

山地小流域における土砂動態のモニタリング手法

藤田正治・澤田豊明・*水山高久

* 京都大学大学院農学研究科

要 旨

本研究では、河川小流域において濁度の連続観測や源頭部での生産土砂の河道への供給現象のビデオ観測を行い、上流で起こる土砂供給イベントと下流で観測される濁度の時間変化の関係、濁度、流量、降雨量の相互関係、濁度の変化と河道内の土砂移動現象の関係について検討した。この結果、濁度観測および水文観測により、土砂動態、すなわち、土砂供給イベントの生起、供給量、土砂移動過程が間接的にモニタリングできることを明らかにし、濁度を指標とした土砂動態のモニタリング手法の可能性を示した。

キーワード：土砂動態，モニタリング，土砂生産，濁度，ウォッシュロード

1. はじめに

山地流域は流砂系への土砂の供給量と供給のタイミングを支配する領域であり、流砂系の土砂管理の上で最も重要な領域であるといえる。したがって、山地流域の土砂動態に関する情報は砂防事業を進めていくうえで必要であるだけでなく、流砂系における土砂の境界条件を知るうえでも不可欠である。山地流域の土砂動態は裸地斜面等での土砂生産過程、河道への土砂供給過程、河道内での土砂輸送・堆積過程から構成されるので、これらの構成要素についての情報をいかにして得るかが問題となる。これらの3つのうち、土砂輸送・堆積については、採水器、採砂器、濁度計などによる流砂の観測および河床変動の測定が行われ(本郷, 2001), (仲野ら, 2001), 山地河川で実用化も図られている(浦ら, 2001)。しかし、土砂生産・供給過程はその多くが源頭部で生じ、しかも現象が間欠的に降雨時に生起するので、流域全体でそれらを直接観測することはほとんど困難である。

さて、洪水時には砂礫とともに微細な粒子も濁質として山地斜面および河道堆積物などから流出する。濁度の大きさは土砂生産源から河道への土砂供給や河床材料の移動の結果として現れ、これらが活発なほど濁度は大きくなる。とくに、流域面積の小さな山地小流域では流砂現象に及ぼす土砂生産源の影響が強いと考えられるので、濁度と土砂供給過程の間に密接な関係が期待できる。この関係が明確になれば、濁度を計測した結果から逆に、その上流域での土砂供給、土砂輸送・堆積過程が推定できるかもしれない。

以上のようなことに鑑み、ここでは濁度を指標とした土砂動態のモニタリング手法を考えているが、そのためには土砂生産源を調査し、生産土砂の粒度分布とそれに含まれる濁度成分の割合が必要である。したがって、対象とする出水は新たな土砂生産源が形成されないような通常の出水であり、斜面崩壊や大きな土石流が起こるような大出水のときではない。そのような大イベント時には、新たな裸地や土砂堆積などの土砂生産源が新たに形成される。したがって、このような大きなイベ

ントが起これば、流域調査を再度行い、モニタリングもそれをもとに新たに開始することになる。

本研究では、河川小流域において濁度の連続観測や源頭部での生産土砂の河道への供給現象のビデオ観測を行い、上流で起こる土砂供給イベントと下流で観測される濁度の時間変化の関係、濁度、流量、降雨量の相互関係、濁度の変化と河道内の土砂移動現象の関係について検討する。この結果より、濁度観測および水文観測により、土砂動態、すなわち、土砂供給イベントの生起、供給量、土砂移動過程が間接的にどの程度モニタリングできるかを明らかにし、濁度を指標とした土砂動態のモニタリング手法の可能性について議論する。

2. 対象流域と観測の概要

2.1 流域の概要

研究の対象としているのは、神通川水系蒲田川上流足洗谷流域にある京都大学防災研究所災害観測実験センター穂高砂防観測所ヒル谷試験流域である。ヒル谷の流域面積は 0.85km^2 で、その平面図は Fig.1 のようである。図中の堰堤は流量や流出土砂量を観測するためのもので、高さは約 4.7m 、幅は約 7.5m である。堰堤に堆積する土砂は毎年排砂されており、年間の堆砂量からこの流域の年間の土砂生産量は約 50m^3 であることがわかっていて（澤田，1985）。この堰堤から約 600m 上流でヒル谷は二又に分れている。ここでは、左支川を支川 A、右支川を支川 B と記す。支川 A の源頭部には高さ百数十メートルの花崗斑岩からなる大きな裸地 A があり、年間約 15m^3 の土砂が生産され、この流域の主な土砂生産源となっている。Photo 1 の向かって左側斜面がそれにあたる。堰堤から支川 A の源頭部までに石英斑岩からなる裸地や沖積層の裸地があり、これらの裸地や河岸から年間 35m^3 程度の土砂が生産されている。一方、支川 B の上流域には大きな

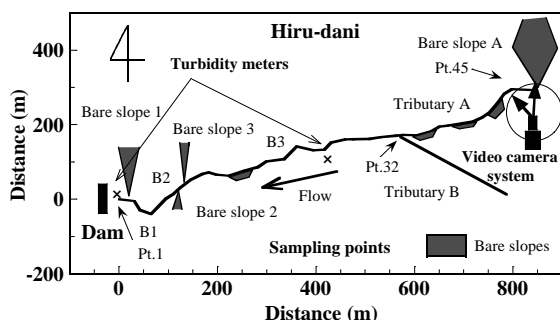


Fig.1 Plan view of the observation reach

裸地はなく、土砂流出も流水の濁りもほとんどない。本研究では、堰堤から支川 A の源頭部までの約 1km の区間の土砂動態をモニタリングする手法を開発しようとするものである。

Fig.2 はヒル谷流域の地質を示したものであり、ヒル谷が古生層上に堆積した沖積層の北側の花崗斑岩および石英斑岩との境界付近を侵食して形成されていることがわかる。支川 A は花崗斑岩の地層、支川 B は古生層に形成されている。このような地質構造は降雨の流出に大きな影響を与える。これまでの研究では、ヒル谷では洪水後半に流量の 2 次ピークが現れることがわかっているが、これは沖積層からの湧水が降雨イベントに遅れて生起するためと考えられる。水の動態は土砂移動に大きな影響を与えるので、そのシステムを詳細に調べる必要がある。つぎに、ヒル谷の河床形態はプールとシュートが連続した階段状河床形態である。河道に供給された土砂はプールを埋めながら、明確なフロントを形成して下流に流送される。平均河床勾配は $15\sim 45$ 度程度である。

