

山地流域における出水と土砂流出 (3)

——穂高砂防観測所の観測結果——

芦田 和男・高橋 保・沢田 豊明

RUNOFF PROCESS, SEDIMENT YIELD AND TRANSPORT IN A MOUNTAIN WATERSHED

——Some Observations by Hodaka Sediment Observatory——

By *Kazuo* ASHIDA, *Tamotsu* TAKAHASHI and *Toyoaki* SAWADA

Synopsis

The authors carried out some observation on the runoff, sediment yield and transport in a small mountain watershed, called Hirudani Experimental Watershed, which is a tributary of the Jintsu River in Gifu Prefecture, Japan. This paper presents some results of the observations on runoff characteristics, on rate of sediment yield and transport by petrologic classification of gravels, settled and transported, and of the survey on the change of river bed before and after floods.

The following interesting fact are pointed out after studying the observations and survey results.

- 1) The characteristics of transport materials reflect the process of the runoff over the sediment source areas.
- 2) The process of the sediment transport in a mountain watershed is revealed through the distribution of the grain size and petrologic character of gravels in the transport materials.
- 3) The river bed variations as well as the sediment yield should be detected for estimation of the sediment discharge from a basin.

1. 緒 言

山地流域からの土砂れきの流出は、流域にもたらされた降雨の流出の特性と流域に分布する土砂れきの特性との関係において、時間的、空間的にも非常に複雑な現象および形態を示している。つまり、水と土砂れきによる現象および形態は、ある地点においては時間の経過とともに、あるいはある時間においては上流から下流へと変化している。

著者らは、このような土砂れきの流出の実態を明らかにするために、山地小流域の出口に観測拠点を設け、そこで流出土砂れきの特性(流量、粒径分布および砂れきの岩種)と出水の特性(流量)を1つの洪水について連続して観測している。その成果をもとに、流域内における土砂れきと水の挙動に関する考察を行ない、土砂流出の機構に関する若干の知見を得たので、1973年の観測成果を主としてここに報告する。なお、本研究は昭和41年に穂高砂防観測所が設置されてから継続して行なわれているもので、従来の成果^{1)~5)}を基礎としている。

2. 試験流域および観測内容の概要

試験流域としているヒル谷は、岐阜県の北東部・吉城郡上宝村にあり、神通川の水源となる蒲田川の左支川あしあらいだに足洗谷 (7.5 km²) の流域面積約 0.85 km² の小支溪である。この流域の地形および観測施設の配置は Fig. 1 に示すとおりである。なお、前年の観測施設に新しく加えたものは、崩壊地上部の露頭から湧出する地下水を

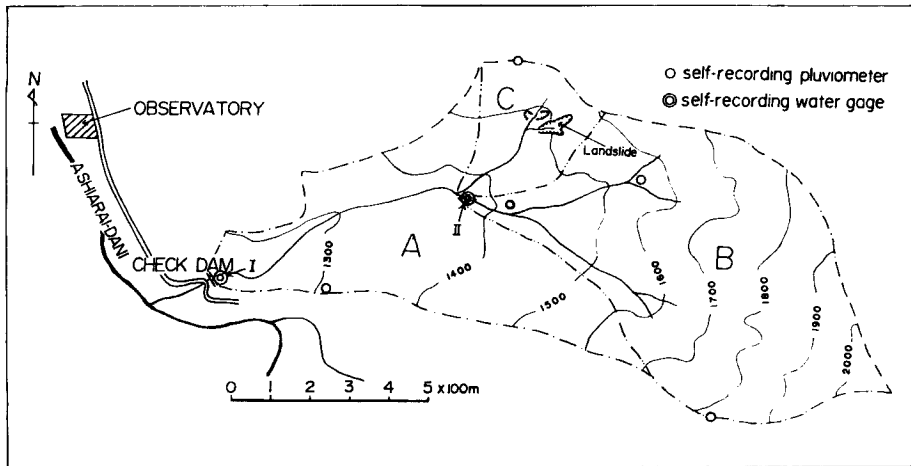


Fig. 1 Plan of watershed and equipments for observations in the Hirudani experimental watershed.

