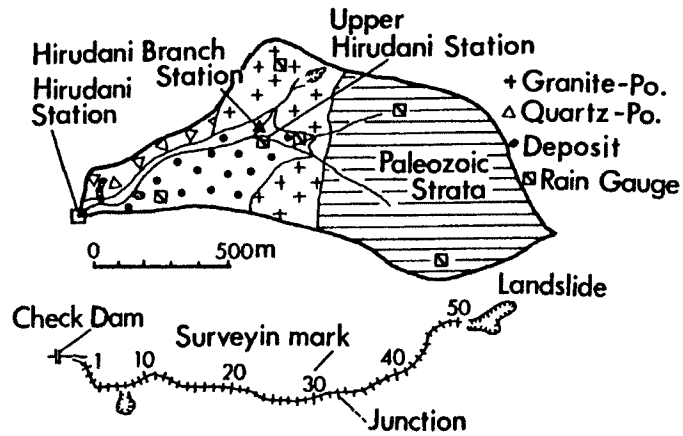


Fig. 1. Geology of Hirudani and course of stream channel.

2.3 河道の特性

ヒル谷本川の河床勾配は全体的な地形縦断において、約1/5から1/4と急勾配である。この地形縦断を構成する小規模な階段状のプール部分では勾配は非常に緩くなり、プール内の堆砂面で約1/20となっている。このような河床形態は観測を開始した1960年以前に形成されており、その後発生した約2 m³/secの最大流量においても階段状の河床は破壊されず固定されている。このような階段状の河床形状は、Upper Flow Regimeの領域において反砂堆が形成され、そのときの掃流力に応じて巨れきが分級堆積し、巨れきが組み合せてステップを形成したものと考えられる。なお、これらの巨れきの平均的な大きさは直径が約50 cmである。以上のように、ヒル谷本川の河道には約200のプールが分布しているが、それらの容積の平均は約0.2 m³で、プールの長さは約1.2 mで、プールの深さは約24 cmである。なお、各河道区間(20 m)のプールの総容積の平

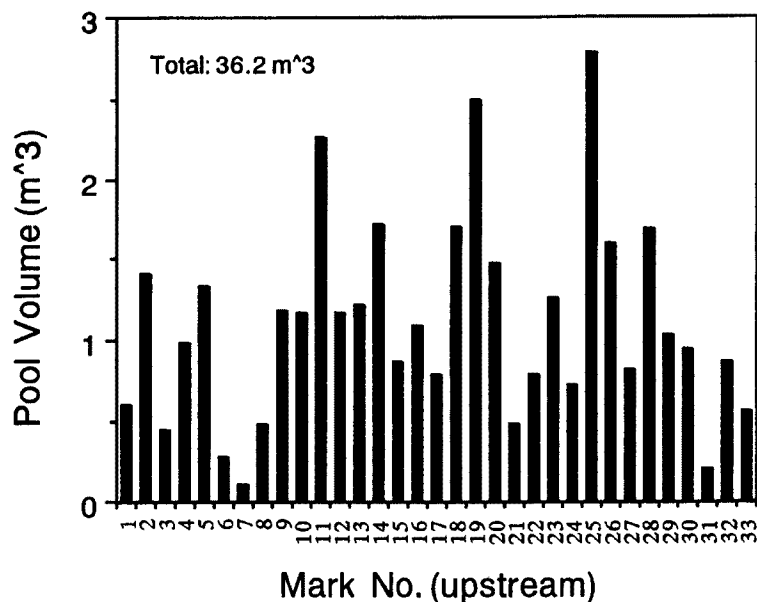


Fig. 2. Volume of pools in every 20 m on the course of the Hirudani stream channel.