2.2 土砂生産流出の実態

澤田（1985）の研究によると、ヒル谷流域での土砂生産は主に凍結融解作用によることがわかっている。凍結融解によって生産された土砂は融雪



Photo 1 Situation of bare slope A on May 7, 2001

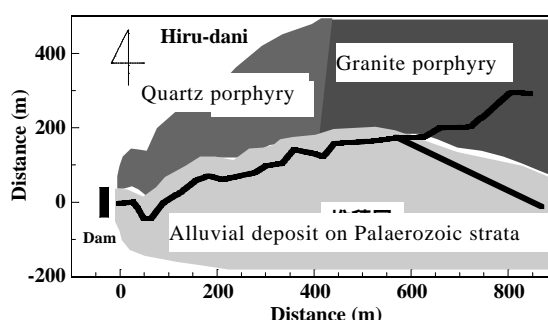


Fig.2 Geological feature of the observation reach

時に斜面全体にわたって不安定な形で残されているが、風などの作用により落下し、斜面下部に堆積することが流域調査によって観察された。斜面下部には積雪が残っているので、落下した土砂は Photo 1 のように残雪上に堆積する。したがって、融雪出水時土砂は流水にさらされないで流水はほとんど濁らない。融雪後、6月から7月の出水の前には、この土砂はそのまま斜面下部から溪床にかけて平均堆積深 30~50cm で残っているが、出水期、そのほとんどが侵食され、階段状河床のプールに堆積しながら徐々に下流へ移動し、やがて堰堤に達する。堰堤では、毎年、4月から9月の間に人為的に排砂を行い、出水期前には堆砂のための容量が 50m³ 程度確保されているが、通常、6月~7月の出水でほぼ満砂する。平均的に見ると、毎年生産された土砂は秋季までにほとんど全て堰堤に達し、堰堤を満砂させる。したがって、平均的にはヒル谷の土砂生産量は年間約 50m³ となる。このように、土砂生産源から堰堤までの土砂移動のサイクルはほぼ 1年で完結しているが、渇水年の場合、その年に生産された土砂が堰堤上流域に堆積したまま次年を迎えることもある。この場合、翌年降雨が多ければ、2年分の土砂が堰堤に運ばれ、堰堤が年に2回満砂することもある。

2.3 観測の概要

2000年4月に支川Aの源頭部の裸地A付近に観測所から遠隔操作で方向とズームがコントロールできるビデオカメラシステムを設置し、裸地Aとその付近の河道の様子を連続的に撮影している。また、同年6月以降、堰堤とその400m上流付近において濁度計による濁度の連続観測も行っている。それ以前には、洪水時に手動で採水し浮遊物質濃度を測定している。流量は堰堤で連続的に測られており、雨量計は流域内に3箇所設置されている。支川AとBの流量も合流点直上流で2002年から連続測定している。また、河道のプールに堆積した土砂量の計測も毎年数回行っている。以上のような観測システムによって、雨量、流量、濁度の連続観測と裸地Aにおける表面流の発生、堆積土砂の侵食の様子、土砂および土塊の移動状況の録画が行われている。

3. 観測結果

3.1 水の動態

2章で述べたように、ヒル谷流域は古生層、沖積層、花崗斑岩、石英斑岩からなる複雑な地質構

造を呈している。したがって、降水の流出過程も複雑になっている。これまでの流域調査では支川Aは通常は水が枯れており、強い降雨時のみ流水が発生するのに対し、支川Bでは渇水期でも通常は水が流れている。また、Fig.3のように合流点の下流には流水が伏流して水が枯れる場所があるが、堰堤から200m上流付近の左岸の沖積層から湧水と伏流水の復帰があるため、堰堤地点で水が枯れることはない。以上のことについて観測結果を使ってもう少し定量的に議論する。

Fig.4は2002年7月のヒル谷源頭部での時間雨量、ヒル谷本支川の流量の観測結果を示したものである。流量は5分おきに測られている。まず、支川Aの流量変化は降雨量の時間変化とよく対応していることがわかる。また、支川Aでは降雨時のみ流量があり、無降雨時には流水がないことが

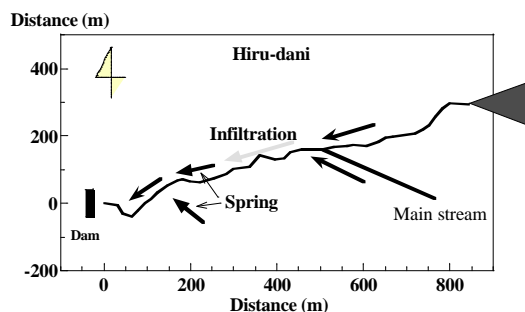


Fig.3 Spring and infiltration points in Hirus-dani torrent

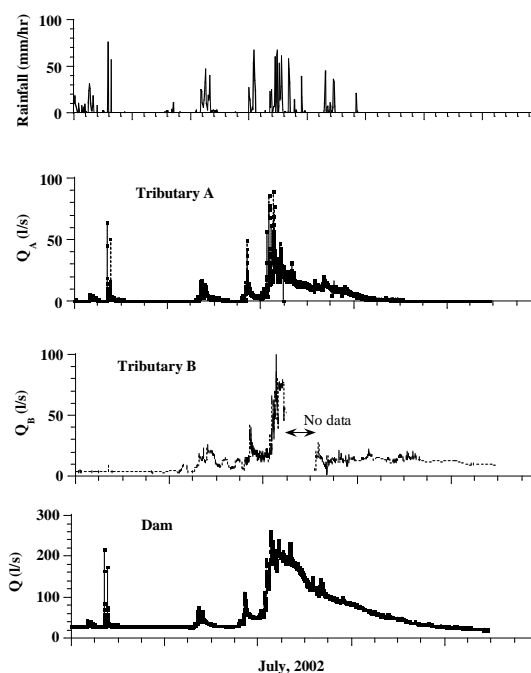


Fig.4 Rainfall and water discharge in July, 2002

わかる。支川 B も流量は降雨とよく対応して変化しているが、7 月後半の出水後の無降雨時でもある程度の流水が継続している。また、無降雨時でも水が枯れることは無い。このような流出特性の違いは地質の違いによるものと考えられる。支川 A の流域は花崗斑岩の地層で構成されており、降雨の流出が早く、湧水の影響も少ないのに対し、支川 B の流域は古生層であり、降雨終了後の流域内外からの湧水の影響で出水が継続するものと考えられる。