容量 1 l の転倒ますで測定し、その転倒回数を有線で観測室の記録計に降雨量および流量などと同時に記録するものである。他の観測内容については前報⁴⁾と同様であり紙面の都合で割愛したい。

3. 試験流域における出水と土砂流出の特性

3.1 出水の特性

1973年は Fig. 2 に示すように、試験流域においても降雨量が例年より少なく、7月および10月から12月には一部の河床において地表水が消失するということが発生した。したがって、この年に観測された出水も非常に小さいものであった。

Fig. 3 は8月1日の降雨(日雨量 61 mm)による地下水の流出量、流量および土砂流出量の観測結果を示したものである。この出水を発生させた降雨は1時から3時、3時30分から6時30分、7時から11時、16時から18時および21時から24時までの5つのものに分けられる。これらの各連続降雨によって、崩壊地上部での地下水流出量(q)は、それらの流出量ピークにおいて降雨量のピークに対して30分から1時間のづれをもって、それぞれが良く対応している。さらに、本川の流量も(Q)降雨量に良く対応し、特に地下水流出量の傾向とは非常によく一致している。また、降雨量の急激な減少にもそれらの減少の程度がよく対応している。このことは降雨と流出の遅れが30分程度と短いこととあわせて、この流域では浸透能が大きいこと、浸透水のうちで流出速度の非常に速い成分と非常に遅い成分があって、その流出速度の速い成分が影響していることを

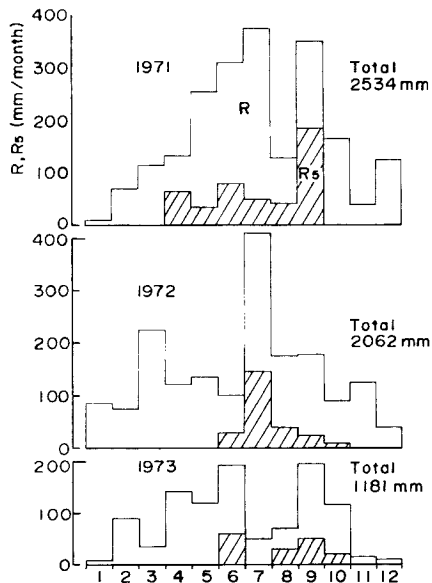


Fig. 2 Comparison of the rainfall in the last three years.

R: monthly rainfall
 Rs: monthly rainfall of above 5 mm/30 min.

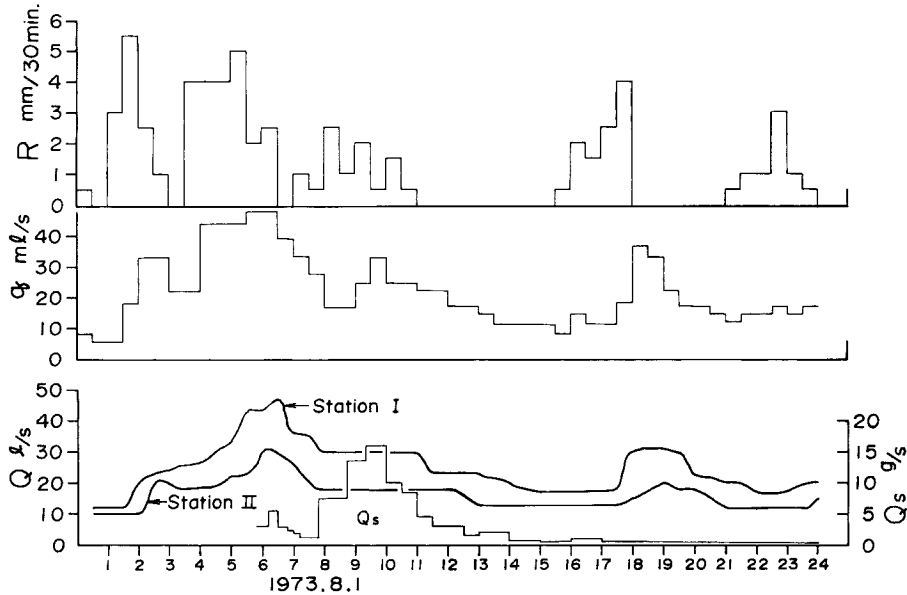


Fig. 3 Variations in discharge, sediment discharge and rainfall during flood.