均は約 1 m^3 である。各河道区間 (20 m) におけるプールの総容積の分布は Fig. 2 に示すとおりである。この図に示されるように、プールの総容積の分布は河道に沿って周期性を示し四つのピークが存在している。ヒル谷本川は前述したように厚い堆積層を侵食して形成されており、この谷はこの区間で約 4 波長の蛇行を有する。また、その谷幅は 10 m から 30 m であるが、その平均値を約 20 m として河幅の約 10 倍がその蛇行波長に等しくなるとするレジーム論を参考にすれば、この本川の蛇行波長は約 200 m となる。この本川の対象区間の長さが約 700 m であり、4 波長を有することと矛盾しないものと考ええる。このようなプールの分布に関する特徴もヒル谷本川の大きな規模の河床形態に支配されているものと考ええる。

3. 土砂流出の実態

3.1 土砂流出の概要

ここで土砂流出の対象とする場は支川上流の面積が約 1000 m^2 の裸地斜面、流路長が約 400 m の支川区間および流路長が約 700 m の本川区間である。下流への土砂流出において重要な役割を有する支川区間では融雪期や多量の降雨時以外は表流水がないことが重要な支配要因となっている。土砂流出の経路は Fig. 3 に示すとおりである。この流路における土砂移動量は溪岸・河床の横断測量によって求められている。支川区間においては決められた断面の測量、本川区間ではプールの堆積土砂量の測定および流域出口の試験ダム堆砂量の測定が年に 2～3 回実施されている。この流域における土砂の流出は支川上流の裸地斜面の土砂生産から開始される。裸地斜面からの土砂は支川の流路における堆積・侵食を経て本川河道に流出し、プールでの堆積・侵食を繰り返して流域の出口に到達している。1985 年以後、Fig. 3 に示すように年平均約 15 m^3 の土砂が支川上流の裸地斜面において生産されている。支川区間における河床の変動は年平均 6.1 m^3 の侵食となり、本川区間ではプールの堆積土砂量は年平均 8.6 m^3 となっている。下流の試験ダムに達する年平均土砂量は約 40 m^3 となっている。この値は観測を開始した 1965 年からの平均流出土砂量が約 70 m^3 であるのに対して少なくなっており、最近、土砂流出量が減少してきていることを示している。

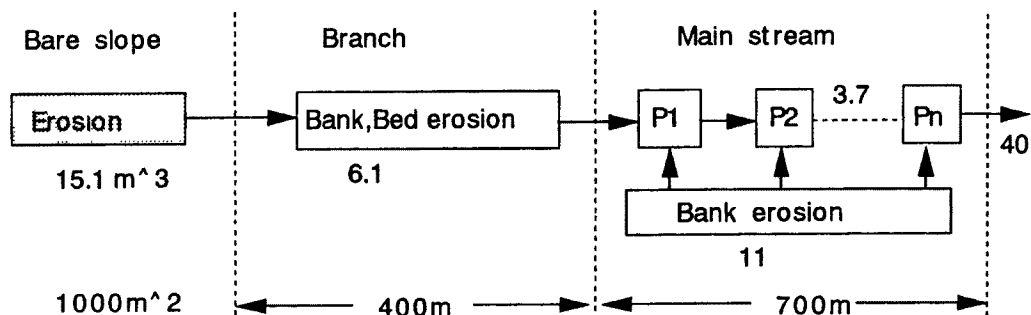


Fig. 3. The system of channel in the Hirudani basin.

3.2 溪岸・河床侵食

侵食・堆積を支配する流路の形態が場所によって大きく異なるので、支川全体の溪岸・河床侵食量を特定の間所における横断形状の変化から測定することは非常に困難である。しかし、横断測線の数を多くすればその精度は向上するが、現状では 20 m 毎に測線を設置することが限度である。ここでは約 20 m 毎に設定された河床断面がその区間の侵食量を代表するものとして、河道の横断測量が実施されている。Fig. 4 は横断測量の結果の一例を示したもので、両岸の基準杭から 10 cm 間隔で河床高が測定されている。Fig. 4 は測線 No. 1 および No. 14 の河床断面の変動を示している。測線 No. 1 について見ると、1987 年 6 月 5 日から 9 月 10 日の侵食量が調査期間で最も大きい。その後、左岸寄りに堆積が進み、2 年後には調