支川 A, B 合流地点のそれぞれの流域面積および堰堤地点の流域面積は 0.085km^2 , 0.45km^2 , 0.85km^2 である。堰堤における流量、支川流量が流域面積比になっていないことがわかる。とくに、支川 A では、堰堤で流水があっても必ずしも流水があるわけではない。堰堤地点の流量で支川 A 源頭部での土砂の移動は議論できないということになる。

Fig.5 は 2002 年 7 月 15 日から 9 月 30 日までの支川 A,B 合計流量と支川合流点から堰堤までの河道の水枯れの状況を調査した結果を示したものである。水枯れの調査は図中の で示した日に調査したので、調査日間の状況はわからない。支川合計流量が 10?/s 以下になると合流点の少し下流で全ての流水が伏流し、河道が水枯れする。また、Point No. 11 より下流では水が枯れることは無い。これは本川での復帰流と左岸沖積層からの湧水による。このような水枯れが生じると土砂の移動もそこで切断されることになり、土砂動態に影響を与える。また、たとえば流域面積比で堰堤地点の流量をもとに河道全体の流量を求めてもあまり意味が無いことがわかる。

3.2 生産土砂および濁度成分の粒度分布

流水に含まれる濁度成分の粒度分布、裸地斜面の構成材料の粒度分布、溪床の堆積土砂の粒度分布は、濁度を指標として土砂動態を探ろうとする本研究では重要な情報となる。そこで、濁水の採水および裸地斜面の構成材料や溪床堆積物の採取を行って、各粒度分布を調べた。Fig.6 は裸地 A で凍結融解作用により生産された土砂の粒度分布、裸地 2, 3 の斜面構成材料の粒度分布、濁度成分の粒度分布を示したものである。花崗斑岩の裸地 A での生産土砂と石英斑岩の裸地 3 の構成材料は $0.1 \sim 20\text{mm}$ の砂礫からなり、 2mm 以上の粒径で裸地 3 の方が粗くなっている。沖積層の裸地 2 の構成材料は他のものよりかなり小さい。ついで、濁水中の濁質は粒径が 0.2mm 以下のものからなり、

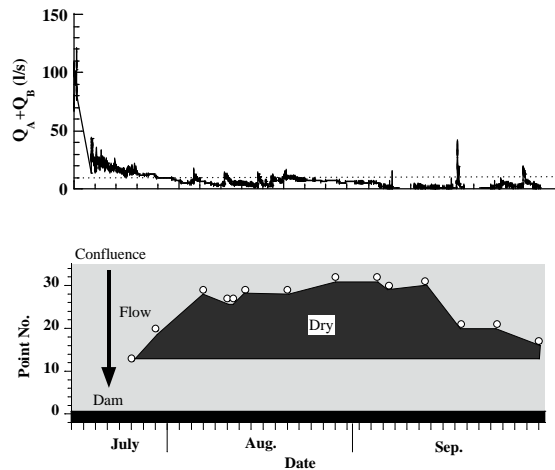


Fig.5 Occurrence of dry section

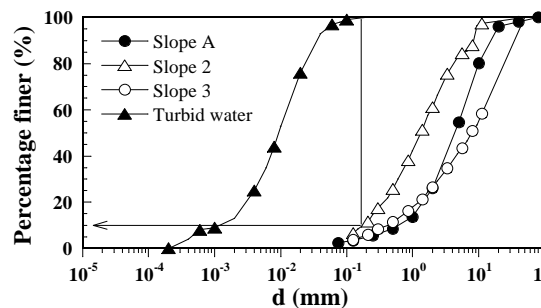


Fig.6 Grain size distributions of produced sediment on slopes A, 2, 3 and turbidity material

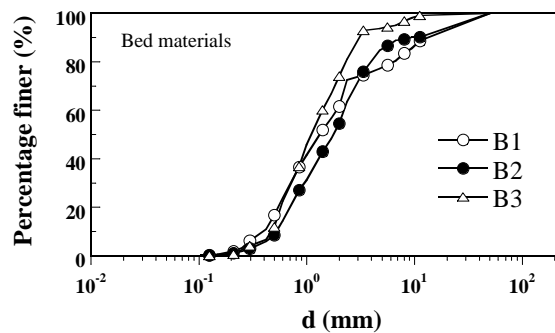


Fig.7 Grain size distributions of deposit in pools after sediment passing

それらは土砂生産源に 5 から 10% 含まれている。

Fig.7 は Fig.1 の B1,B2,B3 地点のプールに堆積した土砂の粒度分布を示したものである。河床材料はその年に溪流に供給された土砂が観測区間を通過した後、プール内に残留したものを採取したものである。生産土砂に 5 ~ 10% 含まれている 0.2mm 以下の成分は B1,B2,B3 の河床材料にはほとんど含まれていない。