示すものであろう。なお、総降雨量 R から初期損失 R_i (流出の立上りの時刻から1時間前までの降雨量とする)を差し引いた雨量 $(R - R_i)$ と直接流出率 f (%) ((直接流出高)/($R - R_i$) $\times 100$) との関係は Fig. 4 のとおりであり、 $R - R_i$ が増加すると f も増加の傾向を示すが、その値は非常に小さく、今回の降雨においてもそれは約2.2%の値を示しているにすぎない。したがって、降雨量の大部分が非常に遅い地下水流出となって、Fig. 3 に示されるように、降雨量と対応の良い成分は非常に速い地下水流出と河道への直接降雨によるものと考えられる。

3.2 土砂流出の特性

8月1日の出水における土砂流出、降雨および出水の関係は Fig. 3 に示すとおりで、以下この図を中心に土砂流出の実態について述べる。8月1日の降雨の前に、7月30日に7.5mm、31日に19.0mmの降雨があったが、本川の流量はほとんど増加せず、水のごりも認められなかった。本川の水のごりは8月1日5時30分の30分間降雨5mmの時点で発生した。それは本川の流量の急激な増加の時期とほぼ一致している。流砂量の観測は5時50分から開始したが、この時点では流砂は少なく、流出物の大半は腐植や草木片であった。この時点から採集された流出土砂の粒径分

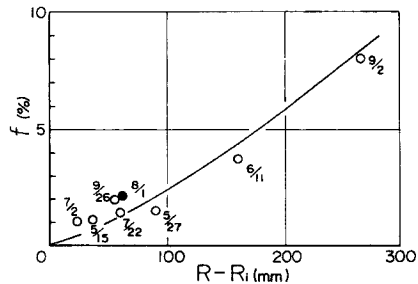


Fig. 4 Relation between coefficient of runoff and rainfall.
(○: 1969~1971, ●: 1973)

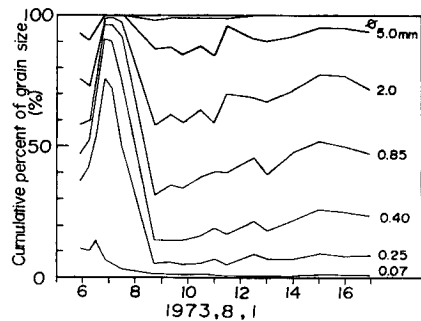


Fig. 5 Variations in grain size distribution of the sediment during a flood.

布の変化は Fig. 5 に示すとおりである。

以下、流量、降雨量、地下水流出量、流砂量および粒径分布が出水の経過とともにどのように変化しているかを検討する。6時から7時の間の流砂量の変化および生起時刻は地下水流出量および本川の流量のそれと良く一致し、さらに粒径分布についてもその減少のパターンにおいて同様の一致が認められる。しかし、8時から11時の間の降雨に対して、地下水流出・土砂流出は類似したパターンを示しているが、本川流量の増大はみられず、この時点では流量と流砂量の相関は認められない。なお、流量と粒径分布については、9時以後において、比較的良好一致が認められる。

以上のように、流域の下流において観測された流量と流砂量から流砂機構を説明することは難かしい。それは流域内における土砂れきの流出が、崩壊地の表面侵食によるものか、新規崩壊あるいは旧崩壊の拡大によるものか、さらに溪床堆積物の流出であるかによって下流における流量と流砂量の関係に与える影響の程度が異なるからであろう。

したがって、ここでは流域のどの場所でどのような土砂流出現象が発生しているかを推定するために、流域内に分布する土砂れきの粒径分布、岩種およびその分布量を調査し、流出してくる土砂れきについてもそれらを測定し、あわせて、出水前後の河床堆積量の測量を行なった。

以下、本流域において観測および調査された成果について、次のような流砂モデルを設定して考察を行なう。

$$\sum Q_i - \Delta V = \sum Q_o$$

ここに、 Q_i は河床変動測定区間に流入する土砂量、 ΔV は出水前後の河床変動量、 Q_o は流域出口で観測される流砂量である。

Fig. 3 に示した流砂量を粒径と岩種によって分離し、その量と降雨量および流量との関係から上流域での土砂れきの流出機構を考察する。そのため粒径ごとに岩種別の流砂量の変化を示したのが Fig. 6 である。この図において、粒径 2~5 mm のものについてみると、花崗斑岩の砂れきの流出量は流量の増減のパターンに良く一致しているが、安山岩の砂れきは、その分布地域が近いにもかかわらず流量のピークに約3時間遅れてそのピークが発生している。花崗斑岩の砂れきは生産地が遠いにもかかわらず早く流出していることは、洪水の初期の河床がほとんど花崗斑岩の砂れきで構成され、安山岩の砂れきが少なかったことを示すもので、安山岩の砂れきは本川の流量とは別の流量機構（たとえば崩壊地からの土砂流出）によって溪岸から供給されたものであろう。