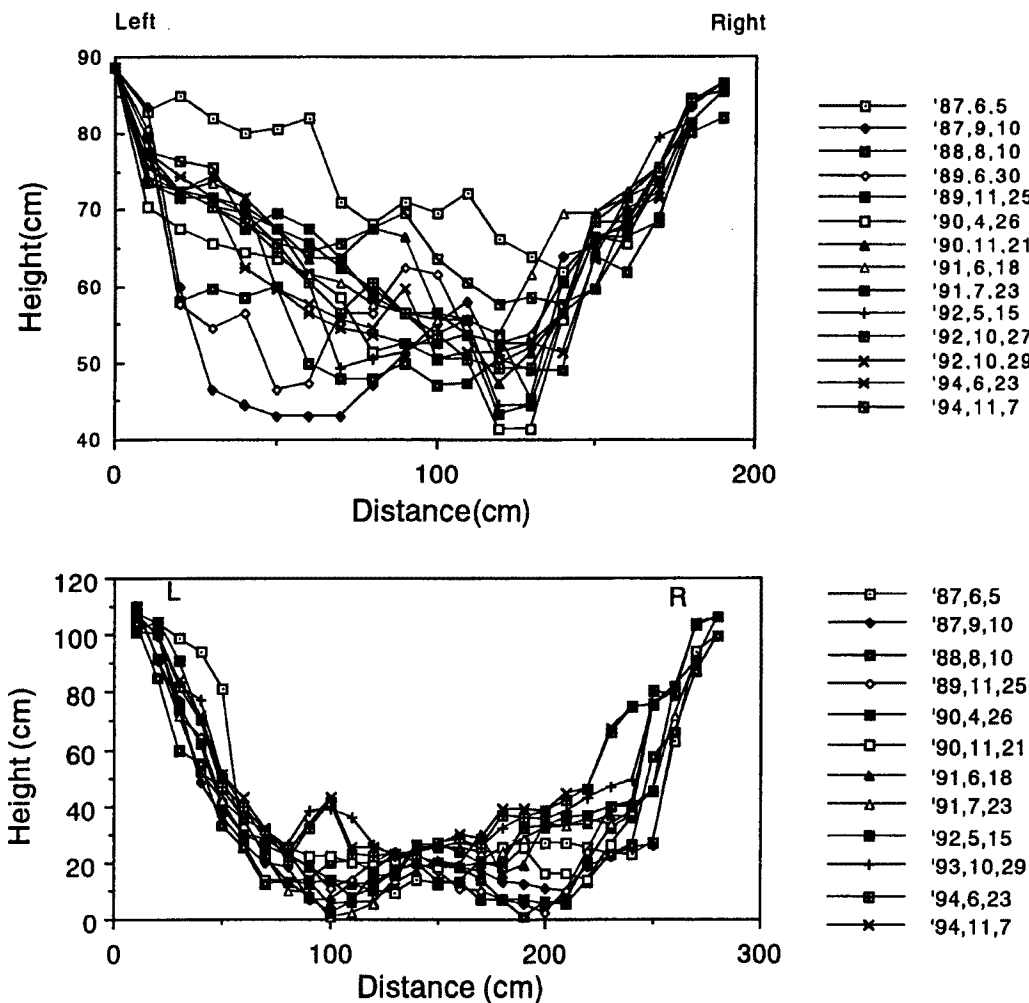


Fig. 4. Examples of sectional profile showing channel on the Hirudani branch.