Fig.8 は 2001 年 7 月 10 日におけるプール内の堆積土砂量およびその中に含まれる 0.2mm 以下の

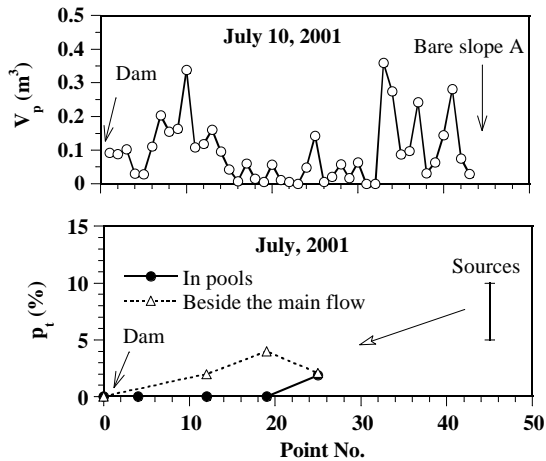


Fig.8 Volume of deposit in pools and percentage of sediment finer than 0.2 mm in deposit

粒子の存在割合を調べた結果を示したものである。横軸の Point は堰堤から約 20m 間隔で付けられている。まず、堆積土砂量の流下方向の変化を見ると 2つのピークが見られる。前年の 2000 年には降雨が少なく、生産された土砂の掃流砂成分は堰堤まで到達しなかった。下流側のピークはこの土砂が 2001 年の降雨で移動してきたものである。一方、上流側のピークは 2001 年に生産された土砂の堆積物である。Fig.8 下図より、No.26 より下流の堆積土砂に含まれる 0.2mm 以下の成分の割合は 2% 以下で、No.20 の下流では全く濁度成分を含まないわけではないが、0% に近づいている。先に述べたように元々 5~10% 含まれていたとすると、土砂が移動するにつれてそこに含まれる 0.2mm 以下の濁り成分が減少したことになる。ただし、淀みの部分には 0.2mm 以下の成分が 2~4% 含まれており、これらが濁りの主要な生産源になるかどうかは今後の検討を要する。

3.3 濁水の発生条件

堰堤地点では、2000 年 6 月から 10 月まで濁度の自動計測が行われた。それに先立って、1999 年にはいくつかの洪水時に手で濁度を計測した。その一例として 1999 年 6 月 17 日の観測結果を Fig.9 に示す。時間雨量が 10mm/hr を越える辺りから濁水が堰堤に達していることがわかる。Fig.10 は 2000 年に発生した全ての濁水発生日の日最大時間流量と日最大時間雨量をこれ以外の日のデータと併せて示したものである。が発生日のデータ、が非発生日のデータである。流量は堰堤で計測されたもの、雨量はヒル谷流域内の 3 箇所

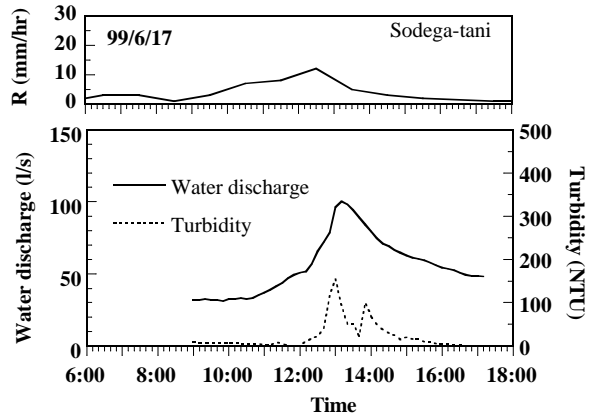


Fig.9 Rainfall, water discharge and turbidity

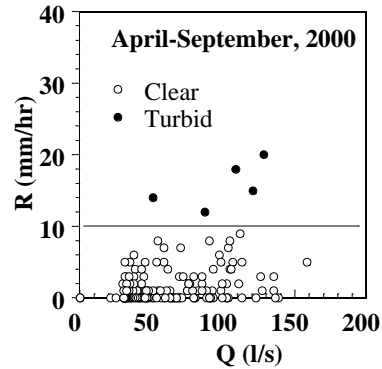


Fig.10 Maximum hourly rainfall and maximum water discharge for each day

計測されたもののうち最大値を示したものである。この図から、日最大流量が大きくても濁水が発生しない場合があるのに対し、日最大時間雨量が 10mm/hr を超えると必ず濁水が発生していることがわかる。ヒル谷の特性として、日最大時間雨量 = 10mm/hr が濁水発生の一つの指標となっていることは明らかである。流量が大きくても濁水が発生しない理由としては、堰堤地点の流水が堰堤直上流の左岸沖積層からの湧水による場合、移動土砂が湧水点より上流にあれば侵食されないこと、生産土砂のほとんどが堰堤に流入した後にプールに残留している土砂は侵食されにくく、濁水のもとになる成分もほとんど存在しないことが考えられる。

3.4 1999 年~2001 年の土砂移動

Fig.11 は 1999 年~2001 年におけるプール内の堆積土砂量の分布を示したものである。1999 年 4 月

22 日の融雪出水時にすでに堰堤の直上流まで土砂が来ているのは前年の生産土砂である。7 月 6 日には 5 月～6 月末までの出水によりプール内の土砂はかなり減少している。この時点で、この年の生産土砂もほとんど堰堤まで到達していることが流域調査からわかっている。

2000 年は降雨が少なく、この年の裸地 A の生産土砂は 7 月 7 日の時点でやっと No.30 付近に来ている程度である。また、このとき No.28 付近より下流のプール内の堆積土砂量はほぼ 0 になっており、前年 7 月 6 日の時点でわずかに残っていた堆積土砂はさらに侵食され、その区間のプールは空の状態にある。2000 年 9 月 27 日の時点では、その年に生産された土砂が裸地 A と試験堰堤の中間点にやっと到達し、11 月 13 日には試験堰堤の近くまで到達している。しかし、流域調査によるとこの年の生産土砂は堰堤にまでは到達していない。

2001 年はまず、前年プールに貯留されたままになっていた土砂が出水時移動するとともに、2001 年の生産土砂が支川合流点付近に到達している。8 月にはほとんどの土砂が河道を通過している。

4. 土砂供給イベントのモニタリング

4.1 概要

Fig.9 流量と濁度の変化では、流量と降雨量のピークが 1 つしかないのに、濁度のピークは 2 つあった。この理由の一つとして、上流で大きな土砂供給イベントが 2 回発生し、それに対応した濁度の増加があったということが考えられる。もしもそうであれば、濁度のモニタリングから土砂供給イベントの発生が推定できることになる。