さらに、8時から13時にかけて花崗斑岩の砂れきも多く流出している。これも安山岩の場合と同じく河床にあったものの流出ではなく、上流の生産地からの供

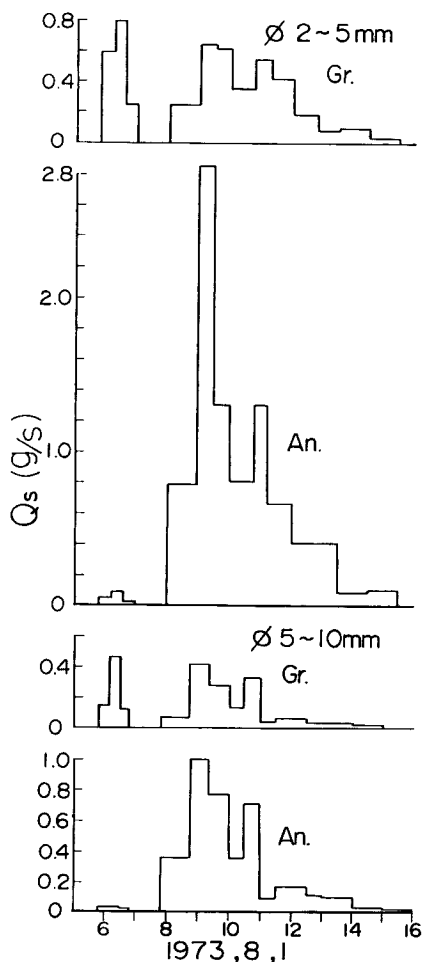


Fig. 6 Variations in sediment discharge during a flood, by grain size and petrologic character.

給と考えられる。しかし、この時点の粒径分布をみると大きく、これに反してこのときより大きな流量が発生した6時から8時の間で流砂量が小さく粒径が小さいことおよび河床堆積物が十分存在していることは矛盾している。しかし、8時以前の河床においてアーミングが形成されていたと考えることによって、上記の問題をある程度は説明できるのではないかと考える。

なお、出水後の調査において、安山岩の砂れき堆積層に発達する崩壊の上部へ、工事用道路の側溝の水が流れ込んだ形跡が認められ、この部分から土砂れきが本川へ流出したものと考えると、その時点における降雨および地下水流出と安山岩の砂れきの流出の関係が良く説明できる。また、粒径 5 mm 以上のものについても上記と同様のことが推察される。

以上のことを、上記のモデルで説明すれば、出水の初期において Q_s と流量の相関が良いのは Q_i の影響つまり河床への砂れきの供給が小さいためであろう。また、出水の中期以後において Q_s と流量の相関が悪いのは Q_i の影響が大きく、 ΔV の変化でその影響を吸収することができなかったことによるものであろう。

このように、流出砂れきの粒径および岩種をトレーサーとすることによって流域内の具体的な流砂現象が明らかとなり、さらに、流域内の Q_i , ΔV および Q_s に関する岩種ごとの収支を降雨および流量と関連させてその関係を明らかにすることが可能であろう。このような方法をさらに発展させることは、土砂流出機構をより具体的に明確にし、それと同時に、土砂れきの流出量の予知に関する基礎的・実証的な研究に対して有益な資料を提供するものであろう。

3.3 河床変動と土砂流出

前文において、1つの出水に関して流量の増加があっても流砂量は必ずしも増加しないことが指摘されたが、さらに、巨視的な立場からこのような現象の実態を明らかにするために、特に今回は出水の前後に流域内の土砂れきの分布を調査した。調査は7月と10月に行なった。調査の対象とした場所は河床付近で、Fig. 7