査期間内で最も堆積している。その後の変動は少なく 1994 年 11 月 7 日では最低河床が調査期間内で最も高くなっている。測線 No. 14 について見ると、この測線においても 1987 年 6 月 5 日から 9 月 10 日の侵食量が調査期間で最も大きい。その後の侵食によって 1989 年 11 月 25 日に調査期間内で最低河床を形成している。その後、右岸寄りに堆積が進行し 1994 年 11 月 7 日に調査期間内における最高河床高を示している。

一方、このような河床断面の変動量から求められた各測線の溪岸・河床の侵食量の経年変化は Fig. 5 に示すとおりで、本川合流点から上流へ各測線の番号が付けられている。この図から全体的な変動の傾向を見ると堆積より侵食のほうが卓越している。特に河床変動が大きい場所は No. 14 の測線で、逆に、No. 1, No. 3 および No. 8 の測線では変動が小さい傾向にある。以上のように、河床の変動は短期的に見ると場所によって異なる傾向を示すが、1987 年から 1994 年までの総変動量として各場所の侵食量を見ると、Fig. 6 に示すように測線 No. 1 を除いて場所による侵食量の差が小さくなっている。このように数年程度の期間でみると場所による変動量の差が小さくなることから、数年程度の河床の平均的な変動量を求めるためには、測線の数 2 から 3 箇所減らすことも可能であると考えられる。

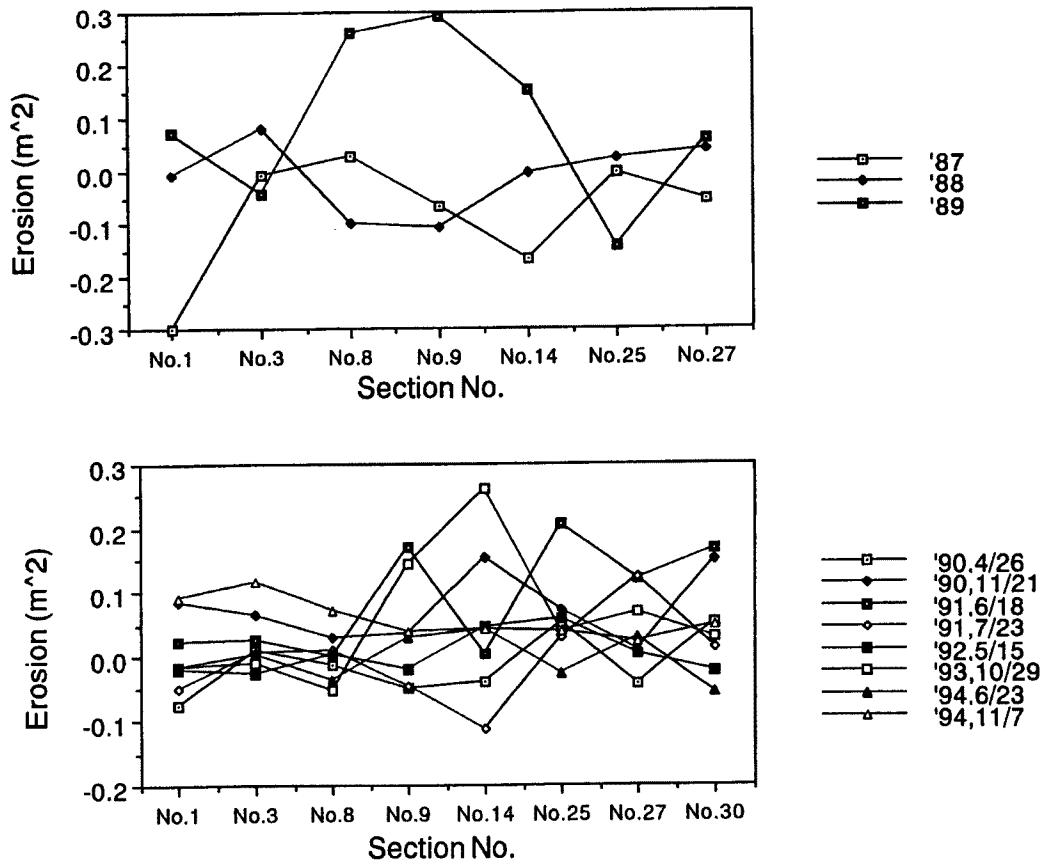


Fig. 5. Channel variation in the Hirudani branch.