4.2 ビデオ観測結果

2000 年 6 月から裸地 A とその付近の溪流の様子をビデオカメラで撮影し、降雨時にこの土砂供給源と溪流でどのような土砂動態イベントが起こっているのかを観測し、それらと堰堤で観測される濁度変化との対応について検討する。

6 月 23 日に裸地 A 付近の降雨状況、裸地斜面における表面流の発生、それに伴う斜面下部および渓床上に堆積した土砂の侵食現象がビデオ撮影された。Photo 2(a)は当日の 5 時 40 分における裸地 A 下部を写した一コマである。土砂堆積物は線で囲まれた部分である。降雨は間欠的に強くなったが、強くなると Photo 2(b)のように堆積物の向かって左側に表面流が発生し、側岸が活発に侵食さ

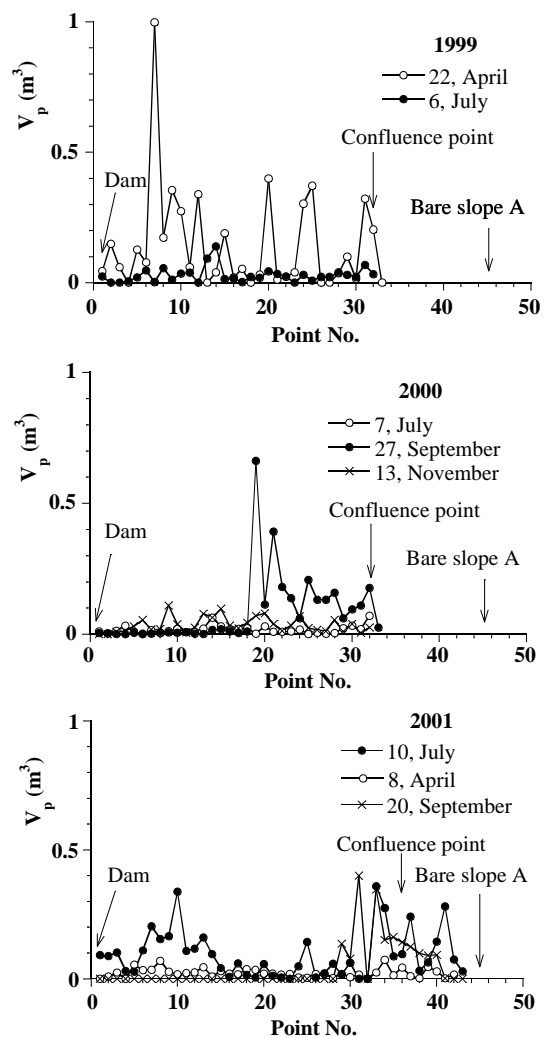
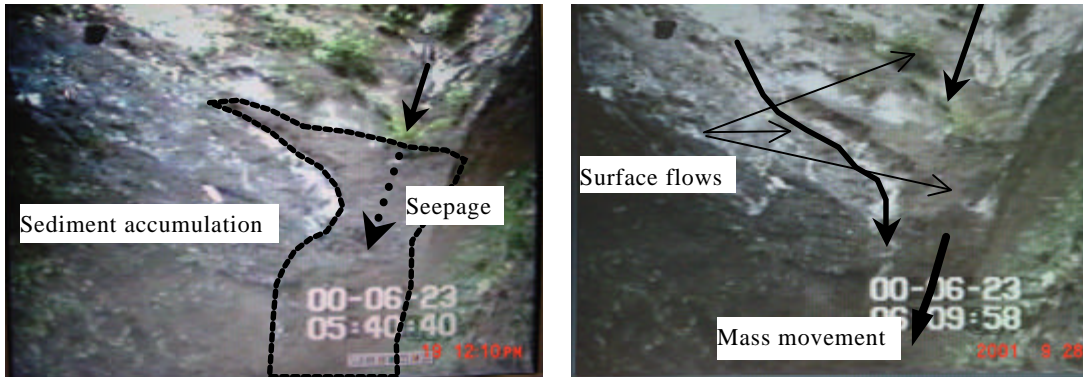


Fig.11 Deposition volume in pools

れた。

溪床堆積物には上流からの流水が供給されるが、6 時 8 分ごろまでは全て浸透して表面流は発生していない。しかし、流入流量が大きくなる 6 時 8 分を過ぎると Photo 2 (b)に示されているように、左岸側に表面流が発生し、土砂が土石流のような形態で移動した。その後、6 時 9 分から 10 分に堆積土砂が土塊として移動し、その後、左岸側に水みちができ、6 時 20 分ごろまで土石流状態で土砂が流下している。また、6 時 49 分から、堆積土砂の上流右岸側から下流左岸側を流れる流路が発達し、堆積土砂は側岸侵食され、堆積物は Photo 2(c)のようになった。

下流の渓流水は 6 時 8 分ごろまでは濁りがなかったが、堆積土砂の侵食が始まる 6 時 8 分ごろから濁り始め、侵食が活発になる 6 時 12 分ごろから濁りが強くなり始めた。裸地 A の下部で土塊の移動や土石流の発生が見られた 6 時 10 分から 13 分



(a) 5:40:40 (b) 6:09:58
Photo 2 (a),(b) Occurrence of surface flows and mass movement



(c) 6:23:07 (d) 7:00:50
Photo 2(C) Occurrence of surface flows and mass movement Photo 3 Occurrence of debris flow