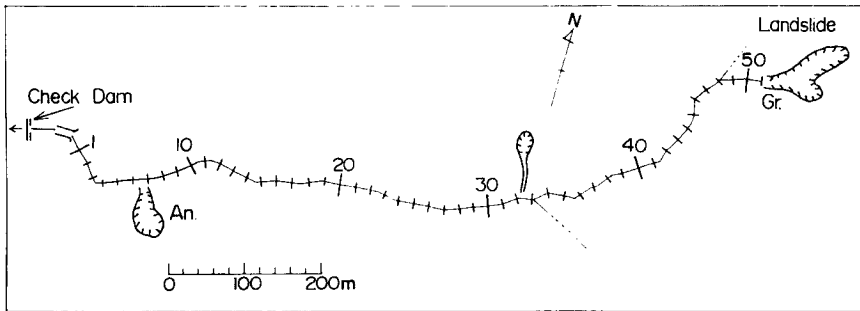


Fig. 7 Surveying segments along the Hirudani.

に示すように、谷の出口から上流に向かって、20 m 間隔で河床を横断方向に区切り、20 m 区間ごとの堆積土砂量を水面より下のもの (V_b) と水面より上のもの (V_s) に分けて測定した。それらの値は、堆積部分の面積にその平均的な深さとして直径約 2 cm の丸棒を堆積層に押し込んだとき、それが入る深さを乗じて求めた。その根拠として、従来のひん発している洪水によって移動しないような大きなれき (10 cm 以上) が河床の下部を構成していて、一般に堆積層へ押し込んだ棒はその部分で止って、それ以上押し込むことが困難であることが調査によって認められている。

調査の結果は、Fig. 8 に示すとおりである。この図において、 V_b の7月から10月の間の変化量の ΔV_b 分布をみると、C流域の河床（測定区間34から50）では、各区間においてほぼ一定の割合で増加し、逆に V_s の変化量 ΔV_s は一定の割合で減少している。A流域（測定区間0から33）の河床変動量は、こう配、河床中など

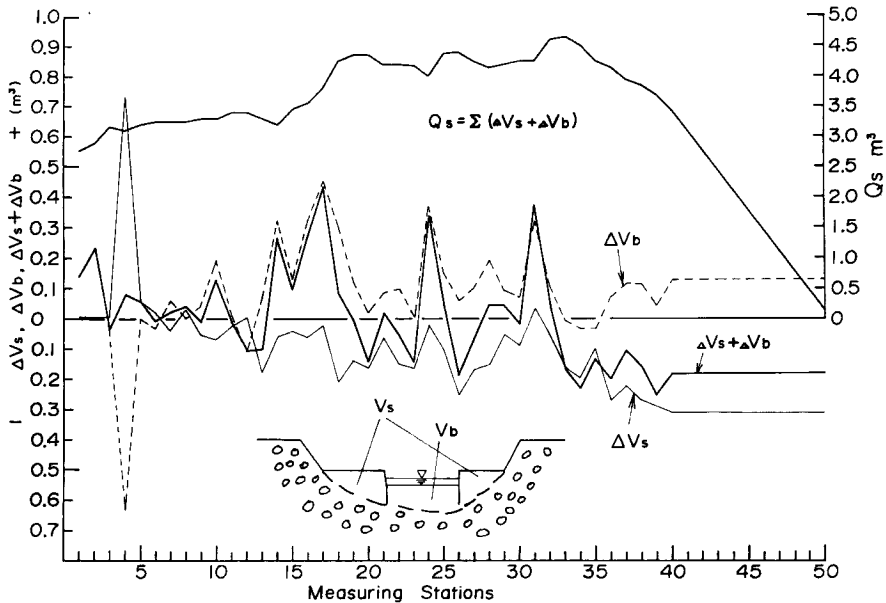


Fig. 8 Distribution of variance in river bed sediment from July to October, 1973.