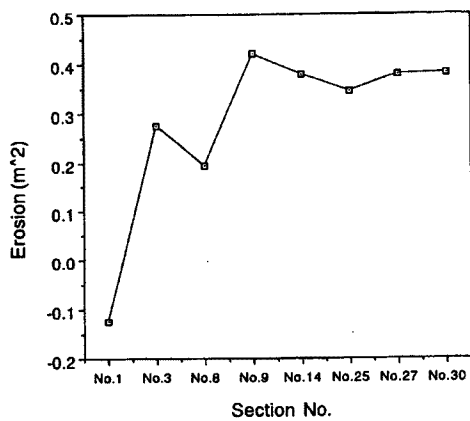


Fig. 6. Total channel variation in the Hirudani branch.

3.3 河道システム

支川から流出した土砂は本川に流入し、本川河道に形成されたシュート・プールの安定したプールにおいて堆積と流出を繰り返し、下流へ輸送される。本川河道に沿って形成された安定した大小約 200 のプールの堆積土砂量は履歴的に変動している。このような変動量を求めるために、出水の後に、これらのプールに堆積している土砂量の調査が行われている。Fig. 7 は 1988 年から 1994 年までのプール堆積土砂量の分布と変動を示したもので下流から測定区間の番号が付けられている。この土砂量は流路に沿った 20 m 区間のプールの総堆積量である。この図から経年的に堆積土砂量をみると、1991 年を境に前半が後半に比較して数倍多くなっている。一方、河道に沿って土砂量の分布状況を見ると、堆積量が多い区間が 4 から 5 箇所固定されている。

また、その区間が約 150 m ごとに現われている。前述したように、これは現在の流路（幅：2 m）より規模の大きな流路（幅：15 m）の蛇行形態の特性が影響しているものと考えられる。Fig. 2 に各測定区間のプールの空容積の分布を示しているが、これと堆積土砂量の分布を重ね合せると、プールの空容積が少ない区間に堆積土砂量が多い傾向が認められる。