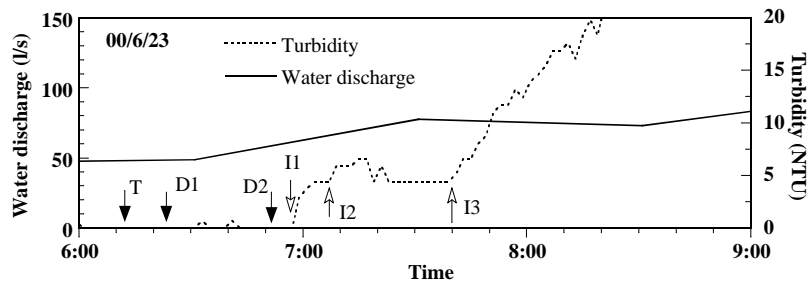


Fig.12 Sediment and mass movement near Slope A and turbidity at dam point

その後、6時23分にはじめて土石流が河道を下った。6時51分にも再び土石流が発生している。6時23分に発生した土石流の流下の様子を Photo 3 に示す。

4.3 濁度の時間変化と土砂供給イベント

上記のビデオ撮影中、約 1km 下流の堰堤で濁度の連続観測が行われた。Fig.12 は 6時から 9時までの堰堤地点の濁度と流量を示したものである。

濁度が大きくないのは前述したように支川 B の流水による希釈によると思われる。裸地 A 付近では、6時12分ごろ(T)から濁りが強くなり始めているが、Fig.12 によると堰堤ではそれから 45分くらい遅れて濁度の上昇 I1 が見られる。その後、6時23分ごろ泥流(D1)が河道を下った。この泥流の発生に伴うと思われる濁度の上昇 I2 は、約 45分後ダム地点で観測されている。さらに、同様な現象が起こり、6時51分に再び泥流(D2)が発生し

ている。この泥流による濁度の上昇は47分後ダム地点に現れている。ところで、山地溪流における濁りの伝播は階段状河床のプールによって遅延される。堰堤の下流で6月23日とほぼ同じ流量の50?/sのとき、濁りの伝播実験を行った。その結果によると、濁りの伝播速度は30cm/s程度であった。ダムの上流でもこれと同じ速度で伝播したとすると、裸地A付近からダム地点まで濁りが到達するのに約50分かかることになり、前述したような裸地Aでの濁りや泥流の発生時刻とダム地点での濁度の上昇時刻のずれが説明できる。このように下流の濁度の変化と上流の土砂供給イベントがよく対応している。

5. 土砂供給量のモニタリング

5.1 概要

前章までに、ヒル谷源頭部の裸地で生産されたフレッシュな土砂には濁り成分が5~10%含まれ、それが堰堤まで達するとその割合はほぼ0%になることを示した。そこで、出水時に堰堤を通過する濁り成分の量から、土砂供給量が推定できるかどうかについて検討する。ここで問題になるのは、供給土砂の移動と関係のない濁り成分が河道堆積物や斜面からも流出することと、濁り成分の中に有機物質も含まれていることである。これらのことも含めてここでは検討する。

5.2 濁り成分に含まれる有機物質の割合

濁り成分は有機物質による濁り成分も含めた値である。フレッシュな生産土砂には有機物質は含まれていないので、濁り成分から土砂供給量を推定するためには、濁り成分に占める有機物質の割合を知らなければならない。そこで、2002年7月15日の出水時に濁り成分のサンプルを採り、濁り成分に含まれる有機物質の割合を強熱減量試験により求めた。Fig.13は当日の8時から18時までの堰堤における流量および濁り成分の時間変化を示したものである。Fig.14は濁り成分に含まれる有機物質の割合を重量比 p_o で求め、その時間変化を示したものである。多少流量の増減に対応して有機物質の割合も増減しているが、それほど大きな変化は無く14~22%であった。有機物質の流出は季節的に変化し、一洪水中でも変化すると考えられるので、濁り成分中の有機物質の割合を一概に決めることはできないが、およそ14~22%程度の範囲にあることがわかった。

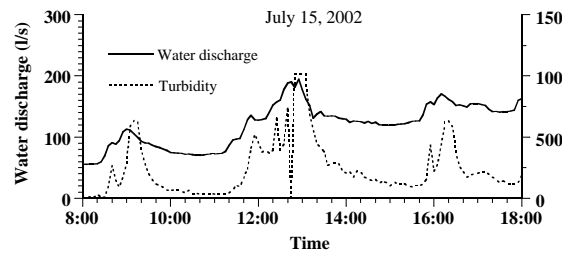


Fig.13 Water discharge and turbidity

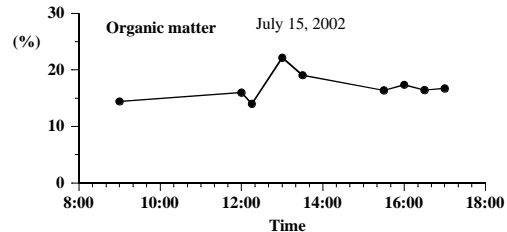


Fig.14 Percentage of organic matter in turbid material

5.3 濁り成分と濃度のキャリブレーション

濁り成分から浮遊土砂量を求めるためには、濁り成分と濃度のキャリブレーション式が必要である。そこで、2002年7月15日の出水において濁り成分と体積濃度の関係式を求めた。濃度は、

$$C_t = \frac{W_t}{\rho_t g V_t} \quad (5.1)$$

ここに、 W_t : 採水中の濁り成分の重量、 r_t : 濁り成分の密度、 V_t : 採水容積、 g : 重力加速度である。

濁り成分の密度は、

$$\rho_t = \frac{\rho_s \rho_o}{\rho_o + (\rho_s - \rho_o) p_o} \quad (5.2)$$

ここに、 ρ_s : 砂の密度、 ρ_o : 有機物の密度である。

砂の比重を2.7、有機物の比重を1.5として、観測結果および強熱減量試験から体積濃度を求め、濁り成分との関係を求めるとFig.15のようになった。両者にはほぼ線形の関係があることがわかる。