の局所的な河道条件に支配され場所によって異なる。しかし、それらの変動量の一般的傾向として、次のことが認められる。 ΔV_b が測定区間3から6および12を除いたところで、増加の傾向を示しているのに反して、 ΔV_s の方は測定区間4および5を除いたところで、すべてが減少している。つまり、 V_s が減少して V_b が増加している。それを各区間ごとの ΔV_s と ΔV_b の和の変化としてみると、各区間内の土砂れきの量の変化、あるいは土砂れきの収支が求められる。

さて、ここでは以上の点を考慮して、流域の各区間を7月から10月の間にどれほどの土砂量が通過したかを、あるいは各区間の河床の砂れきの貯留量を知るために、上流から下流へと各区間の $\Delta V_s + \Delta V_b$ の量を累加してみた。その結果はFig. 8のとおりで、流砂量 Q_s が上流から下流へと増加するのは、測定区間34から50の間であって、測定区間33より下流では、 Q_s は部分的に若干の増加が認められるが、一般的に減少の傾向を示している。さらに、この流域において最も流砂量が多い区間はC流域の出口の区間33であり、A流域（本川）において最も流砂量が少ないのは最下流の区間1である。このことは、砂れきの生産流域であるC流域の出口で最大の流砂量約 4.5 m^3 であったものが、途中の河床に約 1.7 m^3 の砂れきを堆積して、最下流の測定区間を約 2.8 m^3 の砂れきが通過したことを示すものであろう。なお、最下流の区間の下流にある試験ダムの堆砂測量において、その期間内における堆砂量が約 3 m^3 であるという上記の値と良く一致する結果を得ている。

以上の結果はきわめて小規模な降雨にともなう洪水について観測・調査されたもので、生産地からの直接の土砂の供給は少ないものであったが、比較的多量の河床砂れきの流出および堆積が局所的にくりかえされて発生している。しかし、流域外に流出した土砂の量はそれに比較して少ないことは、河道における土砂の貯留効果が土砂流出に関して大きな役割をもっていることを示すものであり、また流域内における土砂流出の機構が局所的な河道条件によって支配されていることを示している。

したがって、さきにも述べたように、流域内における土砂流出の収支は、降雨、流量、生産土砂量および河道の局所的な条件の相互の関連のもとで種々の実態を示しており、それらの実態を明らかにするためには、河道の局所的な条件を細部にわたって調査することが必要であろう。

4. 結 語

以上、著者らは穂高砂防観測所のヒル谷試験流域で行なった出水と土砂流出に関する観測および調査の結果をもとに、山地流域の出水の特性と土砂の生産・流出の機構について検討を行ない、2・3の興味ある事実を明らかにした。それらを要約すれば、次のとおりである。

1) 流砂現象を流砂量、粒径および岩種分布から微細に検討することによって、流域内での流出機構のちがいが流域下流端での流砂量と水量との関係において明瞭に現われていることを明らかにした。

2) 流砂機構を砂れきの生産区域と堆積・流出区域の2つに分け、巨視的な立場から検討した結果、河床堆砂量の変化から流域内での土砂生産および流砂量を推定することができた。

なお、今回行なわれた観測および調査は、従来よりも細部にわたって行なわれたが、土砂の生産・流出の過程をさらに明確にするために、これらの観測および調査について十分検討する必要がある。その1つとして、土砂生産の源となっているC流域について全降雨の中で崩壊地からの土砂流出およびそれに関する流出成分について、その変化を観測・調査する必要がある。さらに、洪水期間中の土砂流出に関連する河床堆積の状態が、出水の経過とともに各地域でどのように変化しているかを明らかにするために、河床堆砂量を出水の前後において細部にわたって調査することとその方法に関しての十分な検討が必要である。今後、従来の観測・調査に以上のような内容を加え、土砂の生産・流出過程を解明していきたいと考えている。

最後に、本研究に御協力いただいた志田正雄技官、滝沢梅雄氏ならびに砂防研究部門の方々へ深謝する。

参 考 文 献

- 1) 矢野勝正・土屋義人・奥村武信：山岳小流域における土砂流出に関する2,3の観測結果について，京都大学防災研究所年報第10号B，昭42.3，pp. 81-96.
- 2) 矢野勝正・奥村武信：山地流域における土砂流出—土砂濃度と粒径特性—，京都大学防災研究所年報第12号B，昭44.3，pp. 333-343.
- 3) 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，昭47.4，pp. 349-361.
- 4) 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）—穂高砂防観測所の観測結果—，京都大学防災研究所年報第16号B，昭48.4，pp. 401-409.
- 5) 芦田和男・高橋 保・沢田豊明：山岳流域における土砂流出機構に関する一考察，土木学会第28回年次学術講演会講演概要集第2部，昭48年，pp. 321-322.