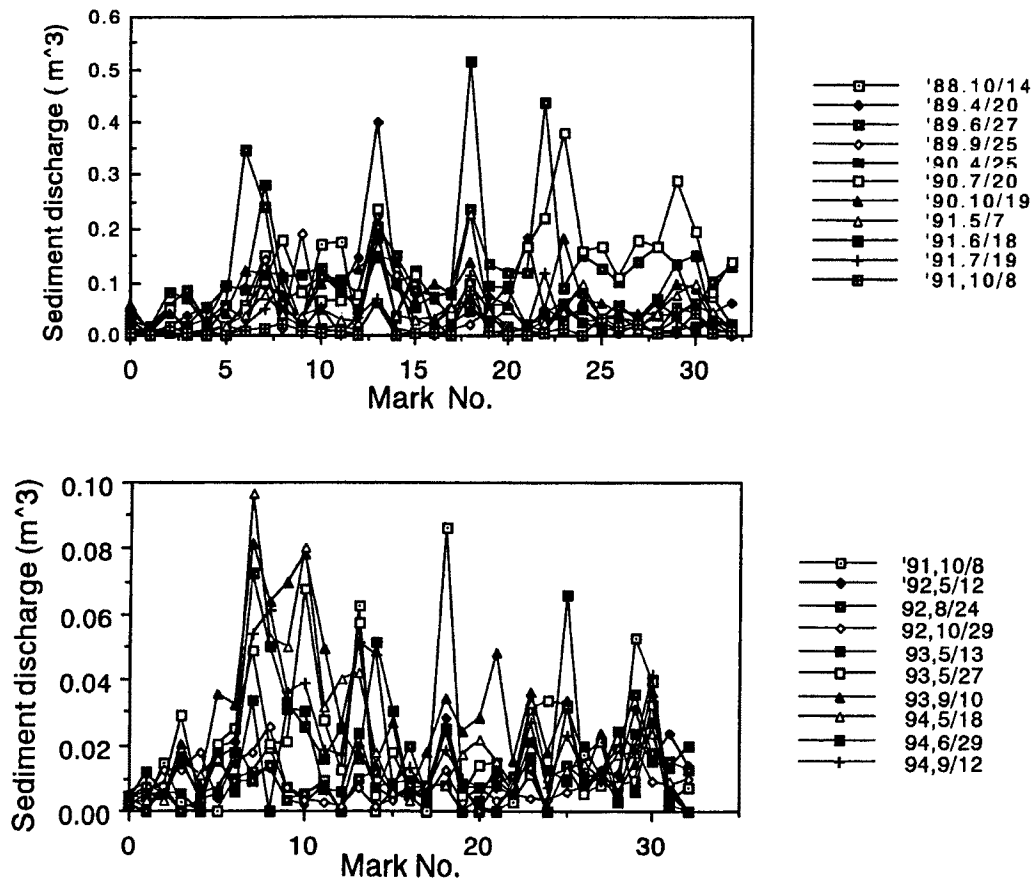


Fig. 7. Sediment storage variation in every 20 m on the course of the Hirudani stream channel.

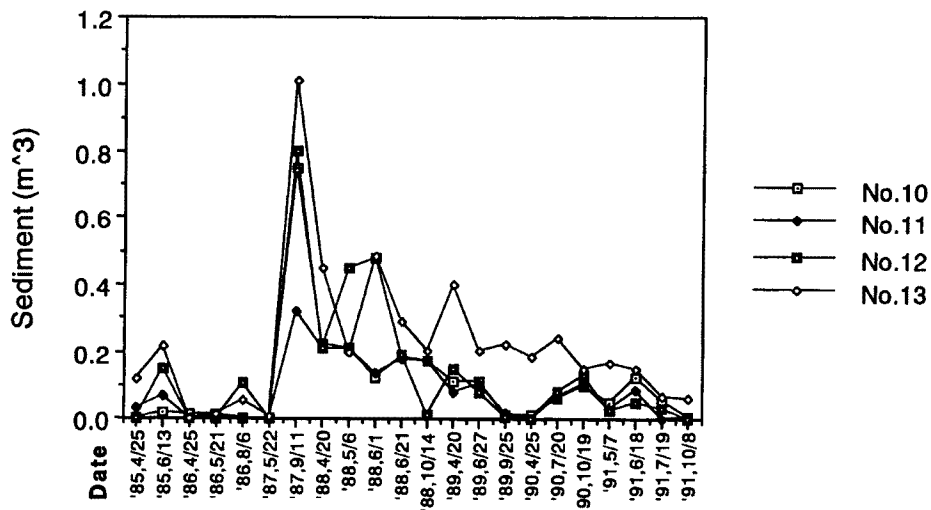


Fig. 8. Hysteretic sediment storage variation in each sites on the course of Hirudani stream channel.

次に、堆積土砂量の履歴的な特性について検討する。Fig. 8 は各区分ごとに堆積土砂量の経年的変動の一例を示したものである。この図からプールの堆積量の変動をみると 1987 年に最大となり、その後、全ての区間で徐々に減少している傾向が認められる。また、堆積土砂量の変動が全ての区間で同様の傾向を示している。