5.4 供給土砂量の推定

土砂生産源から供給されたフレッシュな土砂に含まれる濁り成分は移動過程で流出してゆき、堰堤地点では全て流出しているとする、供給土砂量は濁り成分の堰堤における通過体積を Q_t と土砂生産源における濁り成分の体積割合 f_t から次式のように推定される。

$$V_s = \frac{1}{1-\lambda} \frac{Q_s}{f_s} \quad (5.3)$$

ここに、 λ ：生産土砂の空隙率である。

Q_s は濁度成分の濃度 C_s から次式で求められる。

$$Q_s = \int_T Q C_s dt \quad (5.4)$$

C_s は濁度からキャリブレーション式を使って以下ようになる。

$$C_s = \alpha T_b \cdot f_o \quad (5.5)$$

ここに、 f_o ：濁度成分に占める土砂成分の体積割合で、重量割合 p_o から次式で求められる。

$$f_o = \frac{p_o \rho_s}{p_o (\rho_s - \rho_o) + \rho_o} \quad (5.6)$$

以上の考え方により、2002年の供給土砂量を推定する。使用するのは、流量、濁度の時系列データ、濁度と濃度のキャリブレーション式であるが、濁質成分に含まれる有機物質の割合および生産土砂に含まれる濁度成分の割合に幅があるため、推定土砂量もある範囲で求められる。計算の結果、推定生産土砂量は $44 \sim 98 \text{ m}^3$ となった。この年、堰堤に堆積した土砂量から求めた2002年の土砂生産量は約 $50 \sim 60 \text{ m}^3$ であるので、推定供給量はそれとほぼ一致することになる。

6. 土砂移動のモニタリング

6.1 概要

土砂移動、すなわち流砂のモニタリングにおいて、量と質を知るためには採砂や採水によるしかない。しかし、現実的にはこのような直接的な方法は技術的な問題点もあり困難な面も大きい。一方、供給土砂の量と質をモニタリング結果から与え、土砂水理学的手法でその移動を追跡する方法も考えられる。この方法では、供給土砂量およびその粒度分布の推定精度と流量の推定精度による。

この章では、洪水時の濁度と流量の関係に着目し、その履歴形態を分類し、それと土砂移動過程の対応を明らかにする。これにより、ヒル谷における土砂移動状況をどの程度知ることができるかについて検討する。しかし、この結果は流域の特徴によって異なる。

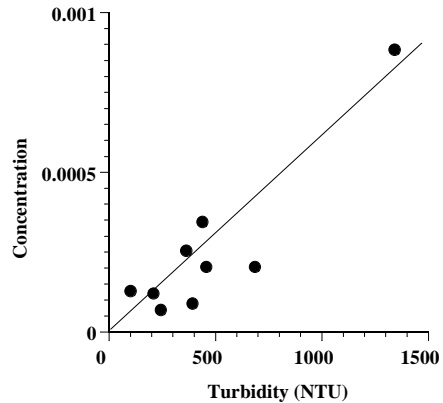


Fig.15 Calibration between turbidity and concentration

6.2 濁度の変化と土砂動態

Fig.16は1999年5月27日および6月17日、2000年6月23日、7月15日、7月25日および9月11日の洪水について流量と濁度の関係を示したものである。流量がピーク値になるまでを、それ以降をで示している。全ての洪水で流量と濁度の関係が右回りのループを描いており、増水期の方が同じ流量でも濁度が大きい。また、流量に対する濁度の変化率も洪水ごとに大きく変化している。

Fig.16の2000年の結果について、土砂移動状況の調査結果を踏まえて考察する。Fig.11に示すように、1999年7月6日時点で河道のプールにはわずかし土砂が残されていないので、2000年の移動土砂はその年に生産されたフレッシュなものがほとんどで、それらは最初裸地A付近に堆積している。また、6月23日はこの年初めて濁水が発生した日で、裸地Aの堆積土砂が初めて移動した日である。この日の濁度変化を見ると、大きなループを描いているものの流量が増加しても濁度はそれほど増加していない。しかし、7月15日には濁度が急激に増加している。7月25日以降は再び流量に対する増加率が小さくなるとともにループも小さくなっている。裸地A付近の堆積土砂は強い降雨時のみ流水が生じる支川Aを流下し、その後、通常流水のある支川Bとの合流点から本川を流下する。7月7日の調査では合流点付近に土砂移動の先端が到達していることが確認されており、7月15日には土砂が合流点の上下流にあったと思われる。Fig.8で説明したように、河道堆積物に含まれる濁り成分は流下に伴って減少するが、合流点付近では濁度成分を多く含んでおり、本川流水による活発な土砂移動によって濁度が大きく

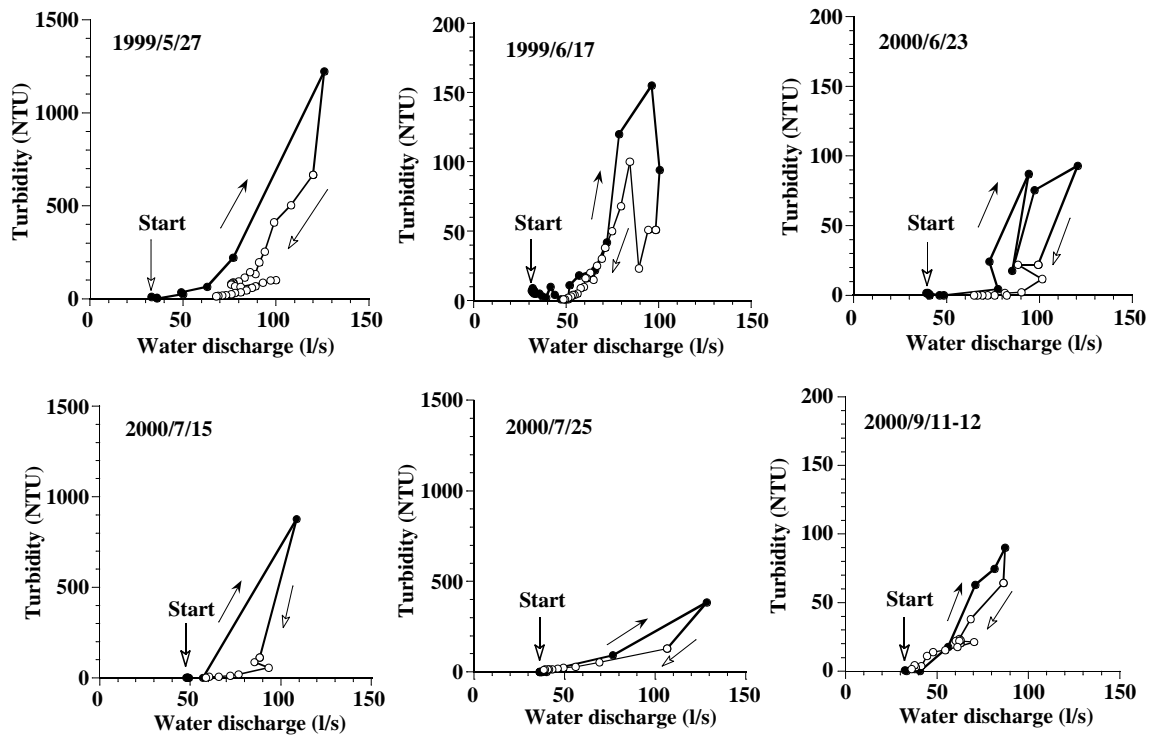


Fig.16 Change of turbidity and water discharge in a flood

なっている。それに比べて6月23日の堰堤地点の濁度が大きくないのは、裸地A付近で発生した濁水が支川Bの流水で希釈されたためと考えられる。その後、土砂移動とともに土砂に含まれる濁度成分が流出するので、結果的に7月25日以降濁度は大きくなっていない。Fig.17は1999年における流量と濁度の関係を洪水別に整理したものである。Fig.11に示すように土砂がほとんど移動してしまっていて、堰堤上流にわずかしかなかった土砂が残っていない6月30日では、流量が非常に大きくならなければ濁度は大きくならないことがわかる。

土砂がまだ支川A内にあるときは、流水は強い降雨中に生じるので、土砂の侵食は洪水初期に生じ、濁度も大きくなるが、降雨後の流量減水期には支川Aには流水が少なく侵食も進まず、その結果濁度も小さい。そのため大きなループを描く。しかし、堰堤に近づくにつれて本川流量に大きく支配されるようになりループが小さくなる。すなわち、土砂が上流にあればあるほど大きなループになる。ループを描くもう一つの原因は降雨イベントに遅れて流出する左岸沖積層からの湧水の存在にある。1999年5月27日および6月17日はそれぞれ2000年7月15日および7月25日と同じような土砂移動状況にあったと推察される。

以上のように、堰堤で観測される洪水中におけ

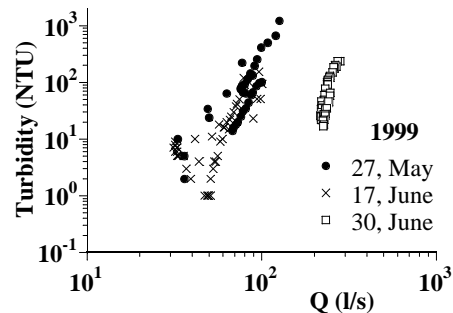


Fig.17 Relation between water discharge and turbidity

る濁度の履歴ループの大小および流量に対する濁度の増加率は堰堤上流での土砂動態の定性的な特徴とよく対応しており、このような特性を知っていれば、濁度観測から上流の土砂動態の状況を推測することが可能であると考えられる。

7. おわりに

本研究では、濁度を指標とした山地河川の土砂動態のモニタリング手法を開発するために、流域面積 1km^2 程度の実山地小河川流域での土砂動態と濁度変化について観測した結果を述べた。得ら

れた主な結果を列挙する。

- (1) 上流の土砂供給源における土砂移動現象に対応して下流側の濁度が敏感に変化する。
- (2) 濁度と流量の連続観測から上流で河道に供給された土砂の量がある程度推定できる。ただし、これはヒル谷流域の結果であり、流域面積の大きさや土砂流出形態の違いによって結果が異なるかもしれない。
- (3) 洪水時の濁度の履歴から土砂移動の状況が推測される。すなわち、流量に対する濁度の増加率が小さいが大きなループのときには生産土砂が移動し始めた段階にある。増加率、ループともに大きいときは生産土砂が活発に移動している状態に対応し、堰堤に近づくにつれて、小さいループで増加率も小さくなり、ほとんどの土砂が流出してしまうと、濁度の増加率は極めて小さくなる。
- (4) 下流で観測される濁度の変化は土砂供給過程や移動過程の結果を的確に表現しており、また、場の変化にもよく対応していることから、土砂動態の指標として有効である。

謝 辞

本研究の観測は京都大学防災研究所技官志田正雄氏、事務補佐員弘岡路子さん、同大学院農学研究科大学院2回生の大野哲君、山本恭子さんの協力を得て遂行された。ここに、記して謝意を表す。

参考文献

- 浦真，下井田実，有澤俊治，横山康二，浜名秀治(2001)：与田切川における流砂の計測 - 流砂系モニタリングのために - ，砂防学会誌，Vol.54，No.3，pp.81 - 88.
- 澤田豊明(1985)：山地流域の土砂流出に関する研究，京都大学学位論文.
- 仲野公章，笹原克夫(2001)：流砂の計測 - 今，なぜ流砂の計測か - ，砂防学会誌，Vol.54，No.1，pp.90 - 97.
- 本郷國男(2001)：姫川における流砂系土砂モニタリング，砂防学会誌，Vol.53，No.6，pp.77 - 81.

A Monitoring Method for Sediment Movement in a Small Mountainous Watershed

Masaharu FUJITA, Toyooki SAWADA and *Takahisa MIZUYAMA

*Graduate School of Agriculture, Kyoto University

Synopsis

The volume and the timing of sediment supply from a source point into a torrent are the essential parameters governing the sediment movement in the watershed. However, it is very difficult to measure them directly. Wash load may be used as an index indicating indirectly both of the volume and the timing because the occurrence of wash load is closely related to sediment movement. In this paper, we have studied this point from the field observation. We have introduced a monitoring system of sediment movement in an experimental watershed. The video camera system is recording the erosion process of the deposit and the sediment transportation in the headwater area. The turbidity meter and the flowmeter have been installed at the about 1000 m downstream of the video camera site. The observation result has shown that the situation of sediment movement can be inferred from the data of turbidity and water discharge.

Keywords: sediment runoff, monitoring, sediment production, turbid water, wash load, sediment movement