4. 土砂流出プロセス

流域の出口で観測される流砂現象は流域内の様々な流出経路において影響を受けて下流へと伝播されている。したがって、下流で観測される流量と流砂量の間には一対一の対応関係が認められない場合も多い。Fig. 9 はヒル谷出口で観測された流量と流砂量の履歴を示している。この流量は洪水の最大値で流砂量は一洪水による総量を示している。この図において、一洪水による最大の流出土砂量は 1989 年に約 240 ℓ/s の流量で約 100 m^3 に達している。その後、一洪水で 50 m^3 以上の土砂流出は発生していない。土砂流出の規模について見ると、一例を除いて流量の規模に関係なく土砂量が 30 m^3 から 40 m^3 の範囲にあるものと 10 m^3 以下のものに大別できる。また、流出土砂量が 30 m^3 を超える現象は連続して現れていない傾向も認められる。1986 年から 1994 年までの総流出土砂量は約 320 m^3 で、一洪水平均の流出土砂量は 17 m^3 になる。

一方、最大流量と総土砂流出量の関係は Fig. 10 に示される。この図に示される関係はヒル谷下流の試験ダムにおいて観測されたもので、最大流量と総流出土砂量の関係は明瞭ではなく、上流の斜面における土砂生産や途中の河道における土砂の堆積・輸送に支配されているものと考えられる。この図には現象が生じた順に番号が付けられているが、流量の変動に比例して流砂量に変化していないものは 2 例のみである。なお、流量の変動に比例して流砂量に変化しているものでも明瞭な変動を示すものと微小な変動を示すものに大きく二分される。前者は融雪が開始されてから最初の洪水であることが多く、流出してきた砂

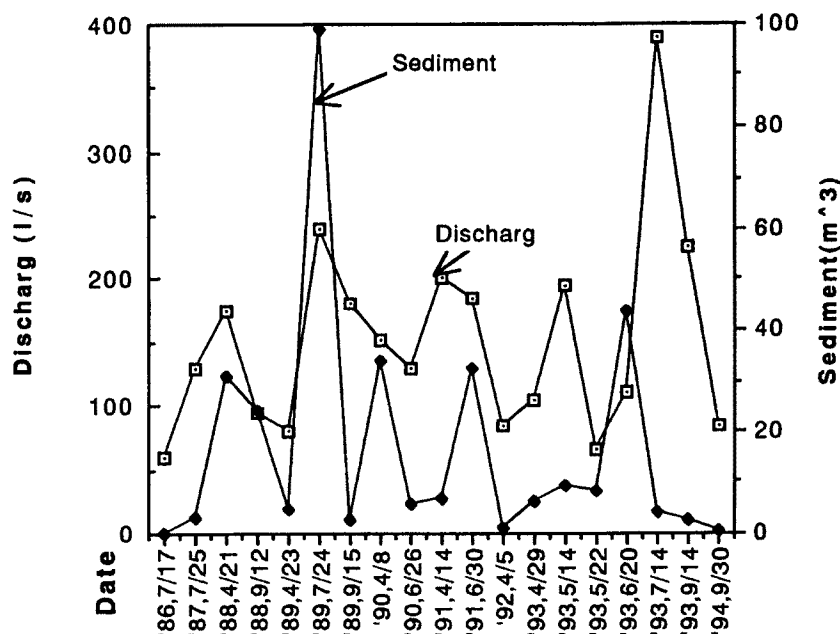


Fig. 9. Hysteretic variation of maximum flow rates and total sediment discharges on the Hirudani.

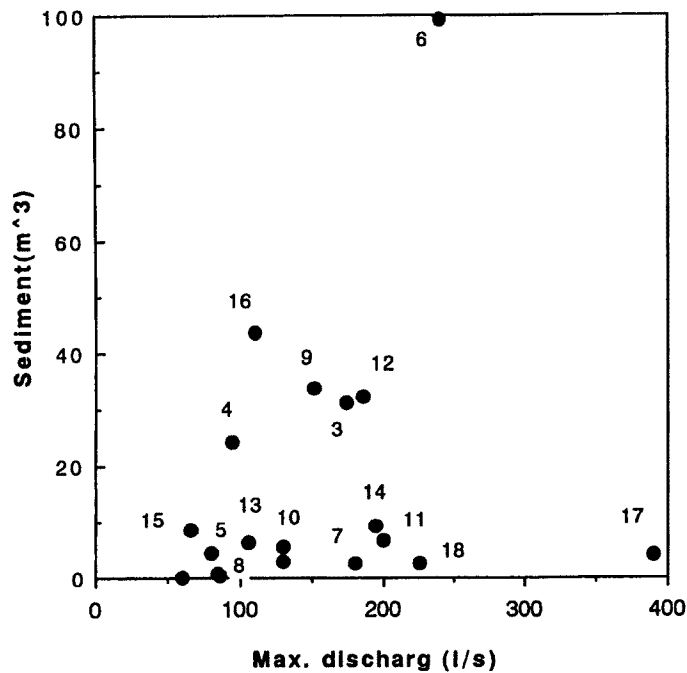


Fig. 10. Relation between maximum flow rates and total sediment discharges on the Hirudani.

れきの岩種から判断して支川上流の裸地斜面からの土砂および支川河床の侵食による土砂の流出によるものとする。この融雪出水によって河床の土砂が流出して、通常の洪水で移動可能な土砂が河床になくなると流量が増加してもそれにともなって流砂量は増加しない。また、出水の継続時間によっても土砂流出の傾向が大きく異なる。

以上のように、このような小さな溪流においても土砂の流出量と流量の関係は一義的に決まらないことが多く、土砂生産の場から途中の河道を経由する過程が大きな支配要因となっている。流砂量の予測のためには、このような河道プロセスの解明が今後の重要な課題となっている。

5. 結 語

以上、本文においては溪流における土砂流出システムを構成する河道の変動や土砂輸送のプロセスについて観測・調査の成果に基づいて検討を行った。これらを要約して結語とする。

- 1) 溪流の河床変動の場所による差異は短期的には河床形態に支配されるが、数年間の経年的な変動量のように時間スケールを大きくすると場所による差異が認められなくなる。
- 2) 溪流に特徴的なステップ・プールからなる階段状河床において、プールの分布や規模が大規模な河床形態に支配され、流路に沿って規則的に分布する。したがって、プールにおける土砂の堆積もその特性に支配される。
- 3) 一洪水を単位とする土砂流出における最大流量と総流砂量の関係は履歴的な特性を有する。特に、ヒル谷流域では最大流量に無関係に約 30 m³ の量を超える土砂流出が連続して発生しない傾向が認められる。

以上のように、土砂流出現象は河道の特性とそれらの履歴性を反映して非常に複雑であるが、時間的・

空間的スケールの的確な設定によって現象の解明が可能になるものとする。

最後に、本研究の観測・調査に際して穂高砂防観測所の志田正雄技官の多大な協力があったことを記して深謝の意を表す。

参 考 文 献

- 1) 沢田・芦田・高橋：山地溪流における流路形態と土砂流出，第 25 回水理講演会論文集，1981，pp. 507 - 514.
- 2) 芦田・高橋・沢田：山地流域における出水と土砂流出（10），京大防災研究所年報第 24 号 B-2，1981，pp. 223 - 237.
- 3) 沢田・芦田：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，pp. 373 - 378.
- 4) 芦田・沢田：山地流域における出水と土砂流出（18），京大防災研究所年報第 32 号 B-2，1989，pp. 471 - 486.
- 5) 芦田・沢田：山地流域における出水と土砂流出（19），京大防災研究所年報第 33 号 B-2，1990，pp. 281 - 291.
- 6) 芦田・沢田：山地流域における出水と土砂流出（20），京大防災研究所年報第 34 号 B-2，1991，pp. 209 - 220.
- 7) 芦田・沢田：山地流域における出水と土砂流出（21），京大防災研究所年報第 35 号 B-2，1992，pp. 29 - 39.